Г. Розенбуш

ОПИСАТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГРАФИЯ

ГОРГЕОНЕФТЕИЗДАТ

1934

Инв. 1396
552 (071)
Р64

Г. РОЗЕНБУШ

ОПИСАТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГРАФИЯ

С четвертого немецкого издания,
подготовленного А. Озанном,

перевод сотрудников ЦНИГРИ
Б. И. Борсука, Н. П. Воронова, Г. М. Гапеевой,
А. Г. Гокоева, Е. К. Егоровой, Л. Г. Кваши, М. Л. Лурье,
В. С. Соболева, Е. В. Соловьевой, Л. В. Хмелевской

Под редакцией и с дополнениями петролога ЦНИГРИ, горного инженера
В. Н. Лодочникова

Допущено Наркомпросом РСФСР
в качестве учебного пособия для университетов

2414



ОНТИ · НКТП · СССР
ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ
ГОРНО-ГЕОЛОГО-НЕФТЯНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД · МОСКВА · ГРОЗНЫЙ · НОВОСИБИРСК · 1934

ГР - 65 - 5 - 2
ТКК № 136

H. ROSENBUSCH

ELEMENTE DER GESTEINSLEHRE

von

Dr. A. OSANN

Professor der Mineralogie und Petrographie
an der Universität Freiburg i. B.

Vierte neu bearbeitete Auflage
Stuttgart 1923

Книга представляет перевод классического труда германского петролога Розенбуша и является одним из наиболее полных руководств по описательной петрографии, близким по количеству содержащегося в нем материала к объему краткого справочника. Она составлена немецким ученым по его же справочнику по магматическим породам (1908 г., 1 600 стр.), откуда извлечено все самое существенное, с добавлением описания пород метаморфических и осадочных, а также с иллюстрацией химизма пород. Озанн дополнил фактический материал до 1923 г. и несколько расширил химическую сторону предмета.

Предлагаемая петрография дает таким образом наиболее полное описание горных пород, встреченных до 1923 г. на земной поверхности, в отношении их состава — минералогического и химического, структуры, текстуры, а также способов залегания и мест главнейшего распространения. В этом отношении книга представляет наиболее полное изложение предмета.

Редактором В. Н. Лодочниковым сделаны только совершенно необходимые добавления и исправления принципиального характера.

Книга необходима для студентов втузов петрографической специальности в качестве пособия при составлении дипломных работ, а также для аспирантов и научных работников в качестве единственного в настоящее время справочника по описательной петрографии.

Издательство просит исправить погрешности и замеченные опечатки, искажающие смысл

Страница	*Строка*	*Напечатано*	*Следует читать*	*По вине*
24	4 снизу	образуют плотную породу	стягивались в компактной породе	Ответ. редактора
27	7 сверху	сжатия	стяжения	„ „
97	10 сверху	плотности	кислотности	Корректора К. С. Стрельцова
99	7 сверху	*голубой*	*синий*	Ответ. редактора
100	25 снизу	мусковита.	мусковита [ср. со сказанным мною в § 42].	„ „
152	21 сверху	виллиамит	виллиаумит	Корректора К. С. Стрельцова
156	11 снизу	с нормальными формами породы	с вмещающей породой	Ответ. редактора
176	17 снизу	стр. 1 0	стр. 178	Техн. редактора
180	3 сверху	плагиоклаза	пироксена	Ответ. редактора
192	17 сверху	флюорапатит	фторапатит	„ „
197	7 снизу	экеритам	акеритам	„ „
201	23 сверху	формой	структурой	„ „
205	1 сверху	лабрадорит	лабрадор	„ „
244	20—19 сн.	квасцевых	кварцевых	Корректора Ф. Ф. Александрова
267	7 снизу	микролитовым	миаролитовым	Корректора К. С. Стрельцова
270	8 снизу	кончикитам	мончикитам	„
302	19 снизу	малахитами	малхитами	„
307	17 сверху	в более	для более	Ответ. редактора
307	18 сверху	исследованиях	исследований	„ „
329	19 снизу	излившиеся	„излившиеся“	„ „
353	5 сверху	кенитам	кеннитам	Корректора К. С. Стрельцова
361	19 снизу	лабрадорита	лабрадора	Корректора Ф. Ф. Александрова
361	5 снизу	Аташ	Атач	Ответ. редактора
380	13 сверху	переполненной	переполненного	Корректоров М. А. Михайловой
385	9 сверху	Кассия	Касселя	Корректора К. С. Стрельцова
385	6 снизу	*платинитом*	*палатинитом*	Корректора К. И. Леонтьева
389	16 сверху	Воды	Вода	„
410	7 сверху	см. таблицу 1	см. диаграмму 1	Редактора Е. И. Фалька

Страница	*Строка*	*Напечатано*	*Следует читать*	*По вине*
410	9 снизу	а в левую сторону	а 2 в левую сторону	Корректора К. С. Стрельцова
447	1 сверху	нефелитоидного	нефелинитоидного	Ответ. редактора
453	11 сверху	Орденит	Орендит	Корректора К. С. Стрельцова
511	1 сверху	содержит 2 остатка	содержит 4,2 остатка	Ответ. редактора
557	8—9 сверху	классический	кластический	Корректора К. С. Стрельцова
567	12 снизу	магнетических	магматических	„
578	4 сверху	и на основании опытов	из наблюдений	Ответ. редактора
614	6 сверху	андезитового	андезинового	„ „
619	21 снизу	троттолит	трохтолит	„ „
671	8—9 сверху	бериллоглиноземистый	бериллий содержащий	„ „
682	20 сверху	пироксен	пироксенит	„ „

Предисловие редактора

Необходимость в переводе на русский язык предлагаемого классического учебника по описательной петрографии покойного гейдельбергского профессора и всемирно известного ученого Гарри Розенбуша чувствовалась уже очень давно. Намерение сделать такой перевод существовало еще во время моего пребывания в Петербургском горном институте 25 лет тому назад, но осуществить его не удалось за ненахождением издателя. Больше того, когда настоящий перевод был уже закончен, оказалось, что он был уже раньше сделан в десятых годах с третьего немецкого издания. Лучшего доказательства необходимости этой книги не придумать.

Действительно, в «Элементах»,[1] как их часто для краткости называли и называют, собрано так много фактов, как ни в какой другой книге по описательной петрографии, и читатели, знакомые с русскими дореволюционными и советскими учебниками, печатными и литографированными, могут сами убедиться, что для многих из них оригиналом служила предлагаемая книга как в перечислении месторождений пород, так и в их характеристике и классификации.

Как специалист-петролог, заинтересованный всей своей деятельностью в развитии и процветании науки о горных породах в нашей громадной стране, я положил много старания для достижения возможно большей однородности перевода, сделанного многими лицами, и очень старался не пропустить ни одного промаха своих помощников-переводчиков — особенно что касается пропусков таких слов, как очень, весьма, редко, часто, и, или и т. д., имеющих очень большое значение во всякой описательной науке. Я уверен, что таких пропусков в книге нет, и если они найдутся — это всецело моя вина: из уважения к исключительно плодотворной деятельности германского ученого я не считал себя вправе пропускать что-либо из того, что он считал нужным упомянуть в своей книге. Как видно из предисловия Розенбуша к первому изданию, книга предназначалась им и для учащихся и для учащих. И я не побоюсь сказать, что ею неоднократно приходится пользоваться и нам, матерым специалистам, в отношении многих касающихся минералогического состава пород подробностей. Настоящая книга представляет собою не учебник, а скорее краткий справочник по петрографии, скомпанованный Розенбушем из его же знаменитой и тысячи раз цитировавшейся учеными «Mikroskopische Physiographie», являвшейся в десятых

[1] Розенбуш, как видно из немецкого названия оригинала, озаглавил свою книгу «Элементы учения о горных породах». Я позволил себе перевести вольно, сохраняя только смысл содержания книги, не боясь некоторой тавтологии в заглавии.

и двадцатых годах нашего столетия единственным справочником в отношении минералогической характеристики горных пород для петрографов всех наций. Сделав большие сокращения в этом справочнике для «Элементов», Розенбуш ввел в последние и химическую характеристику горных пород, которая получила особенное развитие в руках специалиста этой стороны вопроса А. Озанна, пополнившего данные Розенбуша некоторыми фактами и соображениями из своих монографий относительно химизма горных пород. «Элементы» сделались таким образом кратким справочником и в этом отношении.

Из чтения книги читатель сам увидит, что наиболее правильно было бы назвать ее не учебником, а именно кратким справочником, а в таком случае отпадают сами собою и упреки, которые можно было поставить авторам за особенное выделение некоторых черт в характеристике горных пород и только краткий их разбор в других отношениях. В частности в учебнике должна была бы найти место история развития взглядов на главнейшие породы, например граниты, базальты, серпентиниты (автометаморфизм) и гнейсы (метаморфизм). Только таким путем можно ввести изучающего предмет, науку, в самую сущность, намерения и цели последних, т. е., как говорят, in medias res, и тем самым сразу заинтересовать читателя и вызвать у него стремление покончить с несовсем разрешенными вопросами, поставить иначе другие и т. д. Можно было бы сделать авторам и другие упреки в смысле распределения материала, номенклатуры и пр., словом, все то, что обычно делается в отношении молодых наук, находящихся еще в начальных стадиях своего развития. Но все эти упреки с лихвой — и большою — покрываются колоссальным фактическим материалом, собранным в книге, а в молодой науке материал играет совершенно незаменимую ничем роль: раз он весь налицо, любой может взяться за постройку наиболее стройного и цельного с его точки зрения здания.

Как во всякой молодой науке, в петрологии существуют различные точки зрения даже на важнейшие ее вопросы. И сообразно этому весьма быстро меняются и существующие гипотезы. Стоит только напомнить о роли, которая приписывалась десяток-другой лет тому назад эвтектике и которая теперь с таким же увлечением приписывается так называемому принципу реакций. С другой стороны, терминология нашей науки оставляет желать —по молодости последней — очень много лучшего: даже большие группы пород носят иногда названия, совершенно не соответствующие — с моей точки зрения — сути дела. В этом отношении кричаще недопустимы, по-моему, названия «глубинные», «эффузивные» и «жильные» магматические породы. *Многие* граниты, особенно габбро, эссекситы, тералиты и т. п., вовсе не являются породами глубинными, разве что считать за таковые породы, застывшие на глубине в сотню-другую метров или даже внутри мощных потоков на земной поверхности. Наоборот, *некоторые* «эффузивные» или «излившиеся» породы несомненно застывают на глубине, измеряемой километрами, т. е. являются геологически глубинными несмотря на свое название «излившихся»; я уже не говорю о том, что *многие* «излившиеся» породы изливаются внутрь коры, а вовсе не на поверхность ее. Получающуюся от такой «номенклатуры» путаницу в умах студентов и работников геологии едва ли можно преувеличить, а что она действительно существует даже у старательных работников — в этом убеждают меня и собственный

ученический опыт, и наблюдения преподавателя, и даже практика консультанта. Поэтому я взял на себя смелость избавить учащихся — и только ли их? — от такой несообразности, заменив термины «глубинные», «излившиеся» и «жильные» породы соответственно терминами «гранолиты», «порфиролиты» и «схизолиты», несмотря на неравнозначность последнего термина двум первым (подробности на этот счет см. в соответствующих дополнениях).

Такого же приблизительно — принципиального — характера и остальные дополнения и замечания (за исключением указаний некоторых союзных месторождений), которые я позволил себе вставить в книгу Розенбуша. Указывавшийся выше пиетет к деятельности знаменитого ученого, единственного в своем роде знатока горных пород, не мог, не должен был останавливать меня: amicus Plato, sed magis amicus veritas. Все эти вставки легко видны читателю, так как взяты в скобки. Кроме того я все косоугольные координаты Озанна в его изображении составов горных пород перевел в прямоугольные, изображая его данные предложенным мною способом: против преимущества прямоугольной сети перед косоугольной спорить не приходится, хотя к сожалению и у нас в Союзе диаграмма Озанна еще продолжает применяться.

Очень недавно английский петролог Шэнд (S. J. Shand) обвинил некоторых не названных им петрографов и в частности Розенбуша за то, что в учебниках первых и особенно в вышеупомянутой «Микроскопической физиографии» последнего меньше количественных данных относительно входящих в породу компонентов, чем в любой поварской книге. Количественные данные заменяются-де здесь словами: много, мало, довольно много и т. д. Все это к сожалению верно и к сожалению же никак не могло быть иначе. Та логика, о которой говорит Шэнд в посвящении к своему учебнику, касается не только вещей, но и явлений. Прежде чем задавать вопрос «сколько», мы должны узнать «что» и «какой», а в этом отношении больше, чем кто-либо другой из людей, живших и живущих на земле, сделал именно Розенбуш, *лично* знакомившийся с составом подавляющего большинства описанных им в «Элементах» пород, посылавшихся ему в виде образцов многочисленными учениками и друзьями, рассеянными по всему свету.

Конечно, в составе горных пород главную роль играют *минералы, отдельные фазы* (далеко не всегда в породах минерал является именно фазой) *физико-химической системы*, а не независимые ее компоненты, определяемые химическим составом магмы (но не породы), какового мы не знаем и никогда в точности не узнаем. Вследствие несомненности последнего моего утверждения, важнее в породах именно минералогический состав, и только в том случае, если бы химический состав породы отвечал в точности составу магмы, и минералогический и химический состав породы имели бы *одинаково* важное значение. Отсюда становится понятным появление *гетероморфизма* в породах и даже его необходимость: *магматические породы* одинакового химического состава могут отличаться—и отличаются—по минералогическому составу так, как могут отличаться—и отличаются—иногда *магмы*, из которых они образовались, приобревши в различных геологических условиях одинаковый химический состав. Два-три особенно резких примера гетероморфизма мною приведены в дополнениях.

Для количественно-минералогической классификации горных пород время однако еще не наступило: до сих пор для этого еще слишком мало данных — по крайней мере опубликованных. Больше того, многие «количественно-минералогические» данные представляют собою простые пересчеты (приводимые ниже в «Элементах») химического состава породы, т. е. дают немногим больше, чем этот последний. Между тем можно утверждать, что большинство, особенно гранитов, гетероморфны в качественном отношении, т. е. можно было бы сказать гетероплетны: количество ортоклазовых молекул вовсе не дает в них количества актуального калиевого полевого шпата, и гранитов это обстоятельство касается в особой мере потому, что их олигоклаз, как наиболее близкий из плагиоклазов к ортоклазу по своим формам, больше всего вбирает ортоклазовых молекул (см. хотя бы в справочнике Hintze или в новых сводках Vogt и Allen). Все это указывает, что для количественно-минералогической характеристики горных пород подсчет *актуального* минералогического состава абсолютно необходим и притом на достаточном числе пород. Пожалуй, только минуя этот этап, мы сможем снова вернуться уже к строго обоснованной качественно-минералогической характеристике горных пород, исходя из количественно-минералогических данных. Упомяну еще, что до сих пор мы ничего не знаем не только о количественно-минералогических *изменениях* в отдельной какой-либо породе, представляющейся нам на ее выходе совершенно *однородной*, но и никем еще не исследовано, в каких границах происходят *колебания* в количествах окислов в такой кажущейся однородной массе одной и той же породы. Иначе говоря, мы даже не знаем хотя бы химических границ того, что представляется отдельной единицей, а о средней из таких единиц и говорить, конечно, не приходится. Отсюда становится понятным, насколько обоснованы обвинения Шенда: нельзя же обвинять Ньютона, что он интегрировал хуже современного нам среднего студента.

В переводе «Элементов» принимали участие следующие геологи и сотрудники Центрального научно-исследовательского геолого-разведочного института (ЦНИГРИ): Е. К. Егорова (§§ 123 — 134 и 153—157), В. С. Соболев (§§ 241—317), Л. Г. Кваша (§§ 1—66), Г. М. Гапеева (§§ 67—96 и 114—122), Н. П. Воронов (§§ 97—113), Л. В. Хмелевская (§§ 135—152, 170, 337—373 и дополнения), Б. И. Борсук (§§ 318—336 и 374 — 442), А. Г. Гокоев (§§ 158 — 169), М. Л. Лурье (§§ 211 — 240) и Е. В. Соловьева (§§ 171—210).

Наконец и я и все, кому принесет пользу эта книга, обязаны своей благодарностью Е. М. Янишевскому, поддержавшему с достаточным усердием мою инициативу издания у нас «Элементов» перед соответствующим учреждением.

В. Н. Лодочников.

Ленинград, февраль 1934 г.

Предисловие к четвертому изданию

После того как появившееся в 1910 г. последнее издание этого труда было распродано, нижеподписавшийся по предложению издателя взялся за составление нового, четвертого издания. И в этом издании твердо проводилось решение держаться, сообразно заглавию книги, рамок «Элементов» учения о горных породах, т. е. приводить в сжатой форме только существенное этой науки, как это мастерски было представлено Розенбушем в прежних изданиях.

Расположение материала, за исключением незначительных изменений, осталось прежним. Только контактные породы рассматриваются не в виде придатка к отдельным магматическим породам, обусловившим их появление, но все совместно в третьей части настоящего издания: представлялось более целесообразным и естественным говорить о них только после осадочных пород в связи с динамометаморфизмом и кристаллическими сланцами. Остальной материал, особенно в отношении общей вводной главы, существенно переработан и приведен в соответствие с современными данными и взглядами. Очень тщательно был произведен отбор анализов, и из последних приведены только современные и заслуживающие доверия.

К сожалению, в настоящее время иностранная литература так трудно доступна, что вероятно многое из нового не могло быть принято во внимание так, как это было бы желательно сделать. Кое-что можно было еще привести в дополнении, остальное ждет своего завершения в следующем издании.

А. Озанн.

Фрейбург в Брейсгау, осень 1922 г.

Предисловие автора к первому изданию

Предлагаемая книга представляет собою основное содержание моих лекций по петрографии, как они постепенно развились в течение почти тридцатилетней педагогической деятельности. Пусть то, что до сих пор не без пользы сообщалось в узком кругу слушателей, станет достоянием более широких кругов учащихся и учащих.

Профессору Уссингу (Копенгаген) я обязан большой благодарностью за исключительную любезность в разрешении мне воспользоваться неопубликованными анализами, из которых три первых сделаны им самим, а два последних — Детлефсеном:

трахитоидный, богатый эвдиалитом луйяврит из Кангердлуарсука;

тонкозернистый, богатый эгирином луйяврит из Кангердлуарсука;

богатый полевым шпатом содалитовый сиенит с эвдиалитом из Кангердлуарсука;

богатые арфведсонитом шлиры в элеолитовом сиените из Кангердлуарсука;

арфведсонито-лейцитовый тингуаит из Кангердлуарсука.

Любезной помощи проф. д-ра Янаша (Гейдельберг) обязан я анализами:

аллалинитового сланца из Аллалин в Уэльсе;

нефелинового тингуаита с 37-го километра дороги Санта-Круц (Рио де Жанейро).;

нефелинового тингуаита из Альнё;

комптонита из Оксфорда (штат Нью-Иорк, США);

пироксенового кварцевого порфира из Генгстберга у Гриммы.

Проф. Мак Грегори (Гамильтон, штат Нью-Иорк) любезно предоставил мне возможность приложить анализ рибекита из щелочного гранита Кейп Анн в Массачузетсе.

Д-р Ван-Вервеке произвел давно в качестве моего ассистента в Страсбурге анализ авгита из эвкрита Беккафьорда, и дирекция геологического областного учреждения Эльзас-Лотарингии любезно разрешила воспользоваться анализом слюдяного кварцевого фельзофирита из Ширмека, произведенным также д-ром Ван-Вервеке.

Анализы авгитов из нефелинового базальта Катценбукеля, как равным образом и эгирин-эвгита, взяты из неопубликованной работы на премию д-ра Ляттермана.

По моему предложению д-ром Максом Диттрихом (Гейдельберг) произведены следующие анализы:

слюдяного сиенита из Фронау;

слюдяного сиенита из Фарренкопфа у Гаслаха;

эссексита из Салем Нек в Массачузетсе;

эссексита из Кабо Фрио (Рио де Жанейро);

щелочного сиенит-порфира с острова Конни Салем, Харбур, Массачузетс;

комендита из Коменды (С.-Пьетро в Сардинии);

пелитового гнейса со станции Вальдкирх (Шварцвальд);

ортощелочного гнейса из Сквадаес (Алеметешо, Португалия).

Все иллюстрации этой книги, за исключением рис. 1, любезно сделанного д-ром Тюрахом (Гейдельберг), и простых набросков четырех рисунков, сделаны искусною рукою проф. Зауэр (Гейдельберг).

При расчете двух таблиц помог мне д-р Саломон, а воспроизведение цветной таблицы к ним взял любезно на себя д-р Шальх.

За всю эту дружескую помощь сердечная благодарность.

Г. Розенбуш

Гейдельберг, май 1898 г.

Ни одно явление не объясняется само по себе и из себя самого — только многие явления, будучи рассмотрены совместно и расположены методически, дают в конце концов нечто, что может иметь ценность теории.

Гёте

Введение

Горные породы. Учение о горных породах. Методы исследования горных пород. Классификация горных пород

§ 1. *Горными породами называют геологически самостоятельные части земной коры более или менее постоянного химического и минералогического состава.* Чтобы называться геологически самостоятельной, часть земной коры должна одновременно удовлетворять трем следующим условиям:

1) в своем обособлении от окружающих ее масс она должна ясно показывать, что своим происхождением обязана своему особенному геологическому процессу;

2) ее вещественный состав не может быть непосредственно выведен из окружающих масс;

3) природа образующих ее веществ (минералогический состав), способ их сочетания между собой (структура) и занимаемое пространство (геологическая форма нахождения) должны находиться в причинной зависимости от того геологического процесса, которому эта часть коры обязана своим происхождением.

Из определения породы вытекает, что все породы суть минеральные аггрегаты, однородные или неоднородные; однако не всякий минеральный аггрегат есть порода. Породой является лишь тот минеральный аггрегат, который отвечает указанным выше условиям. Объем минерального аггрегата ни в коем случае не является решающим признаком, определяющим его как породу. Едва достигающая сантиметра по своей мощности лампрофировая жилка есть порода; случайный материал, выполняющий трещину — будь то кальцит, песок, рыхлые либо сцементированные глыбы или другой материал, — все это ни в коем случае не будет породой, как бы мощна трещина ни была.

Тот факт, что рудные жилы не считаются горной породой, в то время как в некоторых случаях они отвечают данному определению породы, объясняется чисто исторически. В обычном смысле порода должна быть компактным и твердым телом; однако геологически называют породами также и рыхлые массы, если они удовлетворяют вышеприведенным условиям.

Данное определение горной породы относится к породам, не измененным процессами выветривания. Если серпентиновая залежь превращается в опал, последний уже не является породой залежи. Точно так же и известьсодержащие и безизвестковые железистые глины, образующиеся благодаря выветриванию на месте минеттовых жил, не являются породами. В обоих случаях эти массы не отвечают третьему из вышеприведенных условий.

Названия «порода» и «горная порода» — разнозначащи.

§ 2. *Учение о горных породах* (петрография, литология*) ставит себе задачей изучить химический и минералогический состав, структуру, строение и геологическую форму пород и отсюда вывести представление о природе геологических процессов, благодаря которым породы возникли, и о законах, при которых эти процессы протекали.

Геология—это история Земли. Всякое историческое описание предполагает возможность расшифровки исторических памятников или документов; поэтому дипломатика, или наука о документах, является частью истории. История Земли в прямом смысле написана камнями. Горные породы — документы этой истории, толкование которых дает нам учение о породах. Наравне с учением о породах стоят палеонтология как наука об окаменелостях, содержащихся в породах, и стратиграфия как наука о распространении и последовательности во времени отложения пород.

Учение о породах — самая молодая наука из цикла геологических дисциплин. До 30-х гг. прошлого столетия породы рассматривались главным образом с точки зрения стратиграфии; этот период характеризуется такими названиями, как белый камень, зеленый камень, грауваккa, трапп и т. д. Если не принимать во внимание первых попыток отделения пород от минералов, предпринятых шведом Кронштедтом (1758), то приходится считать, что рассмотрение горных пород исключительно как минеральных аггрегатов и вместе с тем их систематика, совсем или почти совсем не учитывавшая их геологического значения, начинаются с Гаюи (1822), Леонхарда (1823) и Броньяра (1827).

Изучение минералогического состава пород достигло исключительного развития в 70-х гг. прошлого столетия благодаря введению микроскопа как средства исследования. Микроскоп же постепенно раскрыл все глубокое значение структуры пород для их генезиса, что привело к познанию геологической обусловленности понятия породы. Стремления привести все черты нашего понятия о породах к причинно обусловленному единству относятся к новейшему времени. **

§ 3. Поскольку каждая порода представляет собою обособленную массу, первой и важнейшей задачей является определение ее *геологической формы.* Она разрешается *методами стратиграфии* — наблюдением проекции тела породы на поверхность земли, его ограничения и отношения к окружающим породам, а также расположения его отдельных частей по отношению друг к другу и ко всей массе в целом. О форме породы заключают по минералогическому составу и структуре, применяя правила, которым подчиняется зависимость между ними.

Так как все породы состоят из минералов, то определение *вещественного состава пород* производится путем *минералогических методов*, которые сообразно господствующим в породах условиям (малая величина зерна, неполное развитие кристаллографической формы и тесное смешение составных частей) часто требуют изменений в зависимости от своего назначения. Если минералы, образующие породу, обладают достаточной величиной для того, чтобы их можно было наблюдать невооруженным глазом или в лупу, выделить их из породы в виде отдельных кусочков

---

* [Литология — буквально наука о камнях, т. е. больших или меньших массах горных пород, применяемых в жизненном обиходе и технике; поэтому термины «петрография» и «литология» — по крайней мере этимологически — синонимами считать нельзя.]

** Ход развития учения о породах можно параллелизовать с развитием зоологии и ботаники. Здесь от простого описания пришли к исследованию закономерных отношений между морфологическим строением и физиологическим назначением и зависимостью его от жизненных условий. В учении о породах удалось от описания состава и структуры перейти к познанию обусловленности их генезисом породы.

и пробовать острием ножа, то обычные методы определения минералов по их форме, твердости, излому, спайности, цвету, удельному весу и химическим реакциям являются достаточными. Вследствие различной способности отдельных минералов противостоять действию атмосферных агентов часто можно распознать на выветрелой поверхности составляющие части, которые нельзя с такой уверенностью определить в свежем изломе.

Хотя долгий опыт может сильно расширить границы такого наблюдения, обусловленные величиной зерна, все же многие породы настолько плотны, что отдельные составные части их уже неразличимы друг от друга или даже совершенно неузнаваемы. Это обстоятельство — так же как и накопившийся опыт, показывающий, что и в грубозернистых породах широко распространены составные части, которые никогда не превышают или очень редко превышают микроскопические размеры — заставило применить особые виды минералогических методов исследования, которые называют *петрографическими методами*, так как все они либо найдены либо развиты исследователями горных пород.

Один из этих методов называют просто *микроскопическим методом*. Из осколка, отбитого или отшлифованного от исследуемой породы, вышлифовывают прозрачные пластинки, которые, будучи наклеены на стекло, называются *шлифами*. * В этих шлифах, несмотря на их малую толщину (около 0,05 и даже до 0,02 *мм*), мельчайшие составные части породы являются еще частично в своей полной форме, более же крупные наблюдаются в различных разрезах (поверхностью шлифа), из которых, как из проекций на различные плоскости, можно определить форму зерна. Рассмотрение шлифа производится под специальными, приспособленными для цели изучения пород, так называемыми петрографическими микроскопами. Минералогия учит, каким образом можно, используя поляризованный свет, связать явления преломления и двупреломления в сечениях с формой и направлением спайности минерала. В следующих работах при рассмотрении этих соотношений особое внимание уделяется учению о породах:

H. Rosenbusch und E. A. Wülfing. Mikroskopische Physiographie der Gesteinsbildenden Mineralien. 4 Aufl. Stuttgart, 1904—1905; английская переработка этой книги Joseph P. Iddengs, New York, 1888. — A. Michel Lévy et Alfr. Lacrois. Les Mineraux des roches. Paris, 1888. —E. Weinschenk. Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmiskroskops, Freiburg i. Br. 4 Aufl., и др.

[Книга Э. Вейншенка переведена на русский язык («Поляризационный микроскоп». СПБ., 1904). По микроскопическому исследованию см. также В. Н. Лодочников. Основы микроскопических методов исследования кристаллического вещества, изд. 2, Госхимтехиздат, Ленингр. отделение, 1932. Прекрасная книга по петрографическим методам имеется на английском языке: Albert Johannsen. Manual of Petrographic Methods. New-York, 1918, XXVIII+649 pp. См. также: Arthur Holmes. Petrografic Methods and Calculations. London, 1921.]

При таких исследованиях микроскоп и в отношении так называемых включений (газы, жидкости — как вода, жидкая углекислота и т. д.,

* Техника изготовления шлифов в настоящее время находится в блестящем состоянии. В Германии она особенно усовершенствуется фирмами Voigt und Hochgesang в Гёттингене и R. Fuess в Штеглице близ Берлина.

[В Центральном научно-исследовательском геолого-разведочном институте Союза изготовляется до 40 000 шлифов горных пород ежегодно. Некоторые наши мастера, особенно Осип Гилль, изготовляют в случае надобности шлифы до 0,01 *мм* толщиной.]

застывшие в виде стекла части расплава породы, чуждые минеральные тела) позволяет обнаружить факты, дающие возможность сделать важные выводы относительно происхождения породы.

Для достижения большей прозрачности и лучшей сохранности шлифа его приклеивают к так называемому предметному стеклу и покрывают сверху еще одним тоненьким стеклом (покровное стекло). Удалив последнее, можно проверить сделанные оптическим путем определения химически, обрабатывая шлиф соответствующими реактивами (*микрохимические методы*).

Другой путь для определения минералогического состава породы представляет *метод механического разделения составных частей.* * Здесь используют главным образом удельный вес, который различен у различных минералов, а у некоторых минералов постоянен в известных пределах. На основании этого пытаются выделить из измельченной в порошок тонкозернистой или плотной породы (применяя для этого так называемые *разделительные жидкости* в соответствующих сосудах) различные вещества и затем определить их оптическим или химическим путем.

Применением одного — частично употребляемого при обогащении руд — способа Кордье еще в 1815 г. удалось получить минералогический состав базальта. Порошок породы, помещенный в ящик с водой, долго вращают и затем заставляют смесь стекать с наклонной доски. Частицы тяжелых минералов оседают раньше, тогда как легкие проносятся дальше. С таким же успехом было использовано промывное корыто, или batêa бразильских золотопромывателей. В дальнейшем использовали напорную силу водяного потока, поднимающегося по стеклянному цилиндру, в котором находится порошок породы и скорость которого можно регулировать по мере надобности. Эти способы дают достаточно точные результаты лишь в тех случаях, когда удельные веса отделяемых веществ достаточно отличаются друг от друга. Наиболее верные результаты и при малом различии в удельных весах получают при использовании разделительных жидкостей, т. е. жидкостей с большим удельным весом, который можно менять в определенных пределах путем смешения с водой или другими легкими жидкостями. В такой жидкости из смешанного минерального порошка выпадают те частицы, которые тяжелее жидкости, в то время как все частицы одинакового с жидкостью удельного веса остаются во взвешенном состоянии, а частицы более легкие поднимаются на поверхность. Употребляемыми в настоящее время разделительными жидкостями являются: раствор иодистого калия и ртути (раствор Туле) с максимальной плотностью 3,1 3,2, раствор боровольфрамата кадмия (раствор Клейна) с максимальной плотностью около 3,33, раствор иодистого бария и ртути (раствор Рорбаха **) с максимальной плотностью около 3,6 и иодистый метилен с максимальной плотностью около 3,33 при обыкновенной температуре. Растворы Туле и Клейна можно разбавлять водой, причем раствор Рорбаха — лишь при известных мерах предосторожности. Иодистый метилен следует разбавлять бензолом. Клеричи (Clerici. Rend. R. Accad. Lincei, XVI, p. 187. Roma, 1907) рекомендует формиат таллия, алонат таллия и их смеси. Формиат таллия имеет при 10° максимальную плотность 3,15, при 70° — 4,50.

Разделение еще более тяжелых порошков, по предложению Реджерса, можно с успехом производить с помощью жидких нитрата ртути и двойной соли нитрата таллия и серебра, точка плавления которых очень низка и которые в расплавленном состоянии могут быть разбавлены водой. Полного и количественного разделения порошка породы на составные части нельзя достичь и с помощью разделительных жидкостей. Однако всегда можно с их помощью выделить из смеси некоторые ком-

---

* Об этом, а также о микрохимических методах можно найти все нужные сведения в названных выше книгах. Специально микрохимическим методам посвящены работы E. Boricky, H. Behrens, K. Haushafer и др. [На русском языке имеется книга Беренс и Клей. Микрохимический анализ, Научное хим.-техн. изд-во, Л., 1928.]

** [Этот раствор за четыре года до Рорбаха был открыт Сушиным, и правильнее называть его раствором Сушина или, во всяком случае, Рорбаха-Сушина.]

поненты в очень чистом, а в особо благоприятных случаях практически в абсолютно чистом виде. Для этого следует до помещения в разделительные жидкости довести разделяемые порошки путем просеивания до одинаковой величины частиц; во многих случаях также следует их обработать химически, чтобы удалить загрязняющие вещества, которые изменяют собственный вес частиц порошка. Таким образом часто удаляют гидрат окиси железа, карбонаты и тому подобные вещества с помощью соляной кислоты, прилипшие частицы стекла — плавиковой кислотой и т. д.

Для разделения минеральной смеси в порошке породы применяют также с успехом магнит или электромагнит. Последним можно выделить не только минералы, обычно называемые магнитными, но — употребляя сильный электромагнит — и все вообще железосодержащие минералы. На степень притяжения влияют не только абсолютное содержание железа в минерале, но также и другие соотношения, как, напр., характер соединения железа в минерале или удельный вес других составных частей минерала. К важнейшим средствам изучения пород принадлежит *количественный химический анализ*, который значительно усовершенствован за последние десятилетия. Мы предполагаем, что методы его известны; они описаны подробно в работах Дитриха, Хиллебранда, Вашингтона и др. * Состав однородных пород, состоящих целиком или почти целиком из одного минерала, количественным анализом определяется непосредственно в породах смешанных, т. е. состоящих из различных минералов, можно вычислить количественное соотношение из валового анализа, поскольку известны природа и состав минералов. Пример дан ниже в § 60.

Анализы пород даются в следующих работах: Die Gesteinsanalysen in tabellarischer Übersicht und mit kritischen Erläuterungen von Justus Roth. Berlin, 1861. — Beiträge zur Kenntnis der plutonischen Gesteine, gestützt auf die von 1861—1868 veröffentlichten Analysen von Justus Roth. Berlin, 1869; то же gestützt auf die von 1869—1873 veröffentlichten Analysen. Berlin, 1873; то же gestützt auf die von 1873—1879 veröffentlichten Analysen. Berlin, 1879; то же gestützt auf die von 1879—1883 veröffentlichten Analysen. Berlin, 1884. — Die Analysen der Eruptivgesteine aus den Jahren 1884 — 1900 находятся в книге: A. Osann. Beiträge zur chemischen Petrographie, II Teil. Stuttgart, 1905; die der Eruptivgesteine und kristallinen Schiefer aus den Jahren 1900—1909 — в книге: A. Osann. Beiträge zur chemischen Petrographie, III Teil. Leipzig, 1916. — Chemical analyses of igneous rocks published from 1884 to 1900. Von H. S. Washington. 1903. —Analyses of rocks and minerals from the Laboratory of the United States geological Survey 1880 to 1914. U. S. geol. Surv. Bulletin 591. Washington, 1915. [То же за годы с 1884 до 1913 включительно—в изданиях United States geol. Survey. Prof. Paper 99. Washington, 1917, 1201 pp. См. также сборник анализов русских изверженных и метаморфических пород. Сост. З. Н. Немовой, под ред. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. «Труды Геологич. комитета», нов. серия, вып. 186, 1930, 361 стр., и добавление к нему в том же издании. В самое последнее время вышли сборники химических анализов английских и скандинавских пород].

Наряду с валовым анализом во многих случаях при определении минералогического состава породы оказывает большие услуги так называемый *парциальный анализ*. Исходя из того, что различные части породы оказывают различное сопротивление химическому воздействию, истолченную в порошок породу обрабатывают последовательно различными кислотами, а затем анализируют растворенные и нерастворенные части в отдельности. Так как растворимость минерала в кислотах заметно меняется с тонкостью размола, а также с концентрацией и тем-

* [См. также недавно вышедший учебник Якоба (Jakob) на немецком языке. Работы Дитриха и Хиллебранда имеются в русском переводе.]

пературой кислоты и наконец с продолжительностью воздействия, то парциальный анализ не дает возможности полностью разделить компоненты породы; результаты однако бывают тем более надежны, чем больше различие в поведении компонентов по отношению к употребляемому реактиву,

Особое внимание при изучении породы следует уделять исследованию *структуры*, т. е. формы проявления отдельных минералов, а также *текстуры*, т. е. характеру их сочетания в породе; эти свойства дают возможность сделать самые широкие выводы о происхождении и истории породы. Подобно минералогическому составу, значительно меняющемуся в одном и том же теле породы, меняются ее структура и текстура, зависящие в большой степени от места расположения их в теле породы. Нередко они совершенно различны на периферии и внутри тела, на верхней поверхности и на нижней ограничивающей поверхности массы породы и потому не могут быть изучены полностью на одном или нескольких произвольно взятых образцах; это может быть достигнуто лишь исследованием в поле или на образцах, целесообразно выбранных в различных частях тела породы. Определение *удельного веса* пород не только служит для контроля расчета пород, но часто дает также важные указания относительно того, какая перед нами порода — полнокристаллическая (голокристаллическая) или неполнокристаллическая. Даже незначительные количества аморфно застывших остатков магмы заметно уменьшают удельный вес породы.

§ 4. Произведенное с помощью этих методов изучение пород в поле, лаборатории и под микроскопом привело к *разделению пород на три больших класса*.

Породы *первого класса* представляют собой примерно горизонтальные, плоскопараллельно ограниченные, т. е. доско- или пластообразные массы большего горизонтального распространения при сравнительно небольшой мощности. Мы всегда в состоянии определить их нижнюю границу и обычно находим фундамент, на котором они покоятся, т. е. их лежачий бок. Поскольку мы можем проследить их в горизонтальном направлении, мы можем с уверенностью доказать, что — за исключением особых условий — мощность их все убывает, что они становятся тоньше и наконец выклиниваются, уступая место на том же уровне другим породам. Ни одна из этих пород не опоясывает целиком всю землю.

По материалу, из которого сложены породы этого класса, можно опять-таки сделать подразделение на две группы. Материал первой группы — кластический: он состоит из более или менее тонкого обломочного материала ранее существовавших пород, т. е. из глины, песка, гальки и обломков, и носит следы (мы не принимаем в расчет некоторые редкие массы, оставшиеся на месте) переноса водой, льдом или ветром. Расположение этого материала в породе также приводит к предположению, что он механически складывался, осаждался с помощью этого транспорта. Правильность этого положения доказывается широким распространением морских солоноводных (brackischen), пресноводных и наземных организмов, остатки которых находят в породах. Породы этой первой группы называют *кластическими (обломочными)*. Материал второй группы состоит из легко растворяемых в воде солей, каковы каменная соль, карналлит, гипс; признаки механического переноса отсутствуют, строение говорит за то, что материал выделился из водного раствора

в виде химического осадка. Породы этой второй группы называют *преципитатами*; или *химическими осадками*. Обе группы образуют *класс осадочных пород*. Промежуточные между обеими группами породы возникают благодаря тому, что одновременно осаждается и перенесенный и выкристаллизовавшийся материал.

Обычно осадочные породы имеют форму приблизительно плоскопараллельных тел, называемых пластами. Во многих областях земли эти пласты уже не горизонтальны, как первоначально, но более или менее наклонны, иногда же они вертикальны, часто изогнуты и собраны в складки, вследствие чего не всегда ограничены параллельными плоскостями. Это является следствием движений, происходящих в земной коре, благодаря которым пласты выведены из своего первоначального положения. Говоря, что материал породы и в таких пластах располагался по законам силы тяжести, мы подразумеваем их в первоначальном положении.

Породы *второго класса* лишь в некоторых случаях имеют более или менее горизонтальные, плоскопараллельные ограничения; обычно это глыбообразные, цилиндрические, конусовидные или подобные шаровому сегменту либо совершенно бесформенные массы в высшей степени различных размеров. Собственно о фундаменте этих пород мы вообще не можем говорить или можем говорить лишь условно, так как эти тела не покоятся на других породах, а, прорывая их, уходят в недоступные нам глубины земли, т. е. имеют так называемое прорывающее залегание.

Материал этих пород — не кластический, не носит никаких следов механического переноса, но, как правило, состоит из нескольких более или менее резко ограниченных кристаллов в том виде, в каком они выделяются из растворов; при этом он состоит не из тех веществ, которые мы встречаем в современных водах в сколько-нибудь заметных количествах. Расположение этого материала не указывает на силу тяжести как обусловливающий момент; оно скорее соответствует расположению кристаллических выделений из раствора, обладающего большим удельным весом и большой вязкостью. Выделившиеся вещества могли в растворе плавать или по крайней мере не должны были опускаться сразу на дно. В этом случае форма и ограничения тела породы, так же как вещество и распределение его, указывают на возникновение этой породы в глубине земли. Не постепенное осаждение, а единый акт экструзии из земных глубин должен был создать эти породы. Поэтому мы их называем *эруптивными* (синонимы — изверженные, магматические), или, что менее подходит, массивными породами, причем определительно слово «массивный» имеет в виду выразить характер, противоположный слоистости. В современных геологических процессах при экструзии масса пород выделяется в состоянии полного или частичного расплава. Поэтому по аналогии мы приписываем всем изверженным породам происхождение путем затвердевания из расплава и можем доказать правильность этой дедукции на бесчисленных примерах — путем изучения состава и структуры пород — с такой очевидностью, что обобщение является несомненным. Эруптивные породы * похожи на химические осадки тем, что минеральные составные части как тех, так и других *аутигенны*, т. е. образовались в том же месте, где находится

* [Вместо термина «эруптивный» в дальнейшем часто употребляется термин «магматический», более соответствующий по-моему сути дела.]

порода, и одного с ней возраста, в противоположность кластическим осадкам, составные части которых *аллотигенны*, т. е. образовались не на месте образования самой породы, и старше последней. Магматические породы и химические осадки можно, в противоположность обломочным породам, характеризовать как *затвердевшие породы*.

Образование осадочных и изверженных пород продолжает совершаться на наших глазах. Мы можем проверить заключения, которые мы делаем при исследовании готовых уже пород, путем наблюдения над образующимися породами и во многих случаях также путем эксперимента. Поскольку учение о породах занимается этими двумя главными классами пород, оно имеет вполне прочный фундамент и нуждается в спекуляции скорей для связывания отдельных явлений, чем для их объяснения.

Существуют однако еще другие породы, которые по своим свойствам отклоняются от нормальных изверженных и осадочных пород так, что их образование нельзя приписать ни осаждению ни выделению из водных растворов или расплавов. Наблюдения, показавшие, что такие породы нередко переходят постепенно в нормальные изверженные или осадочные породы, приводят к предположению, что они первоначально таковыми и были, а затем лишь действием позднейшего превращения, *метаморфизма*, приведены в теперешнее состояние; поэтому их объединяют *в третий класс — класс метаморфических пород*. Это превращение происходит во всяком случае очень медленно и на больших глубинах под поверхностью земли, так что оно недоступно для непосредственного наблюдения; частично оно состоит просто из перекристаллизации без изменения вещественного состава, применительно к новым физико-химическим условиям существования; частично с перекристаллизацией связан привнос вещества извне.

В этом третьем классе можно, как и в первом, различать две группы. Породы первой называют *контактово-метаморфическими*; метаморфизм в них обусловлен соприкосновением, контактом с более молодой изверженной породой, которая прорвала метаморфизованную ею породу и явилась источником этого метаморфизма. Породы второй группы не обнаруживают подобной зависимости от контакта с изверженной породой; геологические процессы, обусловившие превращение первоначальной породы в настоящее ее состояние, вероятно различного характера, и для их объяснения идут отчасти по весьма гипотетическому пути. Породы этой группы называют *кристаллическими сланцами*.

Изменения, вызванные исключительно действием атмосферных агентов, не относят к явлениям метаморфизма.

Генетически должен существовать четвертый класс горных пород, хотя мы их с достоверностью не знаем; это породы, представляющие *первозданную кору затвердевания Земли*. Имеется достаточное основание предполагать, что последняя имеет облик кристаллических сланцев.

Три основных класса горных пород—осадочные, изверженные и метаморфические — существенно различаются по своим свойствам, геологическим формам, составу, структуре и особенно по своему происхождению и законам своего образования. Поэтому их следует рассматривать порознь.

Так как вещество осадочных пород выводится в конечном счете из затвердевшей первозданной земной коры и изверженных пород, то вследствие неясных представлений, которые мы имеем о первозданной

твердой оболочке нашей планеты, должны сначала рассматриваться магматические горные породы. Затем естественно перейти к рассмотрению осадочных пород как продуктов механического разрушения и химического выщелачивания магматических пород. На третьем месте будут рассмотрены метаморфические породы, которые по первоначальному составу — поскольку они не могут быть отнесены к первозданной коре земли — должны быть либо осадочными либо изверженными породами.

Общие понятия о веществе горных пород

§ 5. Поскольку твердая кора нашей земли, литосфера, сложена горными породами, все известные элементы и минералы входят в ее состав. Однако многие элементы и минералы встречаются в таких ничтожных количествах или так неравномерно, в виде чисто местных скоплений, что отсутствие их не изменило бы заметно характера пород.

Собственно породообразующими элементами — за исключением тех, количество которых составляет меньше 0,1% всего состава земной коры — являются следующие элементы, расположенные в порядке убывающих количеств: O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, Ti, C, H, P, Mn.

Ф. В. Кларк (F. W. Clarke. The relative abundance of chemical elements. U. S. geol. Survey, Bulletin № 78, p. 34. Washington, 1891; Statistical method in chemical geology. Proc. Amer. Phil. Soc. XLV, 1906; The data of geochemistry. U. S. geol. Survey, Bulletin № 491, p. 21. Washington, 1911) * сделал очень интересные вычисления количественных соотношений химического состава земной коры и ее воздушной и водной оболочек. Считая за земную кору лишь внешнюю оболочку мощностью в 10 английских миль под уровнем моря, относительно которой мы можем предполагать, что она состоит из тех же масс, какие мы наблюдаем на поверхности, — объем этой оболочки, включая среднее превышение континентов моря, будет равен 1 633 000 000 англ. куб. миль = 6 818 000 000 *куб. км*. Объем гидросферы равен 1 261 000 000 *куб. км*; объем атмосферы, отнесенный к воде как единице плотности, равен 5 292 000 *куб. км*. Считая плотность морской воды равной 1,03 и принимая для внешней оболочки коры удельный вес не меньше 2,5 и не больше 2,7, получим следующий состав внешней оболочки земли в процентах:

	При уд. весе коры 2,5	При уд. весе коры 2,7
Атмосфера	0,03	0,03
Океан	7,08	6,58
Твердая кора	92,89	93,39

т. е. примерно 93% приходится на твердую кору, 7% — на океан.

По данным Диттмара, приведенным в «Известиях экспедиции Челенджера» (Challenger Expedition), максимальное содержание соли в океане составляет 37,37 граммов на килограмм воды; эта цифра была положена в основу вычисления недостающих в земной коре залежей соли.

* [Последнее (пятое) издание «Данных геохимии» Кларка вышло в 1924 г. Idem, Bull. № 770.]

Геологическая библиотека Арм. Фил. Ак. Наук СССР

Состав солей океана следующий:

$NaCl$	77,76
$MgCl_2$	10,88
$MgSO_4$	4,74
$CaSO_4$	3,60
K_2SO_4	2,46
$MgBr_2$	0,22
$CaCO_3$	0,34
	100,00

Отсюда в океане содержится:

O	85,79
H	10,67
Cl	2,07
Na	1,14
Mg	0,14
Ca	0,05
K	0,04
S	0,09
Br	0,008
C	0,002
	100,00

Вычисляя состав твердой земной коры, Кларк исходит из состава изверженных горных пород, так как это они образуют все осадки — с одной стороны благодаря своему механическому разрушению, с другой — вследствие химического выщелачивания солей и поглощения воды и углекислоты.

Он получил:

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	K
SiO_2	61,89	61,89	60,49	60,66	60,50	59,80	56,75	58,59	60,91	58,75
Al_2O_3	15,71	15,73	16,08	15,46	14,36	14,65	14,90	15,01	15,28	15,64
Fe_2O_3	1,81	3,18	2,47	2,74	3,35	4,99	4,58	3,94	2,63	5,34
FeO	3,65	2,40	2,86	2,27	4,31	2,92	3,71	3,48	3,46	2,40
CaO	4,51	4,58	6,15	4,71	3,52	5,19	5,79	5,29	4,88	4,98
MgO	2,40	3,08	4,31	3,35	5,00	3,45	5,22	4,49	4,13	4,09
K_2O	3,54	2,70	1,80	3,97	2,52	3,06	2,90	2,90	2,98	2,74
Na_2O	3,28	3,70	3,31	3,54	2,49	2,98	3,24	3,20	3,45	3,25
H_2O	1,69	1,59	1,12	0,97	2,53	2,09	2,12	1,96	1,90	2,23
Σ	98,48	98,85	98,59	97,67	98,58	99,13	99,21	98,89	99,62	99,42

A — среднее из 82 анализов вулканических пород с запада США, 40-я параллель.
B „ „ 64 „ вулканических пород Иеллоустонского парка.
C „ „ 39 „ вулканических пород из Калифорнии.
D „ „ 54 „ различных изверженных пород с запада Северной Америки.
E „ „ 80 „ кристаллических пород различных частей Северной Америки.
F „ „ 75 „ европейских кристаллических и вулканических пород из пяти произвольно выбранных томов „Neues Jahrbuch für Miner., Geol. u. Palaeont.“.

G—среднее из 486 различных кристаллических пород, взятых из сборника анализов Рота за 1879—1883 г.

H „ „ всех предыдущих 880 анализов.

I „ „ „ полных и парциальных анализов, произведенных до 1 января 1904 г. в лаборатории геологического учреждения США.

K „ „ 397 анализов британских изверженных пород, собранных А. Харкером („Geol. Mag.“, 1899, p. 220).

Отсюда был вычислен состав по элементам:

	A′	B′	C′	D′	E′	F′	G′	H′	I′	K′
Si . . .	28,88	28,88	28,23	28,31	28,23	27,91	26,50	27,34	28,42	27,42
Al . . .	8,31	8,32	8,51	8,18	7,57	7,75	7,89	7,96	8,09	8,28
Fe . . .	4,11	4,09	3,96	3,68	5,71	5,77	6,09	5,47	4,54	5,61
Ca . . .	3,22	3,27	4,39	3,37	2,51	3,71	4,13	3,78	3,48	3,56
Mg . . .	1,44	1,85	2,58	2,01	3,00	2,07	3,13	2,69	2,41	2,45
K	2,94	2,24	1,49	3,29	2,09	2,54	2,41	2,41	2,47	2,27
Na . . .	2,43	2,74	2,46	2,63	1,85	2,21	2,56	2,37	2,56	2,41
H	0,19	0,18	0,42	0,11	0,28	0,23	0,24	0,22	0,21	0,25
O	46,96	47,28	46,85	46,09	47,28	46,94	46,26	46,65	47,44	47,17
Σ	98,48	98,85	98,59	97,67	98,52	99,13	99,21	98,89	99,62	99,42[1]

Для более редких и встречающихся в весьма малых количествах составных частей Кларк сделал расчет из анализов столбца I, произведенных в лаборатории Геологического учреждения США:

TiO_2	0,73
ZrO_2	0,03
Co_2	0,53
P_2O_5	0,26
S	0,11
Cl	0,07
F	0,02
BaO	0,11
SrO	0,04
MnO	0,10
NiO	0,03
Cr_2O_3	0,05
V_2O_3	0,03
Li_2O	0,01

[1] Среднее из 63 анализов изверженных пород всех известных семейств из различных стран света, собранных Розенбушем (Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. T. M. P. M., 1889, XI, 144) для другой цели, пересчитанное для безводного вещества по окислам (a) и элементам (b):

a		b	
SiO_2	58,6	Si	27,4
Al_2O_3	15,3	Al	8,1
Fe_2O_3	3,4	Fe	6,3
FeO	5,0	Ca	3,9
CaO	5,5	Mg	3,4
MgO	5,7	K	2,3
K_2O	2,8	Na	2,4
Na_2O	3,6	O	46,1
	99,9		99,9

где содержание CO_2 слишком велико, так как само вещество находится только в несвежих выходящих на поверхность породах, отсутствуя в свежих глубоко лежащих. Не принятые во внимание в приведенных расчетах известняки составляют, согласно Т. Мелляр Риду, около 1% твердой оболочки нашей земли, откуда следует, что к указанным выше 0,37% CO_2 надо прибавить еще 0,44%. При этом мы получаем для углекислоты максимум в 0,81%.

Прибавив к вышенаписанному среднему H′ более редкие составные части и пренебрегая теми элементами, состав которых меньше 0,01, мы получаем следующий состав 93% твердой оболочки земли (M′), 7% океана (M″), 0,03% атмосферы (M‴) и общего тела Земли (M), поскольку оно нам известно, т. е. за исключением ядра:

	M′	M″	M‴	M
O	47,29	85,79	23,00	49,98
Si	27,21	—	—	25,30
Al	7,81	—	—	7,26
Fe	5,46	—	—	5,08
Ca	3,77	0,05	—	3,51
Mg	2,68	0,14	—	2,50
Na	2,36	1,14	—	2,28
K	2,40	0,04	—	2,23
H	0,21	10,67	—	0,94
Ti	0,33	—	—	0,30
C	0,22	0,002	—	0,21
Cl	0,01	2,07	—	0,15
Br	—	0,008		
P	0,10	—	—	0,09
Mn	0,08	—	—	0,07
S	0,03	0,09	—	0,04
Ba	0,03	—	—	0,03
N	—	—	77,00	0,02
Cr	0,01	—	—	0,01
	100,00	100,00	100,00	100,00

Приведенные цифры показывают, что, несмотря на большое разнообразие пород, средний состав земли повсюду одинаков и что по сравнению с твердой земной оболочкой все остальные части ничтожны по своему количественному значению. Если представить себе земной шар разделенным на конусы, вершины которых находятся в центре Земли, а не слишком маленькие основания лежат на поверхности, то те части конусов, о составе которых у нас есть более или менее верные сведения, имеют повсюду одинаковый химический состав. Этот факт в точности соответствует гипотезе Канта — Лапласа, следствием чего является то, что и неизвестные нам глубже лежащие части конусов на одинаковых расстояниях от центра земли имеют одинаковый химический состав. Приведенные цифры показывают, что разнообразие пород обусловлено, вероятно, процессом дифференциации основного вещества и что этот процесс дифференциации, или расщепления, должен распространяться от центра к периферии. Эти цифры показывают, что органический мир,

или, иначе говоря, мир углерода, является лишь призрачной грезой старой матери-земли.

§ 6. Существенными породообразующими или часто встречающимися в породах, хотя бы и в небольшом количестве, минералами являются:

1. Из элементов — *уголь* и *графит*.

2. Из окислов — железные руды (*магнетит*, *гематит*, *титанистый железняк*, бурый железняк), корунд, шпинели (*плеонаст*, *хромит*, герцинит, пикотит), *кварц*, тридимит, халцедон, опал, рутил и *циркон*.

3. Из галоидов — *каменная соль*, сильвин, карналлит и *плавиковый шпат*.

4. Из сульфидов — *серный колчедан*, *марказит* и *магнитный колчедан*.

5. Из карбонатов — *кальцит*, *доломит*, магнезит, *железный шпат* (сидерит) и арагонит.

6. Из сульфатов — *гипс*, полигалит, кизерит и *ангидрит*.

7. Из фосфатов — *апатит* и монацит.

8. Из силикатов (которые являются существеннейшими минералами в мире горных пород):

a) *группа полевых шпатов* с разновидностями — ортоклаз, санидин, микроклин, анортоклаз, альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор, битовнит и анортит;

b) *группа лейцита* с разновидностями — лейцит, нефелин и элеолит, содалит, нозеан, гаюин и канкринит;

c) *группа слюд* с разновидностями — биотит (мероксен, лепидомелан, литионит и аномит), мусковит и серицит, парагонит, лепидолит;

d) *группа пироксенов* с разновидностями — бронзит, гиперстен, диопсид, диаллаг, магнезиальный диопсид, авгит, эгирин-авгит, титан-авгит, эгирин и акмит, жаденит — и *группа амфиболов* с разновидностями— антофиллит, жедрит, тремолит (лучистый камень) и нефрит, роговая обманка, арфведсонит, катофорит и рибеккит с родственными им глаукофаном и гастальдитом, уралит;

e) *группа скаполита* наряду с *мелилитом* и геленитом;

f) *группа хлорита*;

g) *группа хрупких слюд*, лаусонита и пренита;

h) *группа оливина*, *серпентина* и *талька*;

i) *группа эпидота* (пистацит, ортит, пьемонтит, цоизит);

k) *группа гранатов* (гроссуляр, альмандин, меланит, пирот, спессартин, обыкновенный гранат, уваровит) наряду с *кордиеритом* с его дериватами;

l) *группа турмалина* (особенно шерл), кроме того датолит и аксинит;

m) *силикаты глинозема* — андалузит, силлиманит, дистен, кроме того топаз, ставролит, сапфирин и корнерупин (призматин);

n) волластонит;

o) группа цеолитов, особенно анальцим.

К этим силикатам в *эффузивных* и реже в жильных изверженных породах часто присоединяется аморфное вещество переменного химического состава, называемое базисом (Basis) или стеклом (Gesteinglas). Оно представляет собой аморфно застывший остаток от раскристаллизовавшейся магмы.

9. Из *титано-* и *цирконосиликатов* — *титанит*, мозандрит, ринкит, лаавенит, розенбушит, хиортдалит и другие.

10. Из титанов — перовскит.

Относительная роль этих минералов в мире пород опять-таки очень различна; самые существенные из них выделены в предыдущем изложении курсивным шрифтом. В простейших отношениях находятся силикаты (как глубинные образования), карбонаты и сульфаты (как поверхностные образования) и кварц, слагающие земную кору, и бóльшая часть истории Земли, поскольку она охватывает превращение вещества, основывается на антагонизме углекислоты и кремнекислоты.

§ 7. По своему *происхождению* минералы, образующие породу, бывают двоякого рода. Большей частью они образуются по химическим законам из чисто неорганических растворов либо водных, как напр. каменная соль и гипс, либо расплавов, как напр. базальт и гранит, или переходят в породы в форме обломков, как в песчаниках и граувакках. Образованные такими составными частями породы называют *минерогенными* (стехиолиты Эренберга).

В других случаях минеральное вещество, образующее породу, фиксировалось под влиянием органических жизненных процессов, как напр. в коралловых известняках, мелу, трепеле, угле, торфе и т. д. В этом случае породы называют *зоогенными* или *фитогенными* (биолиты Эренберга).

Зооформными и *фитоформными* породами называются породы, которые содержат животные (песчаники с *Unio*) или растительные остатки (углистые сланцы).

§ 8. Абсолютную величину составных минеральных частей, обусловливающих внешний вид породы, называют *величиной зерна* породы и различают — конечно, не строго — крупнозернистые, грубозернистые, мелкозернистые и тонкозернистые породы, в зависимости от размеров составных частей: больше 4 *см*, между 1—4 *см*, между 3—10 *мм* и меньше 3 *мм*. В противоположность этим—называемым *фанеромерными*—породам, *криптомерными* (также афанитовыми) или *плотными* называют породы, составные части которых неразличимы ни глазом ни под лупой. Различают также равномерно- и неравномерно-зернистые породы — в зависимости от того, одинакова ли или очень различна величина составных частей.

§ 9. Если порода состоит главным образом из одного минерала (кварцит, каменная соль), то ее называют простой, или *моногенной*, а аналогичную кластическую породу — соответственно *мономиктовой*; если порода состоит из нескольких минеральных видов, то называется *смешанной*, или *полимерной*, соответственно в кластических— *полимиктовой* (как напр. гранит и многие конгломераты).

§ 10. Минералы, составляющие горную породу, называются *составными частями*, *компонентами*, а также *элементами* породы. Таких составных частей обычно в породе больше, чем дается при определении минералогического состава породы ее названием, и значение этих различных составных частей весьма различное. Некоторые составные части являются для породы определяющими, без них порода была бы уже иной, — они таким образом принадлежат к существу породы. Эти составные части называются *существенными*, или *главными составными частями* и служат для определения породы. Напр. кварц является

существенной частью гранита, нефелин — фонолита, так как без этих составных частей первая порода была бы сиенитом, вторая—трахитом.

Рядом с главными компонентами почти во всех породах содержатся в небольшом количестве другие, которые входят во многие породы, ни для какой не являются существенными и не перечисляются при характеристике породы (напр. апатит, железные руды и циркон в не очень бедных щелочами изверженных породах). Такие вещества называют *второстепенными составными частями*, или примесями (Nebengemengteile).

Все остальные минералы, встречающиеся в породах, называются *акцессорными*, или *особыми примесями* (Übergemengteile).

В этой группе также различают много подразделений. Так напр. бывают примеси, вытесняющие более или менее целиком главную составную часть, как напр. турмалин — слюду в гранитах, гаюин или нозеан — нефелин в тефритах и фонолитах. Они называются *викарирующими примесями*. Некоторые примеси встречаются с большой закономерностью в одних породах и почти полностью отсутствуют в родственных им породах. Это — *характерные примеси*, как напр. титанит в гранититах и амфиболовых гранитах в отличие от обычных гранитов, цоизит в некоторых амфиболитах, перовскит в мелилитовых базальтах, меланит в лейцитовых порфирах и нефелиновых фонолитах, пироп в серпентинах, альмандин в некоторых гнейсах. Если один и тот же минерал встречается как характерная примесь в различных горных породах, он часто имеет различную форму; напр. в титаните известково-щелочных пород преобладает грань (123), в щелочных породах господствует грань (011); гранат в богатых кварцем гнейсах встречается в форме (211), в бедных кварцем слюдяных сланцах в форме (110). Наконец существуют примеси, которые не связаны ни с какой более или менее определенной группой пород, а беспорядочно и без вещественной связи случайно могут содержаться в каждой породе, как напр. плавиковый шпат в граните, в элеолитовом сиените, гнейсе, свинцовый блеск в песчанике, цинковая обманка в известняке, топаз в липарите и т. д. Они называются *случайными* (zufällige). Однако в действительности они не случайны — постольку, поскольку их присутствие указывает на определенные геологические процессы; так, плавиковый шпат и топаз указывают на пневматолитовый, а свинцовый блеск и цинковая обманка — на термальный процессы.

§ 11. Способ и характер соединения элементов породы называют их *ассоциацией*. Так как при образовании породы некоторые составные части как бы исключают одна другую (как напр. кварц исключает нефелин, содалит — мусковит, анортит — эгирин), а другие, напротив, очень часто встречаются вместе и даже отчасти закономерно (как напр. эгирин и арфведсонит, оттрелит и рутил, дистен и ставролит, нефелин и нозеан), то должны существовать для соединения известных минералов определенные правила. Выражения этих закономерностей называют *законами ассоциаций*. Очевидно, что свойство взаимно исключаться или обусловливаться лежит не в природе самих составных частей, и основу законов ассоциаций следует искать в природе растворов, из которых породы образовались, а также и в физических условиях их возникновения. Исследование находится в полном согласии с этим утверждением, поскольку мы встречаемся с различными законами ассоциаций в генетически различных группах пород.

Если пренебречь кластическими породами, образованными механическим путем, для которых не может существовать никаких закономерностей в ассоциациях, а также породами мономинеральными, которые прямым или косвенным путем обязаны своим минеральным составом кристаллизации из водного раствора (как напр. каменная соль, гипс), то остаются две большие генетически различные группы пород — изверженные и метаморфические горные породы. В этих двух главных группах пород действительно господствуют различные законы ассоциаций.

Нормы, установившиеся в различные периоды как законы ассоциаций, изменились и будут меняться в будущем по мере расширения и углубления наших знаний. По исследованиям настоящего времени следующие законы могут иметь длительную применимость:

1. Чистые глиноземистые силикаты (андалузит, силлиманит, дистен), так же как ставролит, хлорит, серпентин и тальк, не кристаллизуются из нормальных огненножидких магм горных пород.

2. Лейцит, мелилит и минералы группы содалита кристаллизуются только из расплавленных масс пород и из пневматолитовых растворов.

3. Породообразующие хрупкие слюды (оттрелит, хлоритоид, мазонит) встречаются только в сланцеватых породах в сильно складчатых горных системах.

Специально для изверженных горных пород имеют силу примерно следующие законы:

4. Амфиболы и пироксены часто сопровождают темные, но не светлые слюды.

5. Присутствие или отсутствие кварца не связано строго с определенным содержанием кремнекислоты в породе. Однако более бедные кремнекислотой и в то же время богатые щелочами магмы не могут, повидимому, выделять кварца. Поэтому он отсутствует в лейцитовых и нефелиновых породах, но не в породах с основным плагиоклазом. [В нормальных магматических породах — но не в метаморфических или гибридных — кварц с плагиоклазом выше, примерно, № 60 не встречается.]

6. Меланит, цирконо-силикаты и цирконо-титанаты образуются лишь в магмах, богатых щелочами.

7. Между кислотностью полевых шпатов и содержанием кремнекислоты в породе не замечается строгого соотношения. Ортоклаз содержится как в очень богатых, так и в довольно бедных кремнекислотой породах. Альбит кристаллизуется из бедных кремнекислотой магм лишь тогда, когда они одновременно очень бедны известью.

8. Титановая кислота выделяется из богатых кремнекислотой магм преимущественно в виде титанита, из бедных кремнекислотой— также в виде титанита, если они богаты щелочами и бедны известью, из сравнительно же богатых и щелочами и известью выделяется перовскит, а в виде титанистого железняка выделяется титановая кислота, когда они бедны щелочами и богаты известью.

Число таких законов не трудно увеличить; они сами собой вытекают из нижеприводимых законов кристаллизации смешанных силикатных магм.

Для систематической формулировки законов ассоциаций пора еще как будто не наступила.

§ 12. Кроме собственно составных частей, породы часто содержат еще несущественные, но локально очень распространенные и иногда также характерные минеральные массы, которые называют *сопровождающими составными частями* (begleitende Bestandmasse). Большей частью они образовались не одновременно с самой породой и никогда не являются необходимой частью последней. По способу их возникновения и обусловленной им формы строения сопровождающие составные массы разделяются на *конкреции* и *секреции*.

§ 13. Настоящие конкреции характеризуются тем, что минеральные массы образуют плотную породу. Отсюда они получили и свое название. Процесс происходит таким образом, что в одной определенной точке осадка во время его осаждения или после выделяется или выпадает какое-нибудь вещество, находящееся в растворе, и благодаря дальней-

шему притоку вещества происходит дальнейший рост выделения в породу. Поэтому строение всех конкреций таково, что вещество конкреций расположено радиально или концентрически в направлении от центра к периферии. Если оно состоит из кристаллов, то вершины их направлены наружу. Нормальная форма конкреций — компактная шаровидная. Действительные конкреции встречаются только в осадочных породах.

В зависимости от их внешней формы конкреции систематически группируются различным образом, и их обычно разделяют на:

1. *Конкреции кристаллов.* Хорошими примерами являются группы кристаллов гипса, пирита и марказита в глинах, мергелях и песках некоторых формаций, группы кристаллов барита из третичного песка Крейцнаха и Висбадена, так называемые псевдоморфозы песчаника по кальциту в третичных песчаниках Фонтенебло (близ Парижа), в пестром песчанике Оденвальда и других местах.

2. *Шаровые, чечевицеобразные, узловатые, гроздевидные, почковидные конкреции*, как напр. пирит, марказит, фосфоритовые шары, септарии, лёссовые журавчики, иматровские камни и др.

3. *Плитообразные конкреции*, образующиеся на стыке пластов и имеющие большей частью волокнистую структуру, как напр. гипс, целестин, каменная соль.

К этим конкрециям близко стоят образования, известные под названием конусо-аггрегатного известняка (Tutenkalke), мергеля (Tutenmergel), гвоздевидного известняка (Nagelkalke), наблюдаемые в сланцеватых глинах и глинистых песчаниках различных формаций, а возможно отчасти и стилолиты. Описание различных особенностей, а также различные попытки их объяснения и литературу о них находим в подробной работе О. Рейсса (O. Reiss. Über Stylolithen, Tutenmergel und Landschaftenkalk. Geognostische Jahreshefte, XVI, 157. München, 1903).

К конкрециям относят часто в изверженных породах также скопления более древних выделений, как напр. богатые оливином массы (так называемые оливиновые клубни) в базальте, богатые слюдой и роговой обманкой темные скопления в гранитах и т. д. От собственно конкреций они отличаются однако тем, что они старше, чем включающая их масса породы.

§ 14. Все секреции растут снаружи внутрь; они предполагают наличие пустоты в породе. Если они состоят из призматических кристаллов, то последние, конвергируя, образуют *друзы*. Вещество, из которых состоят секреции, очень часто выделено самой породой, которая содержит секреции. Отсюда их название.

Главнейшие формы секреций — *миндалины* и *жеоды*. Миндалинами называют более мелкие, жеодами — более крупные, большей частью округлые, а также и цилиндрические, дисковидные или неправильные, более или менее целиком заполненные минералами первоначально пустые пространства в породах. Эти пустоты образовались либо благодаря выделению газов из еще частично расплавленной изверженной массы либо благодаря выветриванию легко разлагаемых составных частей. Первые представляют собой настоящие пузыри (лопнувшие) и поэтому имеют гладкие стенки, почему минеральные массы от них легко отделяются. Вторые — не гладкостенны, наполняющая их масса теснее связана в зуб с породой и поэтому не так легко от нее отделяется. Настоящие гладкостенные миндалины и жеоды наблюдаются только в изверженных породах; секреции с шероховатыми стенками встречаются также в осадках, когда образуются пустоты благодаря выветриванию вещества породы или окаменелости.

Материал, заполняющий миндалины и жеоды, состоит главным образом из разновидностей группы кварц—халцедон, цеолитов, деленсита и родственных веществ, карбонатов, особенно кальцита. Разнообразие заполняющих материалов лишь частично обусловлено разнообразием пород, а главным образом природой выщелачивающих агентов. Очень часто ясно заметна последовательность различ-

ных генераций минералов миндалин. Заполненные целиком миндалины редко встречаются при выполнении цеолитами; они более часты при выполнении кремнистыми минералами и часты при заполнении кальцитом. Кальцитовые миндалины можно распознать, как целые индивиды, по плоскостям спайности. Полисинтетическое их двойникование по $(01\bar{1}2)$ указывает на давление, которому подвергались миндалины в породе. В миндалинах, заполненных кальцитом, чаще, чем в других, на стенках имеется тонкая кайма из сферокристаллов делессита. В агатовых миндалинах заполнение состоит большей частью из чередующихся кварца (кварц и аметист) и различных халцедоновых минералов; иногда кварц вообще отсутствует; равным образом наблюдается и обратное явление. Об образовании агатовых миндалин см. у Р. Е. Лизеганга (R. E. Liesegang. Die Entstehung der Achate. Zentralbl. f. Min. 1910, S. 593; Achatprobleme. Ibid. 1911, S. 497; Über horizontale gebänderte Achate. Ibid. 1919, S. 184).

Миндалины и жеоды встречаются гораздо чаще в бедных, чем в богатых, кремнекислотой эффузивных породах. Особенно часто они находятся в базальтах, мелафирах и авгитовых порфиритах, которые при этом называются миндалекаменными. Благодаря последующему выветриванию выполнения миндалин нередко восстанавливаются первоначальные пустоты.

Пластинообразные секреции образуются путем выполнения трещин в породах. Заполняющие вещества растут с обеих стенок, и концы их направлены в сторону трещины, а не в сторону породы, как в случае плиткообразных конкреций.

В более широком смысле рудные жилы также принадлежат к пластинообразным секрециям; их состав однако далеко не всегда берется из породы, в которой они осаждаются.

К сопровождающим составным массам в породах принадлежат также остатки прорванных пород, которые иногда встречаются в изверженных породах. Их называют *посторонними включениями*.

Трещиноватость горных пород

§ 15. Наблюдения над породами в природе позволяют повсюду установить существование в них разделяющих плоскостей. Они возникли отчасти благодаря перерывам при осаждении породы, отчасти благодаря изменению осаждающегося материала и являются таким образом стыком (Schichtfugen), в котором отдельные пласты породы соединяются в толщу. Это, таким образом, собственно не разделяющие, а *соединяющие плоскости*. Их можно встретить только в слоистых и сланцеватых породах. Строго говоря, они расположены не в породе, а *между* породами. Рассмотрение их относится к вопросам стратиграфии.

Все остальные разделяющие плоскости расположены как раз в самой породе; в отличие от стыков они являются *плоскостями раздела* — щелями и трещинами, разбивающими *цельную* породу на части. По своему происхождению плоскости раздела распадаются на две группы. Одни возникли при сжимании тела породы во время и после затвердевания, независимо от того, обусловлено ли оно падением температуры (охлаждение в магматических породах) или потерей воды (высыхание или уплотнение в осадочных породах); причина происхождения других заключается в механических процессах внутри земной коры, благодаря которым кора разламывается, причем происходят более или менее значительные перемещения разломанных частей относительно друг друга. Трещины, полученные первым путем, представляют собой *отдельность* пород; разделяющие плоскости, полученные вторым путем, называют *плоскостями сброса*.

§ 16. Различают шаровую или сфероидальную, плитчатую, призматическую и параллелепипедальную *формы отдельности*.

При *шаровой отдельности* диаметр сфероида отдельности меняется от микроскопических размеров, как в перлитовых шариках кислых эффузивных пород, до величины больше метра, как в гранитах и диоритах. Опять-таки имеется различие в том, распадается ли тело породы целиком на близко соприкасающиеся шары или же шары расположены в породе более или менее обособленно.

Величина шаров зависит от расстояний центров сжатия; последние находятся тем ближе друг от друга и сфероиды тем меньше, чем скорее происходит отдача тепла. Поэтому величина сфероидов находится в известной зависимости и от массы породы и от места ее образования. Упомянутая на втором месте разновидность должна отчасти зависеть от местами неравного расстояния между центрами сжатия и от величины зерна сжимающихся пород. Там, где в грубозернистых породах центры сжатия лежат близко друг от друга, сферы их влияния перекрывают друг друга, и потому шарообразование происходить не будет. Концентрически-скорлуповатое строение сфероидов сжатия лежит в природе вещей. Часто оно резко обнаруживается, как вообще все формы отдельности, лишь при выветривании пород. Шаровая отдельность появляется предпочтительно в больших изверженных массах и жилах, но наблюдается также и в излившихся на поверхность породах; хорошие примеры можно найти среди гранитов, лампрофиров и базальтов.

§ 17. Плитчатую отдельность по толщине плит можно разделить на листоватую, плитняковую и толстоплитчатую (bankförmig). Если поверхности ограничения не плоские, то отдельность называют искривленной. Плоскости отдельности всегда расположены параллельно плоскостям охлаждения или испарения, т. е. горизонтально в пластах и покровах, вертикально и параллельно стенкам жилы в жилах. Эта отдельность особенно свойственна излившимся изверженным породам, а также склонным к быстрому поглощению и отдаче воды осадочным породам. Плитки фонолитов и базальтов часто так тонки, что могут быть использованы как кровельный материал; многие песчаники, известняки и глины расщепляются таким образом. В глубинных горных породах в непосредственной близости от лампрофировых жил развивается вторичная плитняковая отдельность.

§ 18. *Призматическая* отдельность образует столбы, поперечные разрезы которых при совершенно однородном материале породы и при равномерном сжатии должны были бы быть шестиугольны. В действительности число плоскостей столбов в одном и том же теле породы в отдельных столбах различно и ни в коем случае не является характерным для каждой породы, как это считали прежде. Длина и диаметр столбов колеблются в широких пределах. Столбы большей частью прямые; однако нередко они изогнуты и разделены поперечными плоскостями. Отдельные члены столба иногда соприкасаются плоскими поверхностями, иногда входят один в другой суставообразно — один выпуклой, другой — вогнутой поверхностями. Внутри отдельных частей столбов часто господствует отчетливо концентрически-скорлуповатая, т. е. шаровая отдельность. Продольное расчленение столбов наблюдается редко и представляет собой разделение толстого столба в его конце на несколько параллельных более тонких. Столбы всегда перпендикулярны к плоскости сжатия, так что они вертикальны в покровах и пластах, горизонтальны в отвесных жилах и радиально расположены в куполах.

Призматическая отдельность очень распространена в различнейших породах. Благодаря ей стали знамениты базальты Фингаловой пещеры на одном из Гебридских островов, Стаффе, Мостовая гигантов (Giants Causeway) в графстве Антрим в Ирландии и диабазы Palisaden на Гудсоне выше Нью-Йорка. Под влиянием высоких темпертур в контакте с базальтами она развивается в некоторых песчаниках (Büdingen в Верхнем Гессене, Ötzberg в Оденвальде) и бурых углях (Мейсснер в Гессене), а также вблизи горящих пластов бурых углей в глинисто-железистых породах северной Чехии.

§ 19. *Параллелепипедальная*, или *кубическая* отдельность почти исключительно распространена в гранитах и структурно близких к ним изверженных породах, а также в песчаниках. В гранитах она возникает благодаря развитию примерно взаимно-перпендикулярных вертикальных систем отдельности, далеко отстоящих друг от друга, в связи с третьей системой плоскостей отдельности, примерно параллельной плоскости ограничения гранита. Эта плоскость ограничения иногда более или менее горизонтальна, иногда подобна поверхности шарового сегмента, и поэтому форма глыб, возникших благодаря отдельности, различна. Таким образом кубическая отдельность есть комбинация только толстопризматической и толстоплитчатой отдельностей. К ней близки матрацевидная и боченковидная отдельности, которые следует рассматривать как комбинацию толстоплитчатой и кубической отдельностей и которые равным образом часто встречаются в глубинных породах. В песчаниках образуется так называемая параллелепипедальная отдельность при соединении призматической отдельности со слоистостью. Породы с параллелепипедальной отдельностью образуют часто так называемые «моря скал».

Два факта указывают на то, что плоскости отдельности возникают большей частью уже после затвердения породы: кристаллы в породах нередко разделены плоскостями отдельности на две подходящие друг другу части, и отдельность никоим образом не влияет на явление флюидальной текстуры.

§ 20. Горообразовательными процессами (поднятие, опускание, скручивание и складкообразование) тела пород разрываются и разбиваются различным образом, и обломки их перемещаются на более или менее значительные расстояния друг от друга. Образованные таким образом плоскости раздела называются *сбросами* в широком смысле слова. Размеры их в вертикальном направлении меняются от еле заметных до сотен метров. Если трещины зияют, то они часто оказываются заполненными раздробленным материалом сброшенных частей тела пород. В других случаях в трещины внедряется материал изверженных пород (изверженные жилы), или в них имеет место минеральное осаждение (минеральные жилы, рудные жилы). Если трещины очень узки, то они часто оказываются заполненными глинисто-слюдистым веществом (Lettenbesteg). Если зияющих трещин не получалось, а сброшенные части пород перемещались с большим трением друг о друга, то стенки трещины покрывались различного вида полировкой, в которой более или менее отчетливо заметна параллельная штриховка в направлении скользящего движения частей пород (плоскости скольжения, зеркала скольжения или блестящая бороздчатая поверхность — Harnische).

При очень большом давлении нередко происходили раздробление и перемещение без разрыва непрерывности, часто благодаря тому, что

прочная связь восстанавливалась тотчас же или несколько спустя путем нового минералообразования. Области таких перемещений могут называться *зонами сжатия* (Quetschzonen). Они являются некоторым образом рубцами, которые распознаются за таковые в неожиданном изменении строения породы, в своеобразных прямолинейных обрезах плоскостей при разбивании пород, в изгибе плоскостей спайности составных частей породы и т. д.

Если при дроблении пород имеют место выделения газов, то в этих зонах разлома встречаются минералы, которые отсутствуют в нераздробленных частях пород и появление которых может быть объяснено процессами сублимации (возгона).

Во Франции Добрэ дал классификацию плоскостей раздела пород, которая основывается частью на их величине, частью на происхождении. Все разделяющие плоскости, возникли ли они благодаря сжатию или сбросу, называются вообще *литоклазами* и делятся на лептоклазы, синклазы, пьезоклазы, диаклазы и параклазы. Лептоклазы имеют лишь небольшую протяженность в вертикальном и горизонтальных направлениях; синклазами они называются, когда обязаны сжатию, пьезоклазами — когда возникли под влиянием давления. Под диаклазами понимают приблизительно плоские разделяющие плоскости, которые можно проследить в вертикальном и горизонтальном направлениях больше чем на 100 *м*. К ним относят также разделяющие плоскости значительно меньших размеров, если они, благодаря постоянству их простирания и параллельности их направления с тектонической линией, указывают на давление как причину их возникновения. Диаклазы отличаются от больших сдвигов, называемых параклазами, лишь своими небольшими размерами.

По Х. Клоосу, трещиноватость, никогда не отсутствующая в гранитах, есть следствие горообразовательного давления, действующего в течение затвердевания породы, и следовательно направление главной трещиноватости совпадает с направлением давления; вторая трещиноватость, менее выраженная, имеет то же направление, но перпендикулярна к предыдущей. Кроме этой видимой трещиноватости многие граниты обладают плоскостями наименьшего сцепления, по которым они легко раскалываются. Эти плоскости используются рабочими каменоломен при добывании больших плит, а также камня для мощения мостовых. Эта делимость имеет ту же причину и направлена перпендикулярно к направлению давления.

Часть I

Изверженные породы как геологические тела

§ 21. *Изверженные породы представляют собой геологически индивидуализированные части расплавленной внутренности земли.* * О природе внутренности земного шара мы узнаем по повышению температуры в земной коре с возрастающей глубиной, по прорывающимся из недр земли на ее поверхность вулканическим излияниям и по удельному весу тела земли. Два первых факта заставляют предположить, что внутренние части земли состоят из громадных масс расплавленных веществ; третий факт указывает на то, что последние расположены относительно неглубоко. Их средний удельный вес составляет около половины удельного веса нашей планеты; следовательно ядро ее должно состоять из более тяжелых ** веществ. Между тем изучение земного ядра не является прямой задачей петрографии: ее область — земная кора; она занимается этими расплавами лишь постольку, поскольку из них образуются изверженные породы. Эти расплавы называются магмами, или изверженными магмами.

Изверженные породы как геологические тела

§ 22. Из того обстоятельства, что изверженные породы встречаются главным образом в таких областях, где происходило перемещение частей земной коры — разрывы и складкообразование, т. е. в областях дислокаций, — мы должны заключить, что такие тектонические процессы как правило открывают доступ извергающимся магмам на поверхность земли. Это заключение существенно подтверждается тем фактом, что часто области опускания и зоны разломов литосферы заполнены изверженными массами. Благодаря этим дислокациям находящиеся в земной коре пустоты неправильных очертаний и различных — часто громадных — размеров, а также трещины, идущие от этих пустот в соседние породы и часто образующие настоящие сплетения, заполняются под высоким давлением изверженными магмами. Если трещины не достигают поверхности земли, то мы можем получить представление обо всем процессе лишь благодаря землетрясению, выходу терм и т. д.; все изверже-

* [Такое определение — считаю необходимым отметить для точности — заключает в себе предпосылку, что огненножидкие массы находятся в таком же аггрегатном состоянии внутри земли, в каком мы их наблюдаем в виде лав на земной поверхности.]

** [Огромное большинство геологов и химиков согласно с таким выводом. Однако он не является ни в коей мере обязательным. Удельный вес может увеличиваться от давления.]

ние, или, вернее говоря, инъекция, в этом случае протекает под землей. При продолжении трещины до поверхности появляются на дневной свет и изверженные магмы, которые продолжают извергаться по трещинам с перерывами до тех пор, пока открыт доступ к подземному магматическому очагу и пока действуют силы, необходимые для поднятия магмы.

Давление, которое гонит магму, должно быть исключительно высоким. Этим объясняется то, что магма не только внедряется в форме плоско-параллельных или плоско-вогнутых масс между пластами осадочных пород, поднимая и изгибая последние, но даже эти пласты рассланцовывает и пропитывает их. В общем магма при этих глубинных процессах ведет себя пассивно; давление является следствием горообразовательных процессов. С другой стороны, явления взрывов при извержении вулканов свидетельствуют о большой силе расширения, которой обладает магма благодаря давлению абсорбированных газов и паров. Давление это независимо от тектонических трещин помогает магме проложить путь к земной поверхности через ненарушенные породы.

Механизм вулканических процессов принадлежит к области геологии и в настоящей работе не рассматривается. Сопоставление различных взглядов, в особенности гипотезы проплавления (Durchschmelzungshypothese) Мишель Леви—Зюсса и гипотезы обрушения (Aufstemmunghypothese) Дэли, а также литературные указания на этот счет можно найти в работах Вольфа (W o l f f. Der Vulcanismus, I. Stuttgart, 1913, S. 191) и Х. Клооса (H. C l o o s. Der Mechanismus tiefvulcanischer Vorgänge. Sammlung Vieweg, № 57. Braunschweig, 1921).

§ 23. Массы, выполняющие неправильно образованные большие подземные пространства, называют тифонами, магматическими штоками, просто штоками или *массивами*. Горизонтальное их сечение — часто круглое или эллиптическое с входящими внутрь и выходящими наружу углами и бухтами; вертикальный разрез преимущественно имеет форму сплющенного конуса, иногда с террасовидными и ступенчатообразными боковыми поверхностями. Массы, выполняющие трещины и расщелины, обладая небольшими поперечными и большими продольными размерами, пересекают породы наподобие стен более или менее отвесно, а иногда образуя с горизонтом некоторый небольшой [illegible]; их называют *жилами* (Gänge), а в случае небольшой мощности — [illegible] (Trümer). Их мощность меняется от нескольких миллиметров до сотен метров. Часто они расположены радиально по отношению к [illegible]окам.

Если жилы доходят до штока и их порода идентична [illegible] породе последнего, то их называют *апофизами* штока. Образованные [illegible] эксплозионных процессах обычно круглые в поперечном разрезе или слегка эллиптические каналы прорыва называют жерловинами (Schlott[illegible] по-английски — некками (necks).*

В Германии к ним принадлежат описанные Бранко «эмбрионы вулканов» (Vulkanembryonen) швабского альба и маары Эйфеля[1] (чашеили скорлупообразные расширения жерловин при выходе их на земную поверхность). Добрэ воспроизвел эти образования искусственно.

Изверженные массы, внедрившиеся из каналов между пластами осадочных пород, называют *пластовыми жилами*, *интрузивными зале-*

* [Их обозначают также термином «*диатремы*».]

[1] W. B r a n c o. Schwabens 125 Vulkanembryonen usw. Stuttgart, 1894. — A. D a u b r é e. Bull. Soc. Géol. Fr. (3) XIX, 113, 1891.

жами и просто *залежами*, если они имеют плоскопараллельные границы, и *лакколитами*, если они караваеобразной или колоколообразной формы и при этом обладают значительными размерами. Нередко вертикальные жилы переходят в пластовые жилы и, наоборот, пластовые жилы переходят в вертикальные. Излияния на земную поверхность называются *потоками*, если их ширина меньше длины, и *покровами*, если размеры эти отличаются мало. Такие потоки и покровы часто лежат друг на друге, многократно повторяясь, либо непосредственно соприкасаются, либо отделяются друг от друга рыхлым изверженным материалом; в этих случаях они образуют *системы потоков и покровов*. Если потоки или покровы излились под морем или опустились под воду после наземного излияния, то они могут перекрыться более молодым осадочным материалом и приобрести внешний вид интрузивных залежей. От последних их легко отличить благодаря тому, что у них нижняя и верхняя поверхности не одинаковы, тогда как у интрузивных залежей последние находятся в одинаковых условиях.

Штоки, пластовые жилы, лакколиты и жилы — лишь до известной степени различные образования. Несмотря на всю отчетливость различия типично развитых форм, последние по своим размерам и виду различным образом переходят друг в друга, чем объясняются такие названия, как напр. жильный шток, массивная залежь и т. д.

Очень широко распространенной формой изверженных пород является *купол*. Так называют большей частью не очень мощные изверженные массы куполо- или колоколообразной формы, расположенные на земной поверхности. Эти купола иногда представляют собой поднявшиеся вверх и растекшиеся в стороны из жил и жерловин массы пород (Quellenkuppen), иногда же являются размытыми и изолированными частями покровов и потоков. Эти формы куполов большей частью нетрудно отличить друг от друга по характеру отдельности и текстуре. В некоторых случаях это обнаженные денудацией лакколиты.

§ 24. Процесс извержения, благодаря которому возникают штоки, интрузивные залежи, лакколиты и жилы, называют *интрузией*, а породы этих форм—*интрузивными породами*. В противоположность процессу интрузий, образование штоков и покровов называют *эффузией*, или *излиянием*, а их породы *эффузивными*, или *излившимися породами*. Интрузивные породы, не достигающие земной поверхности, становятся доступными наблюдению благодаря эрозии, поднятию или складкообразованию; излившиеся породы, не подводные, лежат с момента возникновения на земной поверхности. Ясно, что затвердевание поверхностных излияний происходит при совершенно других условиях, чем застывание интрузивных пород, особенно когда последние образуют такие большие тела, как напр. штоки. Поэтому характер образования интрузивных пород резко отличается от характера излившихся пород и указывает на очень медленный и спокойный ход кристаллизации, протекающей на значительной глубине. Поэтому породы штоков называют также глубинными.

Так как удельный вес магм всегда меньше удельного веса продуктов их кристаллизации, то при затвердевании вообще и особенно при затвердевании глубинных пород происходит сокращение объема. В породах образуются трещины, которые могут продолжаться более или менее далеко в окружающие массы и которые обыкновенно заполняются продуктами последующих остаточных извержений. Образованные та-

ким путем жилы по своему химическому составу либо идентичны либо весьма близки глубинным породам; это рассматривают как доказательство того, что материал обеих пород произошел из одного и того же магматического очага.

§ 25. Извергаемые магмы образуют не только плотные изверженные породы в форме штоков, жил, залежей и покровов, но при известных условиях также рыхлые массы пород: *вулканические бомбы*, *лапилли*, *пески* и *пеплы*. Все эти рыхлые изверженные продукты образуются вследствие быстрого выделения газов и паров, развивающихся в магме, которому предшествуют быстрое или внезапное уменьшение давления над магмой, как напр. при внезапном образовании диатремы или выходе магмы на поверхность. Вследствие этого рыхлые изверженные массы наблюдаются только в жерловинах, а также в сопровождении эффузивных, но не интрузивных пород.

Если выход абсорбированных газов происходит медленно и магма вязкая, то пузыри газа по мере поднятия расширяются и, вылетая, увлекают за собой облекающую их часть магмы, которая либо при полете округляется, превращаясь в бомбу, либо, не округляясь и падая сразу после выброса, сплющивается (Flatsche). Бомбы имеют округлую, веретенообразную, яйце- или кубареобразную форму, причем нередко наблюдается отчетливое скручивание вокруг известного направления.

При быстром удалении из магмы образующихся газовых пузырей последняя может быть полностью распылена, причем в зависимости от интенсивности процесса и состояния магмы образуются лапилли, пески и пеплы.

Изверженные породы как вещества

Химический состав

§ 26. Вещества, образующие изверженные породы, можно разделить на три группы. Вещества первой группы (за ничтожными исключениями) содержатся во всех изверженных породах, причем, как правило, в таких значительных и переменных количествах, что их соотношения придают анализу характерные черты. Это так называемые *существенные*, или *главные составные части*: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O и H_2O. Важнейшую роль между ними опять-таки играет SiO_2: все существенные составные части, на которых основывается классификация изверженных пород, суть силикаты; вместе с тем количество их из всех составных частей колеблется в наиболее широких пределах. Вещества второй группы распространены также примерно повсюду, но в значительно меньших или нехарактерных количествах, часто лишь в виде следов — это *несущественные составные части* или *примеси* TiO_2, ZrO_2, P_2O_5, MnO, BaO, SrO, Li_2O, N_2O_3. Если они в анализе не указаны, то значит их определение не произведено, и анализ является неполным. Вещества третьей группы можно назвать *акцессорными*. Они распространены не везде, по крайней мере не везде обнаружены в достаточном для анализа количестве; часто они распределяются в теле породы неравномерно и концентрируются местами в кислых и основных шлирах и выделениях, или ими обогащаются пегматитовые жилы. К ним принадлежит большое число — можно сказать большинство — элементов: Ni, Co, Cr, Cu, Sn, Au, Ce, Th, Ta, Ru, Cs, B, F, S, Cl, Mo, As и др.

Во всех полных анализах дается содержание воды. В новейших анализах различают: H_2O, выделяющуюся до 110° (или 105°), которую обозначают H_2O^{-110} или просто H_2O^-, и H_2O, которая удаляется из породы лишь при температуре выше 110° (H_2O^{+110} или H_2O^+). Вода H_2O^- главным образом гигроскопического характера, H_2O^+ связана с веществом. Резкую границу между ними провести нельзя, так как даже такие составные части пород, как анальцим, частично теряют воду при температуре ниже 110°. В более старых анализах приводится лишь потеря от прокаливания — величина, не имеющая большого значения, так как при прокалке происходит не только потеря H_2O, CO_2 и других веществ, но и поглощение кислорода. Совершенно свежие и полностью раскристаллизованные изверженные породы бедны водой; последняя содержится в незначительном количестве лишь в определенных компонентах (слюда, амфибол, анальцим и др.) и в микроскопических включениях жидкости внутри минералов. Большое количество воды в свежих изверженных породах имеется в тех случаях, когда они содержат аморфно застывшую магму, стекло; такие стекла часто, хотя и не всегда, богаты водой. В несвежих (разложенных) породах вода частично вторичного происхождения, она поглощается из атмосферных осадков.

§ 27. Из различнейших изверженных пород при нагреве их до красного каления либо при нагреве до более низкой температуры и последующем действии воды или минеральных кислот выделяются в заметном количестве газовые смеси, могущие увеличить объем подвергающейся такой обработке породы больше чем в пять раз.[1] В опытах Готье выделение газов из высушенного при 250—300° в вакууме порошка изверженной породы произошло при воздействии густой фосфорной кислоты при 100°, а при воздействии чистой воды—при 300°; наибольшее количество газов развивается при нагреве породы до красного каления. Таким путем Готье и Тильденом были получены помещенные в приводимых ниже анализах I—VII числа, представляющие объемные проценты. Самый нижний ряд чисел дает отнесенный к 0° и давлению 760 *мм* объем газа, образовавшегося из 1 *кг* порошка породы. Если применять при опытах воду, то после окончания опыта в ней обнаруживаются небольшие количества растворенных сульфидов. Анализы показывают, что газовая смесь состоит главным образом из углекислоты, окиси углерода, водорода, азота с небольшим количеством аргона, иногда гелия и сероводорода, т. е. из той же смеси газов, которая обнаруживается в фумаролах спустя некоторое время после извержения вулкана; это было доказано сравнением с газами фумаролл при температуре около 400°, выделявшимися при последнем извержении вулкана Мон-Пелэ (Mont Pelé — см. у H. Moissan. Compt. Rend. 1902, CXXXV, 1085); при сравнении вычиталась примесь атмосферного азота, количество которого вычислялось по содержанию кислорода.

---

[1] См.: W. A. Tilden (Proc. Roy. Soc., 1895—1896, XLIX, 223, und 1896 — 1897, LX, 453); M. W. Travers (ibid., 1898—1899, LXIV, 130); A. Brun (Arch. phys. et nat. Genf, 1905, XIX); A. Gautier (Compt. Rend. Paris, 1901, CXXXII, 58 et 189; 1903, CXXXVI, 16; 1906, CXLIII, 7, 1382 et 1465); R. T. Chamberlin (Journ. Geol., 1909, 17, 534, также Publ. Carnegie-Inst. Washington, 1908, № 106). Сводка результатов имеется в работе F. v. Wolff — Der Vulkanismus, I, 1914, S. 72.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
CO_2	14,80	8,98	14,42	59,25	35,71	78,35	23,60	44,2
H_2S	следы	1,71	0,69	0,00	0,45	11,85	—	—
CO	4,93	5,12	5,50	4,20	4,85	1,99	6,45	4,6
CH_4	2,24	1,09	1,99	2,53	1,99	0,01	3,02	15,7
H_2	77,30	82,80	76,80	31,09	56,29	7,34	61,68	23,3
N_2 (с аргоном)	0,83	0,42	0,40	2,10	0,68	сл.	5,13	12,2
Σ	100,10	100,12	99,80	99,17	99,97	99,54	99,88	100,0
Объем газов в *см*³	2709	4209	2570	2846	2517	5438	—	—

I—III. Газовые смеси, полученные из различных образцов гранита из Вира (объем 1 *кг* гранита равен примерно 376 *куб. см*).

IV. Газовая смесь из очень свежего диоритового порфирита в Драмонте около Agay, департамент Вар; уд. вес=2,74; со следами CNSH.

V. Газовая смесь офита из Виллафранка около Байонны.

VI. Газовая смесь, полученная из лерцолита; со следами керосиноподобного углеводорода. Необычное количество CO_2 обусловлено включениями известняка.

VII. Газовая смесь, извлеченная из гранита Скай (Skye) Тильденом (см. у Альфреда Харкена The tertiary igneous rocks of Skye. Glasgow, 1908, 155).

VIII. Газы из фумарол Mont Pelé по данным Муассана, пересчитанным Готье.

А. Брён исходил при своих исследованиях из того предположения, что газы магмы в наибольшем количестве захватываются стеклами. Образцы застывшего стекла, главным образом обсидиана, нагревались до плавления в освобожденной от воздуха кварцевой трубке, образовывающиеся при этом газы отсасывались ртутным насосом и собирались для анализа над ртутью. Сублимирующиеся составные части конденсировались в специально устроенном холодильнике. Брён нашел, что при начинающемся плавлении наступает бурное, частью взрывоподобное образование газов и обсидиан превращается в пенисто-пористую пемзу. Наряду с газами, обнаруженными более ранними исследованиями, при этих высоких температурах были найдены свободный Cl и HCl. Температура взрыва колеблется между 800° и 1100°; состав газов, как показывает нижеследующая таблица, очень различный:

	Cl_2	HCl	SO_2	CO_2	CO	CH_4	H_2	N_2 и др.	Сумма	Содерж. газа	Хлориды	
1.	—	61,11	0,55	14,30	10,55	—	12,36	1,13	100,00	167	5,4	755
2.	11,76	5,88	12,60	49,58	7,64	0,5	8,0	4,0	99,96	397	не опр.	
3.	32,25	2,15	0,75	56,23	5,70	—	1,82	1,06	99,96	310	8	100
4.	49,94	15,54	11,61	6,78	5,68	—	—	10,36	100,00	543	54	—
5.	13,3	13,3	—	37,5	14,6	3,1	6,6	11,4	99,8	423	33	не опр.
6.	—	6,55	12,0	73,79	следы	—	7,6	следы	99,94	374	20,4	5 143

Таблица дает состав газа, образовавшегося из 1 *кг* породы при нагреве ее до температуры плавления или температуры взрыва, в кубических сантиметрах при 0° и 760 *мм* давления; сублимирующиеся летучие составные части даны в миллиграммах.

Исследуемыми породами были:

1. Обсидиан — San Andres, Мексика.
2. Обсидиан — Sawai, Самоа, 1906 г.
3. Обсидиан — Алагез, Армения.
4. Обсидиан состава андезита с Кракатау (образец высушен при 170°).
5. Пехштейн — Götterfelsen, около Мейссена, Саксония.
6. Лава 1906 г. — Bosco tre Case, Везувий.

Многочисленные исследования, особенно исследования Чемберлена, привели к следующим общим результатам.

Качественный состав газов один и тот же у всех исследованных изверженных пород (*глубинные* и излившиеся *породы*), а также у кристаллических сланцев (такие же газы, как в последних, находятся в метеоритах и метеорном железе). *Количественное* содержание газа, напротив, зависит от геологического возраста; оно тем больше, чем старше порода, а у новейших лав в среднем в каждом 1 *куб. см* содержится 0,6 *куб. см* газа, в третичных лавах — 1,98 *куб. см*, в палеозойских и докембрийских изверженных породах — 5,31 *куб. см*, в архейских породах — 11,89 *куб. см*.

Несомненно, что некоторая часть этих газов захватывается изверженными породами из жидкой магмы; это их первичные составные части. К этим первичным газам с течением времени прибавляются новые количества газов, происхождение которых, может быть, согласно Вольфу и другим, следует искать в эманациях газа при распаде радиоактивных элементов. В какой форме находятся эти газы в голокристаллических изверженных породах или как они связаны с последними—неизвестно.

§ 28. Анализы 1—24 нижеследующей таблицы никоим образом не дают исчерпывающей картины разнообразия и многообразия состава изверженных пород. Они расположены в порядке убывания кремнекислоты.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	78,50	72,48	71,65	70,14	63,71	62,69	53,95	53,42
TiO_2	0,08	0,28	—	0,86	следы	1,22	1,04	—
Al_2O_3	10,95	14,06	13,04	8,61	18,30	12,77	21,78	28,36
Fe_2O_3	0,36	0,89	2,79	6,01	2,08	3,22	0,62	1,80
FeO	0,70	1,05	1,80	2,73	2,52	4,79	2,42	—
MnO	0,06	следы	—	0,38	следы	0,60	0,15	—
MgO	0,18	0,62	следы	0,20	0,09	3,09	0,54	0,31
CaO	1,00	2,17	следы	0,45	1,18	5,02	1,92	10,49
Na_2O	3,15	3,30	6,30	5,44	6,39	2,39	8,60	4,82
K_2O	4,97	4,75	3,98	4,20	6,21	3,63	7,02	0,84
$H_2O^{+110°}$	0,40	0,35	1,10	0,35	0,17[1]	1,06	2,30[1]	—
$H_2O^{-110°}$	—	0,16	—	0,17	0,09	—	—	—
P_2O_5	0,02	0,09	—	0,12	—	следы	следы	—
Σ	100,37	100,28	100,66	99,86	100,74	100,48	100,34	100,04

	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	53,21	53,00	48,81	48,35	47,89	43,02	42,80	42,55
TiO_2	0,26	0,57	1,34	1,33	0,77	0,63	—	2,59
Al_2O_3	1,94	17,19	8,17	15,47	17,87	24,63	—	10,75
Fe_2O_3	1,44	4,78	3,46	4,80	4,93	3,59	—	4,92
FeO	7,92	5,05	3,22	7,58	3,64	2,17	9,40	6,60
MnO	0,22	следы	следы	0,21	—	следы	—	следы
MgO	20,78	4,66	14,84	8,15	3,68	1,96	47,38	15,51
CaO	13,12	8,08	7,06	8,81	8,70	5,47	—	10,80
Na_2O	0,11	2,92	1,71	3,09	2,60	14,81	—	2,94
K_2O	0,07	1,49	5,73	0,95	8,23	2,99	—	1,57
$H_2O^{+110°}$	0,87	1,35	3,46	0,73	0,65	—	0,57	0,57[1]
$H_2O^{-110°}$	0,14	—	—	0,28	—	—	—	—
P_2O_5	следы	0,37	1,39	0,33	0,36	0,70	—	0,48
Σ	100,47	99,46	100,34	100,26	99,68	99,97	100,15	99,83

[1] Потеря при прокаливании.

Составы 21—24 принадлежат рудным выделениям магматического происхождения, которые хотя и не представляют собой геологически самостоятельного тела, но часто образуют такие большие связанные массы, что разрабатываются для технических целей.

	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO_2	39,74	38,57	34,03	24,19	21,25	12,42	4,08	0,87
TiO_2	0,13	2,90	2,69	следы	6,30	12,31	14,25	10,91
Al_2O_3 . . .	30,59	14,99	8,41	12,00	5,55	6,46	6,40	0,53
Fe_2O_3 . . .	0,44	8,31	3,13	6,45	43,45	30,68	33,43	87,60
FeO	2,19	7,30	6,67	9,32		27,92	34,58	
MnO . . .	0,03	0,32	—	следы	0,40	—	0,45	—
MgO . . .	0,60	5,82	14,68	14,07	18,30	3,35	3,89	—
CaO	5,75	8,35	18,20	17,37	1,65	3,95	0,65	—
Na_2O . . .	13,25	6,39	4,58	1,99	—	0,50	0,29	—
K_2O	3,88	3,03	1,69	3,06	—	0,26	0,15	—
$H_2O^{+110°}$ . .	1,00	1,56	4,02	5,16	2,60	0,64	1,32	—
$H_2O^{-110°}$ . .	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	1,92	1,10	3,96	0,13	0,82	0,02	—
Σ	99,86	100,36	100,14	101,16	99,64	99,88	99,71	99,91

1. Пертитовый гранит — Hummelstad, Småland, Швеция.
2. Гранит — озеро Tenaya, Калифорния — с 0,08 BaO и следами SrO, Li_2O.
3. Рибеккитовый гранит — Hougnatten, область Осло.
4. Пантеллерит — гора Sant'Elmo, остров Pantelleria — с 0,14 ZrO_2, 0,06 SO_3.
5. Сиенит (пуласкит) — Salem neck, штат Массачузетс, США.
6. Сиенит — между Nieder-Haunsdorf и Neudeck, Силезия.
7. Нефелиновый сиенит — Пикота, южная Португалия — со следами SrO, Li_2O, Cl, S.
8. Анортозит — Ogne, Норвегия.
9. Пироксенит (вебстерит) — Oakwood, Мерилэнд, США — с 0,03 NiO, 0,20 Cr_2O_3, 0,10 CO_2, 0,03 FeS_2 и следами Li_2O и Zr_2O_2.
10. Диорит — Schwarzenberg, Вогезы.
11. Хумиллит — Jumilla, Испания — с 0,25 BaO, 0,09 SrO, 0,81 CO_2.
12. Плагиоклазовый базальт — Сан-Рафаэль, Новая Мексика, США — с 0,06 BaO, 0,03 SrO, 0,02 NiO, 0,07 SO_3 и следами Li_2O, Cr_2O_3 и S.
13. Лейцитит — Crocicchie, средняя Италия — с 0,28 BaO, 0,02 ZrO_2, 0,06 SO_3.
14. Ийолит — Jivaara, Финляндия.
15. Дунит — гора Дун, Новая Зеландия — со следами NiO, CoO.
16. Лимбургит — Lösershag, Rhön — с 0,42 Cr_2O_3, 0,13 CoO.
17. Монмутит — Monmouth co., Онтарио, США — с 0,02 Cl, 0,07 S, 2,17 CO_2 и следами SO_3.
18. Шонкинит — Katzenbuckel, Оденвальд — с 0,37 SO_3, 0,15 SrO, 0,38 $CaCl_2$.
19. Нозеановый мелилитовый базальт — Grabenstetten, Rauhe Alb — с 0,94 SO_3 и следами CO_2.
20. Альнёит — остров Alnö, Швеция — с 0,53 Cl, 0,29 S, 2,77 CO_2 и следами Cr_2O_3.
21. Магнетитовый оливинит — Таберг, Швеция — с 0,01 S.
22. Титановая железная руда — Lincoln Pond, штат Нью-Йорк — с 0,12 Cl, 0,04 S, 0,04 V_2O_3, 0,32 CO_2, 0,05 C и следами F.
23. Магнетитовый шпинелит — Рутивара, Швеция — с 0,20 Cr_2O_3.
24. Магматическая железная руда — Sanford, штат Нью-Йорк.

§ 29. Для *графического изображения* анализов пользуются весьма различными способами. Как правило изображают лишь главные составные части, причем даются либо самые числовые значения либо, если это целесообразней, их молекулярные коэфициенты, т. е. молекулярные проценты.

Такие диаграммы позволяют сразу увидеть характерные черты химического состава породы и особенно существенно облегчают сравнение многих анализов. Здесь мы опишем два метода графического изображения.

Рис. 1 и 2 — диаграммы, введенные Брёггером; обе изображают молекулярные коэффициенты анализа. Из середины чертежа наносится на горизонтальной линии в обе стороны по половине содержания SiO_2, на вертикальной — вверх CaO, вниз — Al_2O_3; затем на двух осях, наклоненных к вершинам под углом 60° (или 45°), наносят вправо вверх MgO, вправо вниз K_2O, влево вниз Na_2O, влево вверх FeO, а над ним Fe_2O_3. Соединением конечных точек получаем замкнутую диаграмму,

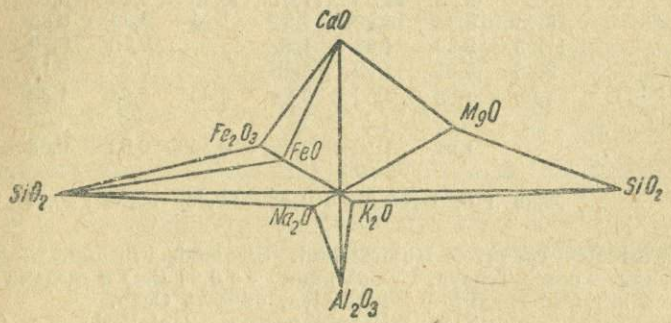


Рис. 1. Кемптонит. Осло.

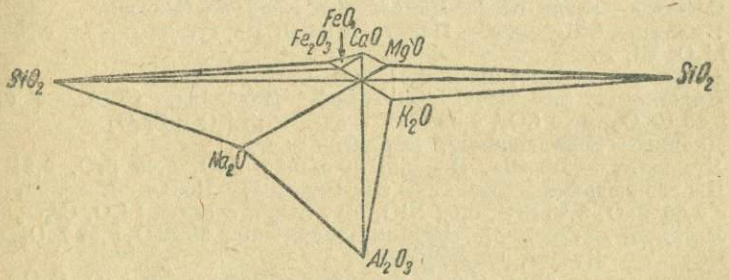


Рис. 2. Нефелиновый порфир. Осло.

разделенную (снова) в верхнем левом квадранте. Сразу видно, что рис. 1 принадлежит породе, очень богатой темными составными частями (высокое содержание окиси железа и MgO), но содержащей мало щелочных алюмосиликатов (полевые шпаты и фельдшпатиды). На рис. 2 мы имеем обратный случай.

На рис. 3 изображен другой графический метод, употребляемый главным образом при сравнении целого ряда анализов. Представлены 6 пород из Брокена в Гарце в молекулярных процентах. В прямоугольной системе координат кремнекислота наносится в виде абсциссы, а основания—в виде соответствующих ординат; ординаты одинаковых оснований соединяются прямыми линиями. Все Fe перечисляется в FeO; ординаты увеличены на фигуре в три с половиной раза. Из чертежа хорошо определяется зависимость оснований друг от друга и от кремнекислоты. Мы видим, что в представленном ряде пород Al_2O_3 почти не зависит

от SiO_2, далее, что щелочи убывают параллельно с SiO_2 (причем K_2O быстрее, чем Na_2O), что CaO, MgO, FeO увеличиваются с уменьшением SiO_2 и т. д.

§ 30. Изверженные породы представляют собой смеси различных минералов в переменных, а не определенных соотношениях. Уже отсюда следует, что их состав не может быть сведен к простым стехиометрическим соотношениям — для них не могут быть даны химические формулы, как для минералов. Но при сравнении большого числа анализов вытекают следующие *закономерности* (ср. таблицы на стр. 36—37):

1. Количество главных составных частей меняется в определенных, характерных для каждой составной части пределах. SiO_2 принимает все значения примерно от 80 до 34 весовых процентов, падает в некоторых магматических породах, появляющихся в виде жилообразных тел, до 24%, а в магматических железных рудах почти до 0%.

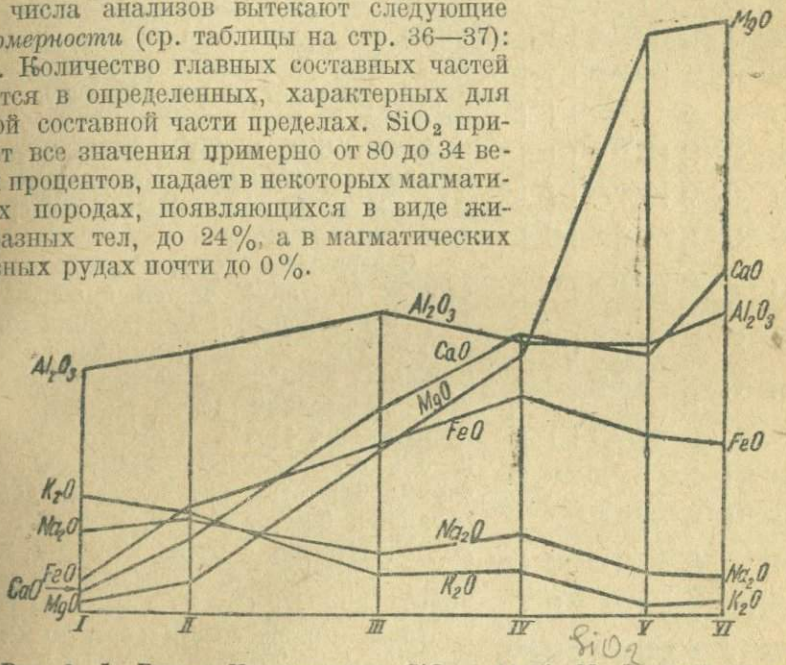


Рис. 3. *I*. Гранит Ильзенштейна. $SiO_2 = 81{,}95$. *II*. Зеленый авгитовый гранит. Hayseburger Häu. $SiO_2 = 76{,}15$. *III*. Кварцевый биотито-авгитовый гранит. Gruhe. $SiO_2 = 66{,}11$. *IV*. Биотито-авгитовое габбро. Riefenbachthal, Гарц. $SiO_2 = 58{,}67$. *V*. Слюдяной норит. Pferdediebsklippe у Molkenhaus. $SiO_2 = 51{,}96$. *VI*. Оливиновый норит. Oberes Radauthal, Гарц. $SiO_2 = 47{,}89$.

По содержанию SiO_2 изверженные породы делят на:

кислые	с содержанием	SiO_2	больше 65%
средние	» »	SiO_2	65—52%
основные	» »	SiO_2	меньше 52%

По статистике Ниггли из 1 000 изверженных пород

примерно	5	содержат	SiO_2	меньше 30	весовых %
»	25	»	SiO_2	между 30	и 40%
»	197	»	SiO_2	» 40	и 50%
»	330	»	SiO_2	» 50	и 60%
»	263	»	SiO_2	» 60	и 70%
»	175	»	SiO_2	» 70	и 80%
»	5	»	SiO_2	больше 80%	

Окислы	0—1%	1—2%	2—3%	3—4%	4—5%	5—6%	6—7%	7—8%	8—9%	9—10%	10—11%	11—12%	12—13%	13—14%	14—15%	15—16%	16—17%	17—18%	18—19%	19—20%	20—21%	21—22%	22—23%	23—24%	24—25%	25—26%	26—27%	27—28%	28—29%	Больше 29%
Al_2O_3	3	2	3	4	3	4	5	3	6	13	20	36	68	93	101	143	136	122	86	52	45	18	12	8	3	1	1	3	2	3
Fe_2O_3	134	208	209	154	104	64	41	28	24	15	4	5	3	1	—	2	—	1	1	—	1	1	1	—	—	—	2	1	1	2
FeO	162	176	147	119	102	79	64	41	43	25	14	8	6	4	3	—	1	1	1	—	—	1	1	1	1	1	2	1	—	1
MgO	324	151	96	96	71	58	43	44	26	12	14	13	8	5	5	4	2	3	2	3	3	2	2	1	—	2	2	—	—	—
CaO	122	132	106	102	75	63	67	71	74	52	49	29	17	12	12	6	4	1	2	1	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	172	180	168	147	160	95	36	18	11	7	2	3	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na_2O	46	87	198	277	183	87	42	31	22	12	4	4	2	—	1	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O+	447	294	159	51	30	9	4	3	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Все остальные окислы металлов достигают либо превышают 30% очень редко.

Следующая таблица, также составленная Ниггли (Niggli), показывает, сколько из каждой 1 000 магматических пород имеет различающихся на 1% приведенных в таблице окислов (конечно, это также только приближенные значения).

Из таблицы видно максимальное значение для содержания целого ряда окислов, причем почти треть всех изверженных пород содержит менее 1% MgO; однако, несмотря на это, содержание этого окисла наравне с SiO_2 и Al_2O_3 подвержено наибольшим колебаниям. Максимум частоты Al_2O_3 и Na_2O лежит вблизи их среднего значения и т. д.

Содержание несущественных и акцессорных составных частей в общем ниже 1 весового процента. Исключения представляют: TiO_2, которая достигает во многих базальтах 5—6%, а в магматических рудных выделениях 15—20%; затем P_2O_5, достигающая 4—5%, и ZrO_2, достигающая 2—3% (в нефелиновых сиенитах).* Акцессорные вещества распределены довольно различно. Многие из них, как F, Sn, Be, Mo, U, связаны с очень кислыми и бедными известью и магнезией породами, другие, как Ni, Co,** Cr, металлы группы платины, — с основными и богатыми магнезией породами, остальные, как Cl, S (в форме SO_4) и редкие земли, — со средними и очень богатыми щелочами породами.

2. В известных пределах между количествами главных составных частей существуют некоторые соотношения; они в известной мере зависимы друг от друга.

Напр., мы не знаем изверженных пород, у которых высокое содержание MgO сочеталось бы с высоким содержанием SiO_2 или щелочей; точно так же взаимно исключаются высокое содержание извести и крем-

* [Если в анализе более 1% CO_2, то порода или измененная или ненормальная с большим количеством посторонних карбонатов. Анализы таких пород — если автор не преследует специальной цели — не могут характеризовать породы.]

** [Кобальт в гипербазитах — так называются породы, наиболее бедные кремнеземом — встречается и реже и в заметно меньших количествах.]

некислоты. На представленном графически на рис. 3 небольшом ряде пород хорошо видно, что с уменьшением количества щелочей увеличивается количество CaO, MgO, а с увеличением количества окислов железа уменьшается количество SiO_2.

Химический состав меняется в определенных границах, и по анализу породы в большинстве случаев можно сказать, является ли она изверженной или нет. Все это результаты наблюдений; они еще нуждаются в обосновании экспериментальным путем. Эти химические соотношения представляют важный отличительный признак изверженных пород по сравнению с осадочными породами и многими кристаллическими сланцами, у которых отсутствует такая зависимость составных частей друг от друга или по крайней мере существует не в такой степени.

Закономерности такого же рода исследовались подробнее Шредером фандер-Кольком (J. L. Schroeder van der Kolk. Over de Sympathieën en Antipathieën der elementen in de Stollings-gesteenten. Verhandl. d. koninkl. Akad. v. Wetenschappen te Amsterdam, 1903) и Озанном (Osann. Petrochemische Untersuchungen. Abhandl. d. Heidelberger Akad. d. Wissensch., № 2, 1913).

§ 31. Если просматривать диаграммы большего количества анализов, в которых содержание кремнекислоты приблизительно одинаковое, то бросается в глаза, что количественные соотношения оснований колеблются главным образом в двух направлениях. Одна часть анализов дает высокие значения щелочей и, как правило, глинозема, при сильном отставании извести и магнезии. Молекулярное содержание щелочей часто превышает содержание глинозема, так что последнего не хватает для насыщения щелочей в щелочных алюмосиликатах, и часть их соединяется с Fe_2O_3, образуя молекулы эгирина. В других анализах имеет место обратное явление: наравне с щелочными алюмосиликатами образуются известковые алюмосиликаты. Такие различия наблюдаются в кислых, средних и основных изверженных породах и особенно отчетливо проявляются в средних. Представителей первой категории называют породами щелочного ряда, последней — известково-щелочного ряда. Таблица (стр. 36—37) дает эти различия в особо типичном виде, напр. анализы 5 и 6, 7 и 10, 12 и 13, 14 и 16. Анализ 4 относится к породе щелочного ряда, в котором бо́льшая часть глинозема замещается окисью железа. Так как минералогический состав в первую очередь зависит от химического состава, то разница между обоими рядами выражается также и в минералогическом их составе. Типичными, или «яркими», представителями щелочного ряда являются определенные минералы, как нефелин, лейцит и близкие им минералы, так же как богатые щелочами пироксены и амфиболы, которые совершенно чужды породам известково-щелочного ряда. Большое значение имеет далее то обстоятельство, что различие между обоими этими рядами может выразиться также в геологической форме их проявления. Породы одного ряда с очень различным содержанием SiO_2 встречаются в одной области изверженных пород и соединены друг с другом переходными породами, но, как правило, совершенно исключают породы другого ряда. В этом смысле говорят о «петрографических провинциях» и о «кровном родстве» (Blutsverwandtschaft, Consanguinity) пород такой провинции. *

* [Породы одной и той же провинции называют комагматическими породами или комагматами.]

Напр. область Осло в южной Норвегии является прекрасным примером провинции щелочного ряда. Несмотря на большое разнообразие (в ней распространены изверженные породы с содержанием SiO_2 от 75 до 40%) все породы носят ясно выраженный характер щелочного ряда; нефелин, эгирин и арфведсонит — широко распространенные в них составные части. В противоположность этому, массив Брокен в Гарце является областью распространения пород известково-щелочного ряда: никогда еще в таких различных минералогически и химически породах Брокена не было найдено ни одного зерна упомянутых минералов. Однако следует заметить, что между обоими рядами существуют переходные стадии. Причисление таких переходных пород к тому или другому ряду более или менее произвольно. За последнее время также увеличилось число примеров того, что в небольшой вулканической области одновременно существуют и, повидимому, принадлежат к одной эпохе извержений породы, носящие черты обоих рядов, так что разделение на основании парагенезиса тоже может быть до известной степени произвольно. Все же разделение обоих рядов по их крайним представителям является верным, а их распределение по провинциям — в общем несомненным.

Бекке называет — по главным географическим областям распространения — породы щелочного ряда «атлантическим типом» (atlantische Sippe), а породы известково-щелочного ряда — «тихоокеанским типом» (pazifische Sippe).

§ 32. Помимо двух обширных классов глубинных и эффузивных пород Розенбуш выделяет третий класс жильных пород, представители которого встречаются почти исключительно в форме жил. Характерное свойство этих пород, служившее основанием для их выделения, заключается между тем не в геологической форме их залегания, а скорее в том факте, что они не являются геологически самостоятельными породами. Их существование связано всегда с близостью определенных глубинных пород; отчасти они пересекают в виде жил периферические части последних, отчасти скопляются в соседних с ними породах. По своему вещественному составу они также зависят от этих глубинных пород. Это следует из того, что глубинные породы и принадлежащие к ним жильные породы обладают одинаковыми химическими и минералогическими свойствами и что у обеих нередко встречается исключительное постоянство в молекулярных отношениях некоторых веществ, напр. щелочей или двухвалентных металлов. Химические особенности глубинной породы (материнской породы) как бы наследуются их жильными преемниками [которые часто называются не жильными породами, а схизолитами (от древнегреческого глагола *σχίζω* — колю, отщепляю)]. *

По вещественному составу в сравнении с составом глубинной породы жильные породы делят на *асхистовые* (нерасщепленные) и *диасхистовые* (отщепленные). Асхистовые породы по своему химическому составу совершенно не отличаются или незначительно отличаются от состава своих глубинных пород; они являются более поздними внедрениями магмы глубинной породы. Состав диасхистовых пород, напротив, часто

---

* [Считаю необходимым еще раз оттенить, что, по Розенбушу, *жильной* породой называется порода *несамостоятельная*, порода связанная с другой, от которой она отщепилась. Поэтому гораздо удобней — во избежание недоразумений — называть «жильные» породы *схизолитами*. Недоразумения получаются потому, что автор какой-либо работы, говоря языком Розенбуша, применяет, напр., обозначение «жильный гранит» только для того, чтобы указать, что этот гранит встречен в виде жилы. Между тем, по Розенбушу, «жильный гранит» должен отличаться от обыкновенного или по составу, или по структуре, или по тому и другому вместе. Поэтому я позволил себе на этот раз последнее придаточное предложение вставить в самый текст Розенбуша.]

очень отличен от состава глубинной породы; предполагают, что они являются продуктом расщепления их материнской магмы.

Брёггер различает среди спутников южнонорвежских нефелиновых сиенитов (лаурдалитов) в окрестностях Осло целый ряд жильных пород, представление о химических различиях которых дают анализы, помещенные в нижеследующей таблице:

1—4. Лейкократовые жильные породы, а именно:
1) лестиварит из Kvelle;
2) сёльвсбергит из Lougental;
3) тингуаит из Asbjörnsröd;
4) нефелиновый порфир из Lougental.
5. Соответствующей глубинной породой является лаурдалит из Löve.
6—9. Меланократовые жильные породы, а именно:
6) натровая минетта из Näö;
7) хеумит из Heum;
8) камптонит из Kjose-Åklungen;
9) камптонит из Maena.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2 . .	66,50	62,70	55,65	50,63	54,55	51,95	47,10	44,22	40,60
TiO_2 . .	0,70	0,92	следы	0,90	1,40	1,95	1,75	2,50	4,20
Al_2O_3 .	16,25	16,40	20,06	24,00	19,07	14,95	16,42	12,73	12,55
Fe_2O_3 .	2,04	3,34	3,45	2,33	2,41	4,09	4,63	5,68	5,47
FeO . .	0,19	2,35	1,25	2,21	3,12	5,70	7,04	5,18	9,52
MnO . .	0,20	следы	—	—	0,17	0,30	0,36	0,45	не опред.
MgO . .	0,18	0,79	0,78	1,54	1,98	3,54	5,00	6,98	8,96
CaO . .	0,85	0,95	1,45	2,13	3,15	6,10	7,64	11,57	10,80
Na_2O .	7,52	7,13	8,99	11,36	7,67	5,43	6,36	2,12	2,54
K_2O . .	5,53	5,25	6,07	4,39	4,84	4,45	3,47	1,71	1,19
H_2O . .	0,50	0,70	1,51	0,63	0,72	1,10	0,40	2,74	2,28
P_2O_5 .	следы	—	—	0,28	0,74	1,15	0,48	1,05	не опред.
CO_2 . .	—	—	—	—	—	—	—	3,66	2,68
Σ . . .	100,46	100,53	99,21	100,40	99,82	100,71	100,65	100,59	100,79

Лаурдалит вместе с его жильными аналогами являются типичными представителями щелочного ряда, в которых натрий преобладает над калием (Na всегда > K). Кроме того у глубинной породы и некоторых из ее жильных спутников обнаруживается химическая зависимость в постоянстве соотношений между CaO—MgO—FeO—Fe_2O_3. В то время как абсолютные количества этих веществ весьма разнообразны, отношения молекул

	CaO	MgO	FeO	Fe_2O_3
в лаурдалите как	1	0,88	0,77	0,27
в натровой минетте из Näö как . . .	1	0,80	0,73	0,23
в натровой минетте из Brathagen как	1	0,99	0,75	0,27
в хеумите из Heum как	1	0,92	0,72	0,21
в керсантите из Hovland как	1	0,98	0,76	0,22

Дополнительными или *комплементарными* называют две или больше диасхистовых жильных породы, которые по своему составу и массе дополняют друг друга до глубинной породы; их анализы или кратные их дают при сложении состав последней. Естественно, что они должны носить частью меланократовый, частью лейкократовый характер.

§ 33. Гипотезы, которые должны объяснять с одной стороны разнообразие, с другой стороны закономерности в составе изверженных горных пород, очень различны. Взгляды петрографов и геологов в этом вопросе сильно расходятся; несомненно лишь то, что процессы, вызва-

вшие наблюдаемые факты, также разнообразны, так что обойтись с помощью одной универсальной гипотезы ни в коем случае нельзя.

Сводка этих взглядов дана в следующих работах: W. C. Brögger. Das Ganggefolge des Laurdalits. Kristiania, 1898. — M. Schweig. Untersuchungen über die Differentiation der Magmen. N. Jahrb. f. Min., 17, Beil.-Bd., 1903. — V. Wolff. Der Wulkanismus. Stuttgart, 1913, и др.

[На русском языке: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Исследования по теоретической петрографии, «Труды СПБ общества естествознания», 1898, и А. Н. Заварицкий. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород, 1926. См. также Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Успехи петрографии в России, Л., 1922.]

В основном противостоят друг другу два взгляда: один ищет объяснения в *дифференциации*, другой — в *ассимиляции*. По гипотезе чистой дифференциации из первоначальной однородной магмы могут образоваться различные изверженные породы, исключительно благодаря изменению условий существования и без привноса вещества извне. По теории ассимиляции вещественное изменение происходит благодаря соседним породам и посторонним включениям. Оба процесса, конечно, могут соединяться, и особенно процесс ассимиляции может вызвать дальнейшую дифференциацию.

Дифференциация или протекает целиком в жидкой фазе *(магматическая дифференциация)* или же заканчивается после затвердевания, так что частично происходит в твердой фазе *(кристаллизационная дифференциация)*. Первая опять-таки может заключаться либо в *перемещении вещества (диффузия)*, благодаря чему внутри магмы образуются местные различия в составе без резких границ, или в *расщеплении (ликвация)*, при котором имеет место распадение родоначальной или материнской магмы на *несмешиваемые*, разделенные резкими границами частичные магмы. Согласно наблюдениям при всех процессах, которые объясняют таким образом, основные, богатые железом и магнием *(фемические)*, и кислые, богатые щелочами и глиноземом*с (алические)*, части стремятся отделиться друг от друга.

Исходя из теории Канта—Лапласа, можно предположить, что наша планета в очень раннем периоде своего развития состояла из однородной жидкой массы, первоначальной магмы (Urmagma). Большой общий вес земли в сравнении с весом доступной коры указывает на то,* что первоначально имела место магматическая диференциация, перемещение вещества по весу, следствием чего является непрерывное увеличение плотности от поверхности к центру земли. (Возможно, что подобный процесс протекал уже в газообразной фазе.) Причину более поздних, вторичных, перемещений вещества ищут в местных различиях температур и давлений внутри магмы, особенно между ее периферическими и центральными частями, в электрических токах земли и других явлениях.

Ликвация может произойти тогда, когда взаимная растворимость компонентов магмы в сильной степени находится под влиянием температуры и давления. Известны жидкости, которые могут смешиваться в неограниченных количествах лишь при высокой температуре; при понижении температуры происходит распадение на составные части, образование эмульсии. Предполагают, что подобный распад имеет место и в силикатных расплавах, хотя экспериментально такие процессы еще не до-

* [См. примечание к § 21.]

казаны. Выделение газов из магмы при понижении давления также изменяет соотношения растворимости, с чем связано изменение химического равновесия и давления паров. Из материнской магмы может образоваться ряд частичных магм, и есть основание предполагать, что существует определенная закономерная связь между последовательностью отщепления и химическим характером продуктов расщепления. Закономерность должна быть той же, какая следует из очередности кристаллизующихся из магмы составных частей. В этом смысле Брёггер говорит о *параллелизме между последовательностью дифференциации и кристаллизации.*

Кристаллизационная дифференциация принимается многими петрографами за часто встречающийся и очень важный процесс; в общем она связана с более высоким горизонтом земной коры, чем магматическая дифференциация. Прежде всего здесь также может иметь место разделение по удельному весу *(гравитационная дифференциация).* * Так как вулканические магмы, особенно кислые, поскольку они доступны нашему наблюдению, обладают большой вязкостью, так же как искусственные силикатные расплавы соответственного состава, то предполагают, что первые продукты кристаллизации, принадлежащие фемическим составным частям, осаждаются вследствие собственной тяжести и скопляются на дне магматического тела. Вследствие господствующей здесь высокой температуры они могут более или менее корродироваться или полностью раствориться, но при всех обстоятельствах должна все же получиться неоднородность: внизу порода будет более основная и богатая железом, вверху — более кислая и беднее железом.

Другой вид кристаллизационной дифференциации называют *фракционированной кристаллизацией* (fraktionierte). В замкнутой магматической массе охлаждение начинается от границы с вмещающей породой. Здесь происходит выделение первых богатых железом и марганцем составных частей на пограничной поверхности. Благодаря этому на периферии остающаяся жидкая часть магмы становится беднее этими веществами, и начинается диффузия, стремящаяся восстановить равновесие — процесс аналогичный тому, который в меньшем масштабе протекает при росте каждого отдельного кристалла в растворе. Предполагая во время этого процесса существование некоторого покоя в магме, можно допустить, что охладившаяся на пограничной поверхности магма может вследствие своего большего удельного веса стечь вниз и вновь вызвать центральный поток более горячей и легкой части магмы, стремящейся вверх. Такие «конвекционные токи» могут переносить более ранние продукты кристаллизации, а также создать неоднородность. Однако диффузионные и конвекционные токи требуют определенной текучести и могут двигаться в магме, содержащей уже твердые выделения, лишь весьма медленно. Некоторые авторы не придают этим токам практического значения.

Допустима еще третья возможность: из магмы, затвердевание которой пошло настолько далеко, что твердые составные части образуют связную массу наподобие губки, может быть выжат горообразовательным давлением жидкий остаток, который появится в другой геологиче-

* [Гравитационная дифференциация в массе горных пород не обнаруживается, и в последнее время те ученые, которые защищали гравитацию на месте самого залегания породы (in situ), отказались от этого и предполагают, что она происходит в месте первоначального залегания магмы. Однако это не доказано.]

ской форме, напр. в виде жил (*диференциация отжима* — Auspressungsdifferentiation).

[Такая диференциация называется также фракционно-кристаллизационной. Аналогия переполненной выделившимися минералами магмы с пропитанной водой губкой, в которой остов соединен неизменными связями, и различие между консистенцией этого остова и водой слишком отличается от такового же между выделившимися кристаллами и остающейся жидкой еще магмой, — очень смела. Кроме того ни одного опыта, сколько-нибудь соответствующего природным условиям и подтверждающего возможность отжима, не произведено.]

§ 34. При *ассимиляции* магма изменяется благодаря поглощению веществ извне. Здесь следует различать два случая.

1. Могут смешаться две магмы. Уже Бунзен в 1851 г. предположил для объяснения химического различия исландских лав смешение кислой «нормальной трахитовой» (normaltrachytischen) и основной «нормальной пироксеновой» (normalpyroxenyschen) магм; обе магмы, по этому представлению, возникали в отдельных лавовых очагах и при поднятии смешивались в переменных соотношениях, появляясь в таком виде на поверхность. Розенбуш объясняет необычный минералогический состав кварцевых базальтов смешением двух, уже в высокой степени обогащенных минералогическими выделениями, магм — дацитовой и базальтовой. Однородность такой смешанной магмы должна сильно зависеть от химического характера и вязкости смешивающихся магм. Следует ожидать, что образованные этим путем смешанные породы, называемые *гибридными*, или *ублюдковыми*, всегда могут быть распознаны за таковые.

2. Ассимиляция путем растворения твердой породы может иметь место на пограничной поверхности или около включений; многими геологами предполагается, что она протекает в очень крупном масштабе. Изверженные магмы обладают, по этому представлению, способностью прокладывать себе путь на поверхность и освобождать пространство для своего внедрения в земную кору исключительно путем растворения ранее существовавших пород. Такие процессы предполагают неправдоподобно-большую способность растворения или исключительно высокое содержание тепла в магме. Ассимиляция в ограниченных размерах и с различной степенью законченности, особенно в отношении включений, была неоднократно доказана. Однако одни ассимиляционные процессы никоим образом не могут объяснить химических закономерностей, существующих, напр., между глубинной породой и ее жильным спутником.

Существенную причину различия между изверженными магмами Боуэн усматривает в кристаллизационной диференциации под влиянием силы тяжести, сопровождаемой отжимом расплавленного еще остатка из переполненной кристаллами магмы. Другие процессы, по его взглядам, не имеют совсем значения или имеют лишь второстепенное значение. За родоначальную магму, из которой развились все остальные, он принимает базальтовую магму. Процесс диференциации, который предполагает очень медленное охлаждение, может повторяться, но может и прерываться в каждой стадии. Из базальтовой магмы образуются прежде всего, с одной стороны, основные (пироксенитовые и перидотитовые), с другой стороны — кислые продукты в следующем порядке очередности: диоритовые, гранодиоритовые и гранитные. Если в такой магме осаждаются кристаллы с включением сюда и кварца, то получается остаточная магма, обогащенная $NaAlSiO_4$, из которой образуются нефелиновые породы, а под влиянием летучих составных частей также могут выделяться содалит, гаюин, канкринит и другие представители фельдшпатидов. Вообще Боуэн рассматривает щелочные магмы как последние продукты этого процесса диференциации. Аналогичное представление развивает Хоммель.

Дэли пытается совсем обще вывести щелочные магмы как вторичное образование из известково-щелочных магм с помощью своей sediment synthetic hypothesis. Он исходит из того факта, что нефелин, лейцит и другие представители фельдшпатидов встречаются лишь в щелочных породах. В известково-щелочных породах обычно содержится так много кремнекислоты, что все щелочи соединены в молекулы полевых шпатов. * Образование щелочных магм из известково-щелочных требует поэтому десиликации (desilication), которая достигается поглощением кремнекислоты известняком, доломитом или водосодержащими основными осадками. Богатство щелочных магм щелочами Дэли объясняет как следствие высокого содержания газов. ** Эти газы частью ювенильны, а большей частью происходят при поглощении осадочных пород и тогда главным образом состоят из CO_2 и H_2O. Щелочи становятся благодаря этим газам летучими, скопляются в частичных магмах и разделяются при этом таким образом, что образуются богатые калием и натрием (исходные для лейцитовых и нефелиновых пород) щелочные магмы.

§ 35. В дальнейшем приведены еще некоторые подходящие геологические наблюдения, которые могут подтвердить изложенные в предыдущих параграфах предположения. Естественно, в этих примерах мы имеем дело по существу с процессами, происходящими вблизи земной поверхности. Магматической дифференциацией на больших глубинах справедливо объясняют кровное родство между породами одной петрографической провинции. Представляют себе, что ее магмы образовались благодаря расщеплению общей материнской магмы, занимающей значительное более или менее замкнутое пространство — магматический бассейн — в земной коре. Химические и минералогические особенности материнской магмы переходят на ее производные. Таким же образом можно объяснить химические соотношения между глубинной породой и ее жильной породой, только здесь, вероятно, имеет место дифференциация на более высоком уровне.

По Уиду и Пёрсону в Highwood Mountains (Монтана) между меловыми отложениями встречаются многочисленные лакколиты, которые в различной степени обнажены эрозией. У одного из них, Shonkin Sag, оболочка и главным образом кровля и подошва, представленные и то и другое песчаником, хорошо сохранились; только с одной стороны лакколит частично срезан старым руслом реки Миссури. Отсюда до центральной части изверженного тела идет отвесное каньонообразное и сильно разветвленное ущелье, благодаря которому становится доступной превосходная картина внутреннего строения изверженного тела. Между почти горизонтальной подошвой и щитообразно согнутой кровлей можно видеть плоскую, караваеобразную форму лакколита, мощностью приблизительно в 140 футов (1 ф. = 0,3048 *м*). На рис. 4 дан несколько схематизированный поперечный разрез. В середине тела породы следуют [рис. 4], рассматривая снизу вверх: 15 ф. лейцитового базальтового порфира (*d*), проникшего от основания лакколита в меловые пласты, затем 60—75 ф. шонкинита (*c*), 15 ф. промежуточной породы (*b*) и 25—30 ф. монцонита (*a*). От монцонитового ядра вверх повторяются те же породы, но меньших мощностей: 3 ф. промежуточная

---

* [Напомню, что нефелин + кварц дают альбит, а лейцит + кварц дают ортоклаз.]

** [Обогащение магм, дающих щелочные породы, газами и парами и обусловленность щелочности этим именно обстоятельством особенно последовательно развиты американским же петрологом Смисом (American Journal of Science, 36, 1913); более полно о том же — в юбилейном издании Филадельфийской академии наук за 1928 г.]

порода, 10—11 ф. шонкинит и 5 ф. лейцитовый базальтовый порфир, образующий крышу. Резких границ между этими породами нет, что уже доказывает промежуточная порода между шонкинитом и монцонитом. Химические соотношения показаны в нижеследующих анализах: I. Монцонит (основной сиенит): небольшие количества TiO_2 и P_2O_5 содержатся в цифре для Al_2O_3 и не определены. II. Шонкинит: с 0,03 ZrO_2, 0,05 F, 0,03 Cr_2O_3, 0,04 V_2O_3, 0,46 BaO, 0,13 SrO, 0,03 S, 0,12 CO_2; следы NiO, Cl.

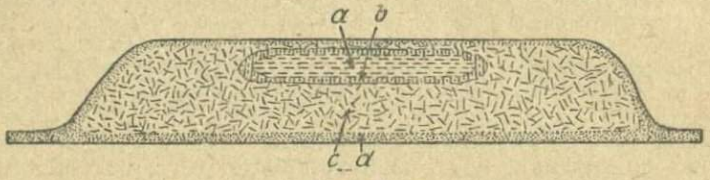


Рис. 4.

Лейцитовый базальтовый порфир не анализирован; он отличается от шонкинита главным образом лишь структурой. Различие в количестве особенно Al_2O_3, MgO, CaO и щелочах очень значительное. Шонкинит богат темными составными частями, в то время как монцонит является лейкократовой породой.

	I	II
SiO_2	50,00	47,88
TiO_2	—	0,77
Al_2O_3	19,36	12,10
Fe_2O_3	3,87	3,53
FeO	2,67	4,80
MnO	—	0,15
MgO	2,18	8,64
CaO	4,96	9,35
Na_2O	3,63	2,94
K_2O	8,52	5,61
H_2O^+	3,53	1,52
H_2O^-	0,46	0,70
P_2O_5	—	1,11
Σ	99,18	99,99

В дискуссии об образовании этого лакколита Пёрсон убедительно показал, что ассимиляция окружающих песчаников, так же как последовательное во времени внедрение в лакколит различных магм, не может объяснить его образования; лишь дифференциация на месте первоначально однородной магмы могла вызвать симметричное строение. Наиболее вероятным считается процесс фракционированной кристаллизации, сопровождаемой конвекционными токами. О том, что в расположении наиболее рано выделившихся и самых тяжелых составных частей сыграла известную роль гравитация, свидетельствует различная мощность лежащих над сиенитовым ядром и под ним шонкинитовых пород.

Замечательно то, что в соседних лакколитах Highwood Mountains имел место такой же вид дифференциации. На рис. 5 показан, по Пёрсону, вид сбоку наиболее вскрытого эрозией Square Butte. Светлое сиенитовое ядро резко выделяется на фоне темной шонкинитовой оболочки.

Такие темные фемические краевые зоны вокруг более светлой цен-

тральной породы распространены во многих телах глубинных пород и лакколитах, хотя в отдельных случаях отношение их масс, их более или менее скорый переход, различие в химическом составе и другие свойства

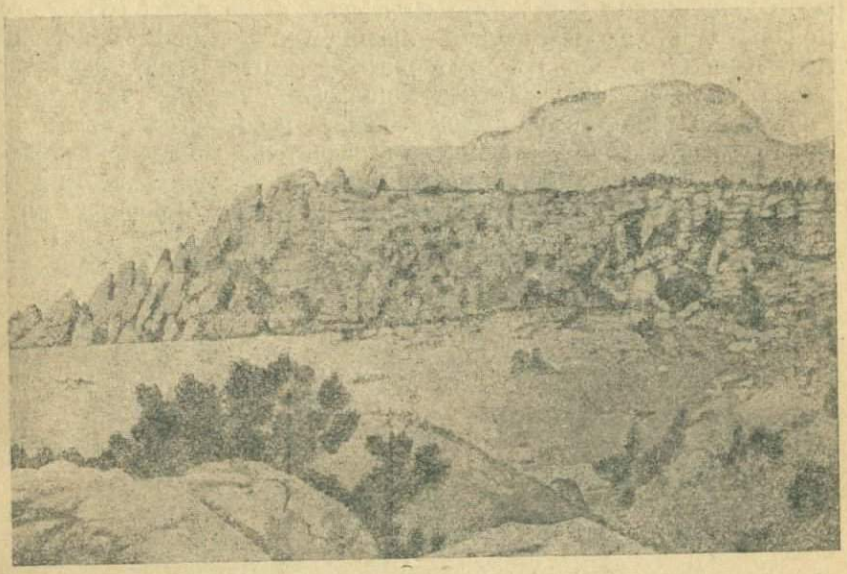


Рис. 5.

сильно меняются. Можно ли во всех случаях предполагать одинаковое происхождение, нерешенно. Значительно реже наблюдается обратное явление: светлая оболочка вокруг фемического ядра.

Аналогичные явления наблюдаются в так называемых *смешанных жилах* (gemischten Gänge) в Trusental близ Schmalkalden в Тюрингии, в местности Nackholmen в области Осло, в среднем Шварцвальде, на острове Arran и в других местах. На рис. 6 показано скопление таких жил в Trusental по Бюкингу (Bücking). Выполнение жил состоит из двух, иногда и из трех различных пород, расположенных симметрично. В зальбандах залегает обычно наиболее основная, в центральной части — наиболее кислая порода. Рис. 7 изображает поперечный профиль одной такой жилы; в середине находится гранит-порфир (67 % SiO_2), по обе стороны от него расположен примерно одинаковой мощности сиенит-порфир (56 % SiO_2) по затем по краям—керсантит (47—49 % SiO_2). Как правило, граница между этими породами резкая, изредка встречаются переходы. В месте выклинивания жил основная краевая порода

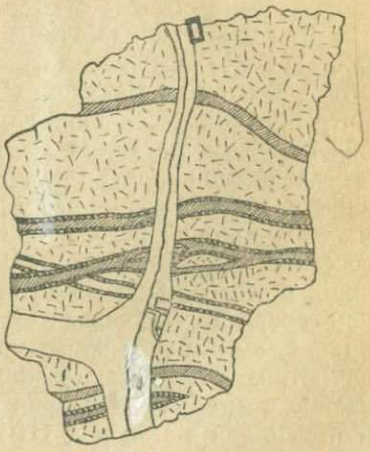


Рис. 6.

мешкообразно окружает кислую срединную породу, как видно на самой нижней жиле из представленных на рис. 6.

Закономерное залегание различных пород, часто примерно одинаковая мощность соответственных зон, повторение одних и тех же явлений на ряде соседних жил могут быть объяснены лишь в том случае, если предположить, что здесь мы также имеем дело с явлением расщепления. Согласно одному воззрению, материнская магма сразу диференцируется на частичные магмы после заполнения жильной трещины; по другому, более вероятному предположению расщепление магмы происходило еще до интрузии хотя бы и не на значительно больших глубинах, и затем уже частичные магмы в непрерывной последовательности заполняли трещину. Возможно, что последняя в продолжение процесса интрузии еще расширилась. Внедряющаяся сначала и охлаждающаяся магма образует краевую часть, центральная часть является самой молодой.

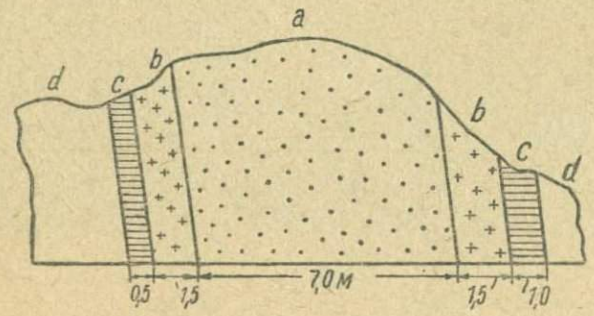


Рис. 7. *a* — гранит-порфир; *b* — сиенит-порфир; *c* — керсантит; *d* — гранит.

Под названием «Moyie Sill» Дэли описал интрузивную залежь мощностью в 840 *м*, которая залегает между пластами кварцита на границе штата Монтаны с Канадой. Слои поставлены на голову, однако во время интрузии они несомненно залегали горизонтально. Хорошие обнажения облегчают исследования всегда резкого контакта между изверженными и осадочными породами на протяжении полосы примерно в 10 *км*. Интрузивная залежь имеет несимметричное строение. Центральная главная масса состоит из роговообманкового габбро, из которого состоят также соседние менее мощные жильные залежи. В столбце I дан его химический, в столбце Ia — минералогический состав. В контакте с лежачим боком габбро только менее кислое, а в отношении остального состава также лишь незначительно изменено (столбец II). В контакте с висячим боком, напротив, его замещает богатая кварцем гранитоподобная порода, частью с микропегматитовой структурой; состав ее в 12 *м* от плоскости контакта дан в столбцах III и IIIa. Между этим «гранитом» и нормальным габбро, вклинивается зона состава IV, которая представляет собой промежуточную между первыми двумя породу. Образец IV взят на расстоянии 60 *м* от верхнего контакта. Вблизи обеих плоскостей контакта порода содержит включения кварцитовых обломков, на которых иногда видны ясные следы магматической коррозии.

	I	II	III	IV
SiO_2	51,92	52,94	72,42	52,63
TiO_2	0,83	0,73	0,68	0,62
Al_2O_3	14,13	14,22	10,47	16,76
Fe_2O_3	2,97	2,08	0,83	2,86
FeO	6,92	8,11	5,50	10,74
MnO	0,14	0,35	0,16	0,38
MgO	8,22	6,99	0,41	4,33
CaO	11,53	10,92	2,53	6,17
Na_2O	1,38	1,40	1,93	1,41
K_2O	0,47	0,49	2,94	2,29
$H_2O^{+110°}$	1,07	1,56	1,11	1,17
$H_2O^{-110°}$	0,10	0,12	0,06	0,12
P_2O_5	0,04	0,08	0,11	0,33
CO_2	0,06	—	0,61	0,10
Σ	99,78	99,99	99,76	99,91
Уд. вес	3,000	2,980	2,784	3,020

	Ia	IIIa	
Кварц	4,0%	46,0%	
Натронортоклаз	—	29,1%	
Олигоклаз	—	1,5%	
Лабрадор	34,8%	—	
Биотит	0,9%	22,0%	
Роговая обманка	58,7%	—	
Титанит + магнетит	1,4%	0,5%	(магнетит)
Апатит	0,2%	0,5%	
Кальцит	—	0,4%	

Для объяснения этих соотношений Дэли предполагает ассимиляцию, сопровождаемую гравитационной дифференциацией. Превратившись местами в кислую благодаря растворению потонувших кварцитовых глыб, магма поднялась вверх в более основной и плотной габбровой магме и застыла в виде гранита. Промежуточная зона образовалась вследствие незаконченности этой дифференциации.

Большинством петрографов ассимиляцией включений объясняется, как правило, лишь местное образование иногда большого количества некоторых минералов, в общем чуждых изверженным породам, как напр. волластонита, везувиана, кальцита, андалузита, корунда и др. Эти минералы частью хорошо кристаллографически развиты, или они срастаются с обычными составными частями таким образом, что кристаллизация их из магмы несомненна. Предполагают, что магма благодаря ресорбции местами сильно обогащается известью или глиноземом, вследствие чего и возможно образование таких минералов. Остатки неполностью поглощенных включений подтверждают этот взгляд.

Минералогический состав

§ 36. Из названных в § 6 породообразующих минералов лишь часть встречается в нормальных магматических породах, и в подавляющем большинстве это силикаты. *Главными составными частями*, по которым производится разделение этого класса пород на семейства, являются:

1. Минералы *группы полевых шпатов:* ортоклаз, микроклин, анортоклаз и ряд смесей альбит-анортита [называемых плагиоклазами]. *

2. Так называемые *фельдшпатиды:* нефелин, лейцит, содалит, нозеан, гаюин и канкринит; кроме того мелилит.

3. Минералы *групп пироксена и амфибола:* из первой — ромбические и моноклинные, из последней — моноклинные; энигматит и рёнит.

4. Из минералов *группы слюды:* биотит и лепидомелан и ограниченные в своем распространении определенными изверженными породами мусковит, литионит и флогопит. **

5. *Оливин и переходные минералы к фаялиту.*

6. *Кварц.*

Из второстепенных составных частей следует назвать: апатит, циркон, титанит, железные руды (магнетит, титанистый железняк). Акцессорные или характерные особые примеси: ортит, монацит, перовскит, меланит, пироп, обыкновенный гранат, турмалин, топаз, тридимит, флюорит, эвдиалит, катаплеит, лавенит, астрофиллит, ринкит, розенбушит, многие сульфиды, как пирит, магнетит, медный колчедан и др.

Кроме этих первичных составных частей, в разложенных изверженных породах появляется большое количество вторичных, образовавшихся из первичных путем превращения.

По статистике Кларка масса минералов, принимающих участие в строении изверженной породы, распределяется в общем следующим образом:

полевые шпаты	59,5%
пироксены и амфиболы . .	16,8%
кварц	12,0%
биотит	3,8%
титанистые минералы . . .	1,5%
апатит	0,6%
	94,2%

Остаток в 5,8% падает на оливин, фельдшпатиды и остальные вышеназванные минералы. Этот расчет, конечно, очень грубый.

Хотя парагенезис составных частей не лишен закономерности, однако можно вывести лишь немного *общепригодных* законов ассоциаций (см. § 11).

Особый интерес представляет характерное различие в минералогическом отношении между щелочными и известково-щелочными породами (§ 31); ниже дано их сопоставление:

Щелочные породы	Известково-щелочные породы
Широко распространены чистые щелочные полевые шпаты. В богатых кремнекислотой породах они являются единственными полевыми шпатами; в бедных кремнекислотой породах они часто сопровождают известково-натровые полевые шпаты. Обильны первичные пертитовые прорастания.	Щелочные полевые шпаты присутствуют только в кислых разностях, в основных отсутствуют. Альбит вообще очень редок. Пертитовые прорастания вторичного происхождения, возникли благодаря давлению.

* [Придаточное предложение я позволил себе вставить в текст. В дальнейшем плагиоклазы, если это дано автором, всюду обозначены по Федорову — плагиоклаз № 65 = плаг. с 65% анортита = $Ab_{35}\,An_{65}$.]

** [Из последних трех минералов мусковит и особенно литионит, вероятнее всего, эпимагматические минералы.]

Указанные в п. 2 фельдшпатиды очень распространены и могут рассматриваться как руководящие минералы щелочных пород.	Совершенно отсутствуют.
Амфиболы и пироксены — щелочные. Особенно распространены: эгирин, эгирин-авгит, рибекит, арфведсонит, катофорит, гастингсит, баркевикит; наравне с ними энигматит и рёнит. Они характеризуют наряду с фельдшпатидами сильно щелочные породы. Ромбические пироксены почти совершенно отсутствуют.	Щелочные пироксены и амфиболы отсутствуют. Ромбические пироксены широко распространены.
Из акцессорных составных частей встречаются: эвдиалит, катаплеит, меланит, лавенит, астрофиллит, ринкит, мозандрит, розенбушит и другие богатые ZrO_2 и редкими землями минералы.	Все названные минералы совершенно отсутствуют.

Из этой таблицы видно, что у минералов, образующихся из изоморфных смесей, как амфиболы и пироксены, существует зависимость между их составом и составом магмы, из которой они выделяются. Щелочные амфиболы и щелочные пироксены образуются лишь в *богатых щелочами магмах*. Этого и следует ожидать, хотя на их выделение могут влиять также растворители и физические условия, при которых происходит отвердевание.

В последнее время доказано статистически, что содержание железа в ромбических пироксенах падает с кислотностью магмы.*

Вес в % $FeSiO_3$ в ромбических пироксенах

Трахиты	53
Роговообманково-слюдяные андезиты	46
Пироксеновые андезиты	44
Базальты	25,5
Лимбургиты	13

Приведенная таблица дает содержание $FeSiO_3$ в гиперстене излившихся пород, расположенных в порядке убывающего содержания в последних кремнекислоты. Аналогичная зависимость наблюдается также у глубинных пород соответственных составов.

В определенной связи с этими данными опыта находится общий и часто дискутируемый вопрос о том, насколько возможно из валового анализа изверженной породы вывести ее минералогический состав (при голокристаллическом развитии ее). Прежде всего следует напомнить, что валовой анализ твердой породы не дает состава магмы к началу ее затвердевания. Абсорбированные газы и пары, выделяющиеся при затвердевании, могут уже повлиять на природу более ранних выделений. Затем непрерывно во время процесса кристаллизации меняется состав магмы маточного раствора. Далее образование минералов, химически столь мало различных, как некоторые пироксены и амфиболы, а также гетероморфных минералов вообще, должно зависеть от давления, температуры и других компонентов раствора. Все эти моменты обусловливают то, что из валового анализа мы можем заключить лишь в очень общих чертах о минералогическом составе.

* [Это доказано полвека тому назад.]

Наблюдение показывает, что изверженные породы приблизительно одинакового химического состава обладают очень различным минералогическим составом. Ниже приведенный анализ I (с 0,36 CO_2, 0,10 S и следами SO_2) принадлежит грубозернистому темносерой окраски эссекситу с острова Пальма, состоящему из ряда минералов (полевые шпаты, темные составные части и т. д.), анализ II (с 0,003 S) — горнблендиту из Schöllschitz, Моравия, черной тонкозернистой породе, почти целиком состоящей из роговой обманки.

	I	II
SiO_2	44,50	46,56
TiO_2	1,72	следы
Al_2O_3	13,23	13,04
Fe_2O_3	4,11	2,83
FeO	7,76	9,92
MnO	следы	0,16
MgO	13,19	15,31
CaO	11,20	10,10
Na_2O	1,69	1,13
K_2O	0,74	0,45
H_2O	0,36	0,42
P_2O_5	0,22	0,25
	100,18	100,17

Структура и текстура изверженных пород

§ 37. Кроме вещественных свойств изверженных пород, которые характеризуются химическим и минералогическим составом, и геологических форм, обусловленных тектоническими процессами, протекающими в земной коре, имеется у них третья группа свойств, определяемая нами как структура и текстура. Понятие *структуры* объединяет все отношения, связанные с формой и величиной составных частей пород. *Текстура* обусловливается их пространственным распределением и более или менее совершенным заполнением пространства, т. е. способом их сочетания при образовании породы. Оба понятия нельзя резко разграничить — известные структуры отчасти обусловливают известные текстуры, а многие текстуры связаны только с определенными структурами.

Структура и текстура изверженной породы зависят от химических свойств магмы, из которой она образовалась, от физических условий и промежутка времени, при которых происходило образование. Влияние химического состава на форму структуры и текстуры видно из того, что некоторые из них встречаются лишь в очень кислых, другие лишь в основных породах. Даже минералогический состав благодаря весьма различному габитусу составных частей породы оказывает свое влияние. Для разъяснения этих положений можно указать на то, что интерсертальная и диабазовая структуры бедных кремнекислотой и богатых окислами двухвалентных металлов эффузивных горных пород не встречаются в щелочных и богатых кремнекислотой липаритах и кварцевых порфирах, а сферолитовая и микрофельзитовая структуры этих пород не свойственны первым, и что в богатых изометричными кристаллами нефелина фонолитовых породах отсутствуют проявления флюидальности, наблюдающиеся в химически родственных и геологически тождественных трахитовых потоках. Но пожалуй никто не будет оспаривать того, что химический и минералогический составы имеют значительно меньшее влияние на структуру и текстуру, чем геологическая форма проявления, *поскольку последняя определяет физические условия и продолжительность, при которых происходило затвердевание породы.* Химический и минералогический составы лишь разнообразят влияния геологической формы и выделяют группировки в обусловленных последней крупных типах структур. Состав породы можно сравнить с металлом, а геологическую обстановку — со штемпелем, отпечатывающим из металла монету.

Для структуры существенную роль играет порядок выделения составных частей магмы. Еще Бунзеном было выдвинуто предположение, что этот порядок выделения не независим от точки плавления минералов. Между водным раствором и сплавом принципиально нет никакой разницы; физико-химические законы, управляющие первыми, применимы также к последним, и все магматические процессы должны подчиняться правилу фаз Гиббса. Богатые выводами исследования Вант Гоффа в отношении образования отложений морских солей позволяют применить с таким же успехом его синтетические методы к эруптивным магмам; однако экспериментальные трудности, связанные с работой при высоких температурах и частично при высоком давлении, чрезвычайно велики. При изучении образования соляных отложений можно исходить из одного определенного раствора, соответствующего среднему составу морской воды, в то время как изверженные магмы, как было показано выше, весьма различны в зависимости от времени и места образования. Из всего сказанного следует, что для разрешения проблемы сделаны только первые шаги. Однако, несмотря на это, полученные до сих пор результаты дают уже ценные указания в вопросе образования определенных структур; поэтому их следует вкратце изложить.

§ 38. Эруптивные магмы представляют собой сложные силикатные сплавы, состав которых так же, как и изверженных пород, очень изменчив, но не лишен определенной закономерности. Кроме веществ, которые дают анализы изверженных пород, магмы содержат еще летучие составные части, как H_2O, H_2S, HF, HCl, CO, CO_2, SO_2, H, N, O, и благородные газы, как He и Ar. Большинство этих газов улетучивается при понижении температуры и давления во время затвердевания магмы, небольшая часть их переходит в породы, особенно когда последние застывают в виде стекла (§ 27). В каждом растворе между растворителем и растворенным веществом в физико-химическом смысле нет различия, и вещества ведут себя как взаимно растворенные. Магму рассматривают как взаимный раствор молекул, образующих минералы при ее кристаллизации. Электропроводность силикатных сплавов показывает, что часть их молекул диссоциирована, расщеплена на ионы.

Температура магмы в момент ее появления на земную поверхность, измеренная вблизи места ее выхода, равна примерно 1 000—1 200°, в среднем 1 100°. Многие лавы содержат уже здесь выделившиеся минералы, что является доказательством тому, что кристаллизация началась выше этой температуры и на большей глубине. * Конец застывания лежит при значительно более низкой температуре; в отношении пегматитов можно сделать заключение о нижней температурной границе, равной

---

* [Это не совсем так. На поверхности, как показывают наблюдения, напр. над лавами вулканов Гаваи, лава имеет температуру на 200—300° выше, чем на доступной нашему наблюдению некоторой глубине под поверхностью. Повышение температуры на поверхности объясняется действием кислорода атмосферы, соприкасающегося с лавой и производящего ее окисление. Последнее и повышает, подобно горению, температуру лавы. Замечено, что лава, вылившись на поверхность, иногда раскаляется, конечно, только на некоторое время, так как продолжающееся при соприкосновении с атмосферой охлаждение в конце концов берет, понятно, верх над теплотой, производимой окислением. Явления опацитизации амфиболов, биотитов и других минералов, а также в некоторых случаях и явления коррозии, т. е. частичного расплавления вкрапленников, также указывают на повышение температуры лавы при ее излиянии.]

500—600°. Магмы следовательно имеют не точку кристаллизации, а интервал кристаллизации, который иногда равен нескольким стам градусов и в большой степени зависит от давления и состава. О температурном интервале, в продолжение которого может выделиться какой-либо один минерал, в некоторых случаях можно заключить по условиям существования последнего. Так, никакой минерал не может выделяться выше температуры своего плавления. Дальнейшие температурные границы определяются превращением минералов в свои гетероморфные модификации. Согласно опыту кремнекислота выделяется из расплава выше 870° в виде тридимита, при 575° происходит превращение β-кварца в α-кварц, который можно узнать по структуре последнего. Кварц, претерпевший такое превращение своей модификации, должен поэтому выкристаллизовываться из магмы между 575° и 870°.

Очень важным свойством магмы, от которого существенно зависит ее способность к кристаллизации, является *вязкость* (внутреннее трение). Чем вязче расплав, тем меньше подвижность его молекул, тем медленнее в ней диффузионные потоки, необходимые для образования и роста кристаллов. Очень вязкие магмы поэтому вообще не кристаллизуются, а застывают в виде стекла. Стекловатые породы в физическом смысле являются переохлажденными расплавами с очень большим внутренним трением. Вязкость магмы зависит от ее химических свойств. Магмы бедные кремнекислотой, и из них особенно богатые железом, легкоподвижны и жидкостны, и базальтовые лавы иногда жидки, как вода; кислые и особенно богатые глиноземом лавы, напротив, при прочих равных условиях очень тягучи (вязки). Присутствие летучих веществ уменьшает вязкость и соответственно увеличивает способность кристаллизоваться; такие вещества поэтому называют *минерализаторами*. Особенно богаты ими пегматитовые магмы. Вязкость зависит также от давления и температуры: она увеличивается с понижением температуры и увеличением давления. *

При экспериментальных исследованиях процессов кристаллизации, происходящих в расплавах, исходят из простых систем. В *однокомпонентной системе* (состоящей лишь из одного компонента) температура застывания или плавления, ее зависимость от давления, теплота плавления и способность кристаллизации совершенно определенны. У некоторых простых по составу минералов точка плавления резко выражена; ее можно с большой точностью установить по способам, применяемым в настоящее время в Институте Карнеги в Вашингтоне; у других минералов, расплавы которых очень вязки, как альбит, ортоклаз или кварц, нельзя установить момент перехода в жидкое состояние и точка плавления не отчетлива. Способность кристаллизоваться приходится особенно учитывать при переохлаждении расплавов. По Тамману она характеризуется двумя факторами: числом зародышей или центров кристаллизации, образующихся в единице объема в единицу времени, и скоростью, с которой эти зародыши растут. Оба фактора при усиливающемся переохлаждении увеличиваются, хотя и не совсем равномерно, достигают максимального значения и затем снова убывают. При большой вязкости практически они равны нулю. От их соотношения зависит величина зерна при застывании.

В двухкомпонентных системах следует различать, выделяются ли из расплава компоненты в чистом виде или же они могут образовать химическое соединение либо смешанные кристаллы.

Первый случай: оба компонента A и B выпадают из расплава в чистом виде. На рис. 8 изображена диаграмма такой кристаллизации. На абсциссе отложен

---

* [Более подробное изложение всего последующего вплоть до § 39 можно найти в работе А. Н. Заварицкого — Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Л., 1926.]

состав, выраженный в весовых или молекулярных процентах, на ординатах отложена температура; давление предполагается постоянным. Каждая точка в координатном поле представляет смесь определенного состава при определенной температуре. T_A и T_B — температуры застывания или плавления чистых компонентов. При прибавлении к расплаву A вещества B точка отвердевания A понижается по закону Вант Гоффа о понижении точки замерзания, и кривая застывания спускается поэтому от T_A к T_B. Аналогичная кривая идет от T_B к T_E. В каждой точке обеих кривых насыщения твердая фаза находится в равновесии с расплавом. На кривой T_A — T_E твердая фаза компонента A, на кривой T_B—T_E твердая фаза B. Обе кривые пересекаются в *эвтектической точке* T_E, в которой расплав состава E одновременно насыщен и компонентом A и компонентом B. Если исходить из расплава состава x, охлаждая его, то «фигуративная точка» сначала проходит через область жидкости, опускаясь к x_1. Здесь, если нет переохлаждения, начинается выделение A. Благодаря этому расплав становится беднее A, и x_1 движется при дальнейшем падении температуры, при установившемся равновесии, по кривой T_A—T_E в направлении стрелки до T_E. Здесь начинает кристаллизоваться одновременно и компонент B. Оба компонента выпадают в постоянном количественном соотношении E и при постоянной температуре T_E до тех пор, пока весь расплав не застынет. Если точка x находится справа от E, то сначала выделяется B. Если исходный расплав имеет состав E, то кристаллизуется только эвтектическая смесь при постоянной температуре. *Соответственно этому порядок выделения зависит от состава расплава по сравнению с составом эвтектической смеси E: выделяется первым тот компонент, количество которого в расплаве преобладает по сравнению с составом эвтектической смеси.* Эвтектическая температура T_E является самой низкой температурой на пути кристаллизации; ниже ее может быть устойчивой лишь твердая фаза, жидкая фаза может находиться в лабильном (неустойчивом) равновесии лишь при переохлаждении. Точка E, соответствующая составу эвтектической смеси, в общем лежит ближе к тому компоненту, который обладает низшей точкой отвердевания, поскольку порядок выделения не независим от температуры плавления. При изменении давления T_A и T_B несколько смещаются, при уменьшении давления, как правило вниз, благодаря чему понижается и T_E; точка E может кроме того, хотя и незначительно, сместиться в сторону, так что порядок выделения из одного и того же расплава при различных давлениях изменяется.

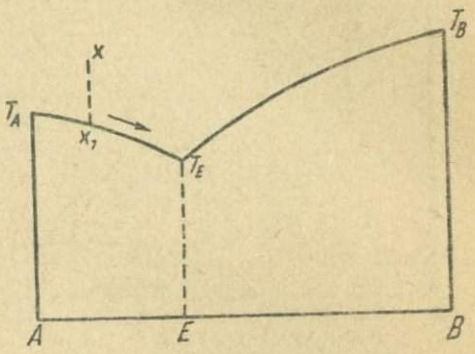


Рис. 8.

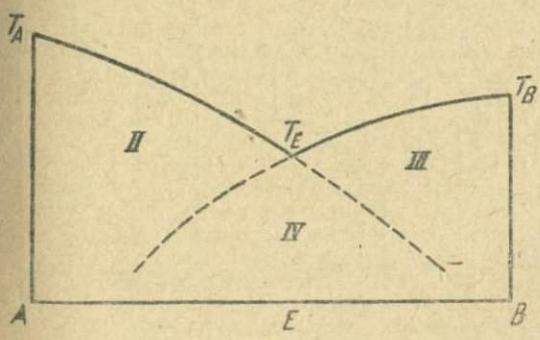


Рис. 9.

Большое влияние на процессы кристаллизации имеет переохлаждение, наступающее тем легче, чем скорее происходит падение температуры. При продолжении обеих кривых застывания диаграмма, изображенная на рис. 9, разделится на 4 части. В поле *I* расплав не насыщен ни A ни B; во II пересыщен A, в III пересы-

щен B, в IV пересыщен и A и B. Если температура падает ниже кривой кристаллизации $T_A T_E T_B$, причем никакого выделения не происходит, то наступает пересыщение по крайней мере для одного компонента. При этом могут представиться очень различные условия. Если вязкость очень быстро возрастает с переохлаждением, то, возможней всего, кристаллизации совсем не произойдет, расплав застынет в виде стекла. По Фогту может произойти также следующий процесс (рис. 10). Расплав a охлаждается до b; здесь внезапно кристаллизуется вся масса A, которая находится в состоянии пересыщения; расплав обогащается B, и одновременно температура его повышается благодаря выделению теплоты кристаллизации, количество которой особенно значительно при выделении компонента с высокой точкой плавления. Точка b движется вверх направо, снова достигает кривой $T_A T_E$ в точке c и отсюда при возобновленном выделении A движется к T_E. Пока фигуративная точка придет в d, может иметь также место пересыщение B; здесь снова происходит внезапная кристаллизация B, и при ресорбции кристаллов A фигуративная точка достигнет в точке f правой ветви кривой $T_B T_E$ и наконец точки T_E, в которой остаток расплава застынет в виде эвтектики. В итоге полученная масса содержит первую генерацию A (отчасти ресорбированную) и B часто в виде больших индивидов, распределенных в тонкозернистой смеси одновременно выделившихся A и B. Условия в этом случае могут быть также различным образом изменены продолжительностью всего процесса, вязкостью и другими обстоятельствами.

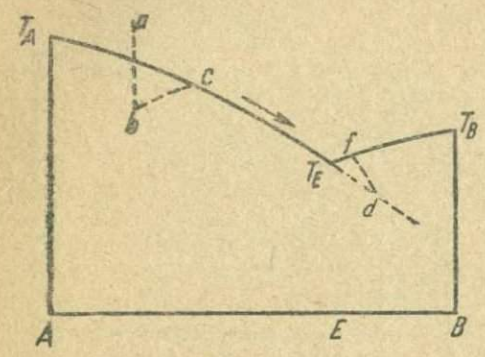


Рис. 10.

Если исходный расплав имеет состав близкий E, то фигуративная точка может очутиться в поле IV (рис. 9) раньше, чем начнется выделение. Расплав пересыщен одновременно обоими компонентами, и зависит от их кристаллизационных свойств — какой компонент выделится раньше и в виде бо́льших и лучше образованных кристаллов.

Второй случай: компоненты образуют одно или несколько химических соединений, но не образуют смешанных кристаллов. Относительно простым примером являются по Ринне медь и сурьма, образующие соединение Cu_2Sb. Путь кристаллизации (рис. 11) разделяется в этом случае на 4 отрезка. T_{Cu}, T_{Cu_2Sb}, T_{Sb} — точки плавления меди, Cu_2Sb и сурьмы; T_{E_1}, T_{E_2} — две эвтектических точки. Из расплава состава a выделяется сначала, если нет переохлаждения, чистая медь, затем эвтектическая смесь меди и Cu_2Sb; из расплава b — сначала Cu_2Sb, затем эвтектика $Cu - Cu_2Sb$; из расплава c — сначала Cu_2Sb, затем эвтектика $Cu_2Sb - Sb$, и из расплава d — сначала Sb, затем эвтектика $Cu_2Sb - Sb$. В 1-м и 3-м случаях расплав обогащается при понижении температуры сурьмой, во 2-м и 4-м случаях медью. Лишь чистые компоненты Cu, Sb, Cu_2Sb и эвтектические смеси имеют точку затвердевания, остальные сплавы имеют *интервалы затвердевания*.

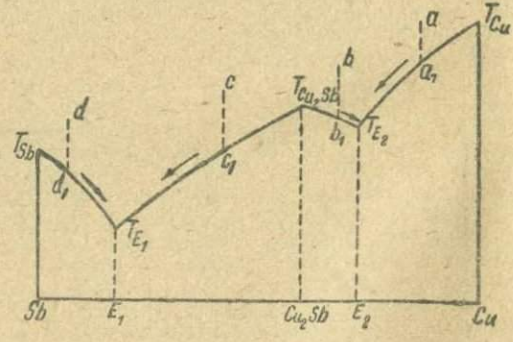


Рис. 11.

В подробно исследованной в лаборатории Института Карнеги системе $CaO - SiO_2$ (Tsch., M. M., 26, 1907, S. 169) в соприкосновении с расплавом кроме чистых компонентов еще в стабильном состоянии находятся метасиликат $CaSiO_3$ и ортоси-

ликат Ca_2SiO_4. Кристаллизационная кривая распадается на 6 отрезков с 3 эвтектическими точками.

Третий случай: компоненты не образуют соединений, но дают смешанные кристаллы. Последние образуются в первую очередь у изоморфных тел, но в ограниченной степени, и особенно при высоких температурах, также у веществ, далеко стоящих друг от друга по химическим и кристаллографическим свойствам. Б. Розебум показал, что можно различать пять типов выделения таких смешанных кристаллов из бинарного расплава, из которых два существенных для петрографии типа мы схематически здесь даем.

В одном случае существует непрерывный ряд смешанных кристаллов, точки застывания которых лежат между точками застывания чистых компонентов. На рис. 12 дана схема такого рода процесса кристаллизации. T_A и T_B — точки застывания чистых компонентов. Две непрерывные кривые соединяют точки T_A и T_B — сплошная кривая liquidus'а и пунктирная кривая solidus'а; над первой лежит область гомогенной жидкой фазы, под второй — область твердой фазы; между обеими существуют одновременно расплав и выделившиеся кристаллы. Каждая точка, напр. a, кривой liquidus'а определяет состав и температуру насыщения расплава, а соответствующая ей точка m (лежащая на равной высоте) кривой solidus'а определяет состав смешанных кристаллов, с которым этот расплав находится в равновесии или им насыщен.

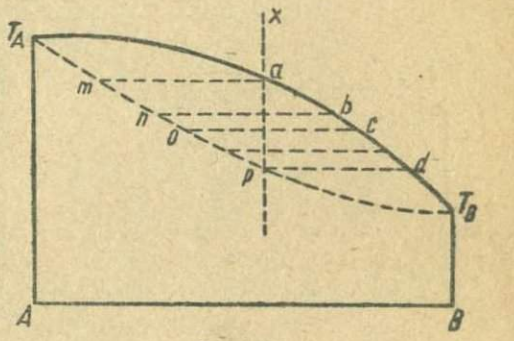


Рис. 12.

Если расплав x охлажден, то из него, если не имеет места пересыщение, выделятся в a кристаллы состава m. При дальнейшем охлаждении фигуративная точка a перейдет в b, c, d и т. д. при одновременном образовании кристаллов n, o, p. Ранее выделяющиеся смешанные кристаллы не находятся в равновесии с непрерывно меняющимся расплавом, и возможны два случая: 1) первоначально выпавшие кристаллы будут снова ресорбированы, и весь расплав застынет тогда в виде гомогенных кристаллов, состав которых такой же, как состав исходного расплава, или 2) ресорбция не происходит или происходит не полностью. Фигуративная точка проходит за точку d, и ниже образуются смешанные кристаллы, более богатые B, чем исходный расплав. Возможность ресорбции зависит от продолжительности процесса охлаждения и степени вязкости расплава. Во многих случаях также и позднее выделившиеся кристаллы изоморфно обрастают выделившиеся раньше и таким образом предохраняют их от вторичного растворения. Конечное твердое вещество может иметь весьма различное строение: оно состоит отчасти из смешанных кристаллов различного состава, расположенных рядом друг с другом, * из которых более ранние более или менее сильно корродированы, или в результате получаются кристаллы зонального строения, у которых ядро всегда богаче тугоплавким компонентом A, в то время как оболочки всегда ** богаче B. При сильном пересыщении процесс кристаллизации может начинаться лишь в p; тогда выделяются только смешанные кристаллы состава первоначального расплава. В остальном зональные структуры и химические различия генераций тем сильнее, чем меньше пересыщение. Хорошо выраженная зональная структура свидетельствует о кристаллизации из непересыщенного или только слегка пересыщенного расплава.

К этому типу принадлежат по Дэй и Эллену триклинные известково-натровые полевые шпаты (плагиоклазы). *** Точка плавления анортита лежит около 1 550°, точка плавления альбита неопределима, но она лежит значительно ниже, приблизительно около 1 100°; первая отвечает соответственно компоненту A диаграммы, последняя — компоненту B. В эффузивных и многих жильных породах,

---

* [Такие зональные кристаллы не представляют равновесной системы.]

** [При явлениях переохлаждения может наблюдаться больше A в оболочках.]

*** Диаграмма эта уточнена позднее Боуэном.

в которых происходит быстрое охлаждение, очень распространено зональное строение плагиоклазов, и внутренние зоны всегда * богаче известью, т. е. богаче тугоплавким компонентом, чем периферические. У глубинных пород, напротив, падение температуры медленное, выделившиеся плагиоклазы могут находиться в равновесии с расплавом, благодаря ресорбции, и зональная структура образуется значительно реже или вообще отсутствует. Вероятно к этому типу принадлежат также ромбические пироксены и ортосиликаты оливинового ряда.

У второго типа смесей имеется перерыв, каждый из обоих чистых компонентов обладает способностью образовывать с другим компонентом твердые растворы в ограниченном количестве. Рис. 13 изображает диаграмму подобной кристаллизации. Из точек затвердевания T_A и T_B идут по две кривых, причем сплошные соответствуют кривым liquidus'а, пунктирные — кривым solidus'а кривой, изображенной на рис. 12; первые пересекаются в эвтектической точке T_E. На отрезке df не образуется смешанных кристаллов. Если состав исходного расплава лежит между T_A и c, то выделяются всегда, если достигнуто равновесие, только кристаллы A, содержащие немного B; если он лежит между T_B и g, то выделяются только кристаллы B, содержащие немного A. У расплавов состава, лежащего между c и T_E, вначале выпадают смешанные кристаллы A, к концу эвтектическая смесь кристаллов d и f. Если расплав имеет состав E, то кристаллизуется только эвтектика d—f. Здесь соотношения могут также варьировать благодаря более или менее полной ресорбции ранних выделений, благодаря зональному строению или явлениям переохлаждения. К этому типу, по Фогту, может быть принадлежит система ортоклаз—альбит. Точка плавления чистой молекулы ортоклаза лежит около 1 200°, альбитовой молекулы — около 1 100° (обе можно установить лишь приблизительно). Соответственно B отвечает ортоклазовой молекуле, A — альбитовой молекуле нашего чертежа. ** По Фохту ортоклаз может содержать в твердом растворе максимально около 28% Ab (с очень небольшим количеством анортита), что соответствует составу f; Ab может растворить около 12% Or соответственно d. Эвтектика E состоит из 42% Or и 58% Ab и выделяется, как правило, в форме первичного пертита, т. е. пластинчатого срастания кристаллов d и f. Часть анортоклаза возможно является субмикроскопическим прорастанием такого рода.

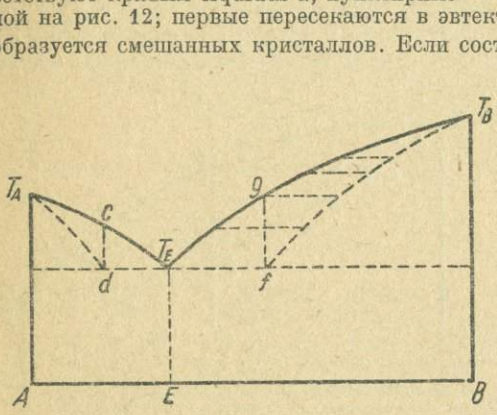


Рис. 13.

В тройных системах, из которых до сих пор подробно исследованы очень немногие, условия гораздо разнообразнее; каждой паре компонентов может соответствовать один из изложенных случаев. Желая проследить графически путь выделения, нужно прибегнуть к помощи пространственной диаграммы, на которой состав изображен проекцией треугольника на плоскость чертежа, а температуры отложены в виде ординат. В петрографии очень часто пользуются проекцией на плоскость треугольника; в ней соотношение трех величин, в данном случае соотношение смешений компонентов, изображается точкой внутри равностороннего треугольника. В § 64 этот метод будет изложен подробнее.

Относительно простым является случай, когда компоненты не образуют ни соединений ни смешанных кристаллов; этим случаем мы здесь кратко займемся (рис. 14). Химический состав изображается треугольником ABC. В вершинах рас-

* [В эффузивных породах сравнительно нередко получается местами обратная зональность (в некоторых из ближе расположенных к ядру зон больше альбитовых молекул).]

** [Чертеж дает для случая альбит—ортоклаз только характер диаграммы; числовые соотношения далеко не соблюдены. В этом случае наблюдается усложнение. Подробности см. у А. Н. Заварицкого — книга, цитированная на стр. 56.]

положены чистые компоненты A, B, C, на плоскостях сторон призматической модели нанесены двойные системы с их эвтектическими точками T_{E_1}, T_{E_2} и T_{E_3}. От точек T_A, T_B и T_C внутрь треугольника идут плоскости кристаллизации, пересекающиеся по эвтектической линии $T_{E_1}T_E$, $T_{E_2}T_E$ и $T_{E_3}T_E$; последние, со своей стороны, пересекаются в наинизшей точке T_E, в точке тройной эвтектики; ниже ее существует, поскольку исключается переохлаждение, только твердая фаза. Фигуративная точка x расплава попадает при понижении температуры сначала в точку x_1, лежащую на поверхности $T_AT_{E_1}T_ET_{E_2}$. Здесь начинается выделение A. Точка движется отсюда по указанной поверхности в x_2, причем отношение $B : C$ в расплаве остается постоянным.

Из x_2 она движется при выделении двойной эвтектики по линии $T_{E_1} — T_E$ в T_E. Здесь всегда лежит конечная точка кристаллизационного процесса, и при постоянной температуре кристаллизуется тройная эвтектическая смесь до тех пор, пока не застынет вся масса. Здесь также возможны осложнения благодаря охлаждению (движение точки x ниже x_1; пересечение эвтектической линии T_ET_E в x_2 и т. д.), так что самый порядок кристаллизации может быть изменен.

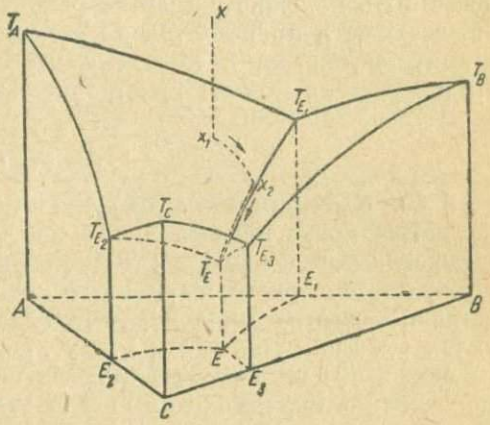


Рис. 14.

Наконец в сложных расплавах, каковыми является без сомнения большинство изверженных магм, число возможностей возрастает до бесконечности. Экспериментальные исследования таких многокомпонентных систем еще не выработаны, однако только они могут дать надежные сведения о порядке кристаллизации, границах устойчивости, законах ассоциаций, влиянии сокомпонентов и других факторов. Во всяком случае из немногих здесь приведенных диаграмм можно видеть целый ряд фактов, с которыми придется встретиться при объяснении разнообразных структур изверженных пород. Некоторые пункты следует еще раз отметить:

1. Возрастный порядок выделений зависит при медленной и нормальной кристаллизации от химического состава расплава. Между тем уже при малых различиях в составе, напр. вблизи эвтектической смеси, первоначальное выделение, а вместе с ним и весь последующий ход кристаллизации, может измениться. Аналогичное явление происходит в том случае, когда падение температуры быстрое и имеет место переохлаждение.

2. Выделения происходят в общем не при какой-нибудь определенной температуре, а внутри некоторого температурного интервала. Интервалы, как правило, для различных веществ не резко разграничены, а перекрывают друг друга.

3. В течение процесса затвердевания не только происходит выделение твердых тел, но уже образованные кристаллы могут путем ресорбции вновь исчезнуть или же изменить свою первоначальную форму.

4. Нередко выделяются одновременно и в постоянном (эвтектическом) количественном соотношении два или больше веществ. Этот процесс может обусловить образование определенной (эвтектической) структуры и текстуры.

5. Часто имеет место, и особенно при быстром понижении температуры расплава, зональное строение смешанных кристаллов.

Далее следует учесть, что все вышеизложенные отношения получаются при постоянном давлении, которое едва ли существует при кристаллизации естественной магмы. Экспериментальные исследования о влиянии давления еще совершенно отсутствуют.

§ 39. Дальнейшим моментом, могущим иметь значение для структуры изверженных пород, является превращение в твердой фазе. Сюда

относится переход гетероморфных веществ друг в друга, как напр. из β в α-модификацию кварца или лейцита, затем распад однородных смесей на их компоненты. Процессы последнего рода известны на углеродистом и никкельсодержащем железе и могут быть вызваны искусственно. Существенное влияние на их возникновение имеет продолжительность охлаждения; при быстром падении температуры их можно полностью избежать, — здесь также возможно переохлаждение. Вероятно сюда относятся образования некоторых пертитов. Способность растворения Or-молекулы в Ab-молекуле, как уже было сказано выше, ограничена. Гомогенные кали-натровые полевые шпаты могут при понижении температуры распасться на пластинчатый аггрегат их компонентов. Может быть похожие аггрегаты ромбических и моноклинных пироксенов, а также и прорастания плагиоклаза кварцем (называемые мирмекитами), образовались подобным же образом. Вулканические стекла нередко распадаются на кристаллические аггрегаты.

Структуры

§ 40. *Более или менее совершенная индивидуализация.* При застывании магмы могут произойти или соединиться два в известном смысле противоположные процесса: кристаллизация и аморфное застывание. В результате первого процесса беспорядочно распределенные в магме частички вещества закономерно располагаются и ориентируются, образуются *индивиды минералов*; этому процессу благоприятствуют медленное понижение температуры и малая вязкость. При застывании в виде стекла, напротив, необходимых для такого расположения ни времени ни подвижности молекул недостаточно.

Голокристаллическими называют изверженные породы, которые целиком состоят из минеральных индивидов. Голокристаллическая структура является нормальной структурой глубинных пород как следствие условий кристаллизации (§ 43).

Витрофировые, стекловатые, или гиалиновые,—это такие породы, которые полностью или существенно состоят из стекла. Витрофировая структура образуется при очень быстром охлаждении магмы, особенно в периферических частях поверхностных излияний и в зальбандах жил; в совершенно чистом виде она встречается лишь в исключительных случаях, — под микроскопом почти всегда обнаруживается небольшое количество кристаллических выделений.

Гипокристаллической называется порода, в строении которой, наряду с преобладающими минеральными индивидами, участвует в значительно меньшем количестве также и стекло; оно всегда является самым последним продуктом застывания магмы и, вероятно, имеет во многих случаях состав эвтектической смеси. Гипокристаллическая структура является наиболее широко распространенной структурой эффузивных пород. Влияние скорости охлаждения на индивидуализацию отчасти можно очень хорошо проследить в мощных лавовых потоках: в их центральных частях наблюдается голокристаллическая структура, которая по мере приближения к соседним породам уступает место гипокристаллической и стекловатой структурам. Богатые кремнекислотой магмы вследствие их большей вязкости более склонны к образованию стекла, чем магмы бедные кремнекислотой.

О том, каково было застывание магмы — голокристаллическое, гипокристаллическое или стекловатое, — узнают в каждом отдельном случае при помощи микроскопа, часто — невооруженным глазом и в очень многих случаях — при помощи удельного веса образовавшейся из магмы породы. По опытным данным стекловатые продукты застывания силикатных расплавов имеют очень низкий удельный вес;[1] точно так же раскристаллизованные силикаты, т. е. стёхиометрические соединения силикатов, испытывают благодаря расплавлению и быстрому затвердеванию значительное уменьшение своего веса. Гранитная магма имеет при застывании в виде голокристаллического гранита удельный вес около 2,6, при застывании в виде обсидиана — около 2,25; при гипокристаллическом застывании в виде кварцевого порфира или липарита она имела бы плотность, лежащую между этими значениями, величина которой зависит от количественного соотношения между кристаллическими и стекловатыми составными частями.

§ 41. Различают абсолютную и относительную величину составных частей. К абсолютной величине относятся выражения:

Макро- или *фанерокристаллическая* — так называют изверженную породу, кристаллический характер которой можно обнаружить невооруженным глазом или под лупой. О понятиях «крупнозернистый», «грубозернистый» и т. д. см. в § 8. В грубозернистых и среднезернистых породах, как правило, природу большинства составных частей можно определить без помощи микроскопа; в тонкозернистых это возможно лишь отчасти или совсем невозможно.

Плотные изверженные породы, напротив, кажутся при рассмотрении невооруженным глазом и под лупой однородными; их опять-таки делят на *микрокристаллические* и *криптокристаллические*. У первых кристаллическое строение можно еще обнаружить под микроскопом; у последних минеральные индивиды неразличимы даже при сильных увеличениях, и их кристаллические свойства можно узнать лишь благодаря их действию на поляризованный свет. Многие из этих понятий нельзя резко разграничить, и строго говоря их можно применять лишь при приблизительно одинаковой величине зерен.

Относительная величина. Приблизительно одинаковая величина зерен встречается редко и главным образом в простых изверженных породах, как анортозиты, пироксениты и др.; в сложных и особенно в порфировых породах (§ 43) размеры варьируют не только у различных минералов, но также у одного и того же минерала разных генераций. Величина существенных составных частей зависит от массы их, принимающей участие в строении породы, от физических условий, при которых происходило их выделение, от их относительного возраста, а также и от их способности к кристаллизации. Медленная кристаллизация из жидкой магмы благоприятствует образованию немногих и более крупных индивидов; быстрое охлаждение в связи с большой вязкостью и особенно

[1] По опытам Барюса (B a r u s, Bull. U. S. geol. Survey, № 103, 1893, Washington) диабаз с удельным весом = 3,0178 образовал стекловатый продукт расплава с удельным весом = 2,717. Таким образом голокристаллическая порода имеет примерно на 10% меньший объем, чем диабазовое стекло, которое содержит лишь немного маленьких пузырей воздуха. Увеличение объема породы до ее точки плавления при 1 421° составляло примерно 8%. Диабаз начинал течь (становился жидким) при 1 093°.

сильным переохлаждением способствует выделению большего количества индивидов соответственно меньших размеров. Сообразно этому глубинные породы в среднем имеют бо́льшую величину зерна, чем эффузивные породы, и в одном и том же теле породы величина зерна увеличивается в направлении от границы этого тела с боковой породой, т. е. от поверхности охлаждения к центру массы. Лэн изложил в строго математической форме, на основании формул теплового движения Фурье, уменьшение температуры в интрузивных массах (жилы и интрузивные залежи) и его влияние на величину зерна.[1] Акцессорные составные части небольших количеств, как апатит, циркон и др., редко выходят по своей величине за микроскопические размеры.

По новым статистическим исследованиям, на величину магматических минералов имеет влияние также образование двойников. При равных условиях двойники обыкновенно значительно больше, чем простые кристаллы того же вещества.

§ 42. По форме различают: *идиоморфные*, или *автоморфные*, составные части — это те, правильные кристаллографические формы которых обусловлены самой присущей им силой формообразования; *аллотриоморфные*, или *ксеноморфные* — те составные части, форма которых обусловлена внешними условиями, особенно соседними индивидами; их форма — или неправильная или же полиэдрическая, но обусловленная формой соседних составных частей. *Гипидиоморфными* называют составные части, которые по отношению к одним соседям идиоморфны, по отношению к другим — аллотриоморфны.

Кристаллическая форма минерала, выкристаллизовавшегося из магмы, будет тем законченней, чем меньше он стеснен образовавшимися ранее минералами, т. е. чем раньше он выделился; раньше всех выделившиеся индивиды растут, свободно двигаясь в расплаве. Относительный возраст является главным фактором, от которого зависит развитие формы составных частей. Это дает средство для определения порядка выделения минералов: из двух составных частей более ранней является та составная часть, которая обусловливает форму другой, не завися от нее; при всех условиях она по меньшей мере закончила свой рост раньше, чем вторая составная часть. Следующее вспомогательное средство для определения порядка выделения заключается в наблюдении включений: включающий кристалл в общем будет моложе, чем включенный, или во всяком случае его рост закончился позднее, чем рост последнего.

[Определение порядка выделения минералов на основании отношений в идиоморфизме или взаимных включений покоится хотя и на очень понятном, однако вовсе не всегда имеющем силу основании. Возражая самым настойчивым образом против применения этих *признаков относительного идиоморфизма* для определения *порядка выделения* минералов, я только вкратце перечислю совершенно несомненные факты, ему противоречащие. 1) Имеются наблюдения динамики кристаллизационного процесса двух веществ, показавшие (Токарский), что из двух *одновременно* выделяющихся кристаллов одни (калиевые квасцы в опыте Токарского) были *резко идиоморфнее* других (медного купороса). 2) При специальном и трудном определении состава и температуры эвтектики сплава двух веществ, совершенно бесспорном физико-химическом определении одновременной их кристаллизации, структурный метод определения по относительному идиоморфизму может привести

[1] Geological Report on Isle Royale, Michigan. Geol. Survey of Michigan, vol. VI, part 1. Lansing, 1898. — Annual Report for 1903, ibidem, p. 205. — Studies of the grain of igneous intrusions. Bull. Geol. Soc. of America, XIV, 369, 1903.

к совершенно неверным результатам, так как доказано, что при несомненно одновременной кристаллизации один из компонентов эвтектики оказывается *резко* идиоморфным по отношению к другому (некоторые металлические сплавы). Отсюда понятно утверждение Леру и Кауба, что микроскопический метод для определения эвтектической концентрации не может дать решения вопроса. 3) Есть основание предполагать, что, по крайней мере иногда, офитовая структура появляется при одновременной кристаллизации пироксена и плагиоклаза (Феннер). Эти три соображения находят себе удовлетворительное, по-моему, объяснение в том, что наклонность к проявлению граней у различных веществ различна (и, надо полагать, сильно зависит от температуры и, конечно, примесей): точно известно, что кристаллы при своем росте оказывают весьма сильное давление на встречающиеся по пути препятствия, и естественно поэтому, что кристаллизационное давление граней различно у различных кристаллов (и у разных граней одного и того же кристалла). Наконец, укажу, что иногда явно *позже* выделившиеся кристаллы имеют *резкий идиоморфизм* по отношению к *ранее* выделившимся; изучающие пневматолитовые явления могут это наблюдать на кристаллах турмалинов или эгиринов и пр., которые растут в породе как в свободном пространстве, пересекая ранее образованные кристаллы; прекрасные кристаллики пирита в глинах и глинистых сланцах также служат примером этому. Но если все только что сказанное хоть сколько-нибудь верно, то читатель сам решит вопрос, насколько надежен «принцип относительного идиоморфизма».]

По этому принципу Розенбуш определил *в общих чертах* порядок выделения магматических минералов и высказал следующие законы:

a) Наиболее ранними выделениями из кристаллизующейся магмы являются некоторые второстепенные составные части, как фосфаты, железные руды, шпинели, циркон, титанит, перовскит и т. д. Мы объединяем их в группу *апатита и руды*.

b) После них следует выделение Mg и Fe, несколько позднее Mg — Ca и Fe—Ca-силикатов, как оливин, биотит, амфиболы, пироксены и т. д. Мы их называем *цветными силикатами*. *В пределах этой группы выделение ортосиликатов предшествует выделению метасиликатов*, так что оливин кристализуется раньше, чем пироксены, и т. д.

c) *Затем выделяются известковые, известково-щелочные и щелочные силикаты в порядке понижения основности*, так что анортит кристаллизуется раньше известково-щелочных полевых шпатов, последние — раньше щелочных полевых шпатов, нефелин — раньше лейцита и т. д. Минералы этой группы можно называть *бесцветными силикатами*, хотя в нее входят также некоторые сильно окрашенные минералы, как эгирин, арфведсонит, рибекит и т. д.

d) *Заключающими являются кремнекислота (кварц) и аморфные продукты затвердевания*.

Между тем кристаллизация более поздней из этих четырех групп начинается не только после того, как полностью закончилась кристаллизация всех предыдущих: начало кристаллизации каждой более поздней группы скорей наступает значительно раньше конца кристаллизации более ранней группы. Отклонения от правил a — d имеют место почти исключительно между b и c, поскольку в некоторых породах (диабазах и базальтах) основной плагиоклаз выделяется раньше, чем авгит. Это объясняется соотношениями в относительных количествах составных частей породы, о сильном влиянии которых на порядок выделения писал уже Бунзен.

Из этого порядка выделения вытекает, что кристаллизующаяся магма по мере продвижения процесса затвердевания становится все более и

более кислой, так что аморфно затвердевший остаток (стекло) всегда беднее Mg, Fe* и Ca и богаче щелочами и Si, чем магма.

Вышеуказанные законы, полученные при микроскопическом исследовании пород, как уже отмечал Розенбуш, не свободны от исключений; по кристаллизационной диаграмме Розебума следует, однако, ожидать их значительно больше. Так, напр., из рис. 8 вытекает, что первичное выделение меняется уже у двойных систем в зависимости от того, в какую сторону отклоняется состав расплава от эвтектического. Незначительные изменения в составе раствора или расплава могут уже в этом простом примере менять порядок выделения. Тот факт, что несмотря на это вышеприведенные правила применимы лишь «в общих чертах» (как говорит сам Розенбуш), свидетельствует, что на условия растворимости влияют еще другие факторы, о действии которых мы имеем лишь очень скудные сведения, благодаря чему проблема становится очень запутанной. Такими факторами являются способность кристаллизации и скорость кристаллизации, представляющие собой специфические свойства минералов, присутствие в магме ионов и минерализаторов, переохлаждение, вязкость и др. Возможно, что в изверженных магмах, несмотря на большое число компонентов или даже вследствие этого, могут образоваться лишь смеси в ограниченных соотношениях, тогда как диаграмма Розебума основывается на всех возможных смесях. Во всяком случае, *правила Розенбуша*, несмотря на все исключения, имеют то преимущество, что они основываются на большом материале, полученном наблюдением над миром пород. За физической химией — создание более глубокого представления о кристаллическом развитии изверженных пород.

§ 43. Способ образования составных частей обусловливает различие между *зернистой* и *порфировой структурами*, являющееся исходной и поворотной точкой всего учения о структуре. Существуют изверженные породы (граниты, сиениты, диориты, габбро и т. д.), в которых уже простым глазом видно, что они состоят из отчетливо кристаллических, непосредственно между собой соприкасающихся, отчасти идиоморфных, но большей частью гипидиоморфных составных частей. В других породах, напротив, некоторые составные части благодаря их величине и идиоморфизму (кварц и полевой шпат в кварцевом порфире, санидин в трахите, оливин в базальте и т. д.) выделяются своими размерами из более или менее плотной, тонкозернистой или стекловатой массы породы. Первые породы называют *зернистыми*, последние — *порфировыми породами*, выделяя соответственно зернистую и порфировую структуру.

Выделяющиеся своей величиной и идиоморфизмом составные части называются *выделениями*, ** остальная масса — *основной массой*. В настоящих зернистых породах различие между выделениями и основной массой полностью исчезает. Количественное соотношение между выделениями и основной массой колеблется между двумя крайними значениями, так что либо существует только основная масса либо основной массы почти не существует. Чем меньше основной массы, тем несовершеннее будет

* [Не говоря о других элементах, относительно Fe доказано, что количество его иногда сильно увеличивается в вулканических стеклах (Тилл.)].

** [Они называются также — не совсем удачно — вкрапленниками. Мертвый термин «фенокрист» (*φαίνω* — по-древнегречески являюсь, выделяюсь; крист — сокращенное кристалл) гораздо, по-моему, удобнее. По-русски этот термин неправильно переделан — вместо «фенокрист», как это предложено Иддингсом, у нас пишут «фенокристалл».]

идиоморфизм выделения; таким образом между этими двумя главными типами структур изверженных пород имеются переходные члены.

Оттененный описательный характер зернистой и порфировой структур является случайно отчетливым и не во всех случаях заметным признаком более глубокого основного их различия. Более точное, особенно микроскопическое исследование показывает, что существо зернистой структуры заключается в том, что каждая составная часть породы имела лишь один-единственный период образования, в то время как существо порфировой структуры следует усматривать в том, что некоторые — но не все — составные части образовались по меньшей мере в два разграниченных во времени периода.

В зернистой структуре каждая составная часть появляется лишь в одной генерации; в порфировой структуре встречаются некоторые составные части в двух или больше генерациях. Так называемые выделения порфировых пород представляют собой самую раннюю генерацию кристаллических выделений. *

Зернистая структура изверженной породы ясно указывает на то, что процесс затвердевания породы должен был быть непрерывным, однородным и прежде всего *медленным*, в то время как порфировая структура указывает на перерыв (hiatus) в развитии породы, ** на скачкообразное изменение физических условий при затвердевании. Большое значение этих двух структурных форм изверженных пород заключается в том, что при нормальном развитии они отделяют друг от друга две главные группы изверженных пород. *Зернистая структура — нормальная структура глубинных пород, порфировая — эффузивных пород.* В породах жил и залежей соответственно их геологическому положению наблюдается то та, то другая структура.

При образовании *глубинной породы* магма находится под высоким давлением. Ничтожная теплопроводность соседних пород, окружающих тело магмы, обусловливает то, что температура может понижаться лишь медленно, а оба фактора — высокое давление и постепенное понижение температуры — то, что минерализаторы выделяются также медленно. Соответственно этому изменение физических и химических свойств магмы происходит непрерывно и в течение большого промежутка времени. Благодаря этому продолжительность процесса затвердевания также относительно большая. Более сильное переохлаждение избегается, вследствие чего число образующихся кристаллических центров ограничено. Далее, при медленной отдаче минерализаторов сохраняется текучесть, способствующая диффузии и дальнейшему росту этих кристаллических центров. Даже выделяющиеся напоследок из магмы вещества могут раскристаллизоваться вокруг этих центров. Таким путем в результате образуется равномерное, относительно крупное зерно, и повторное минералообразование исключается.

Из магмы, в которой до этого никаких выделений не было, образуются без какого-либо препятствия к развитию их формы — по вышеуказанным правилам очередности выделений — сначала иголки апатита, столбики циркона и кристаллики магнетита (мы предполагаем гранитную магму), затем гексагональные таблицы биотита. После окончания образования слюды начинается кристаллизация известково-щелочного полевого шпата, формообразование которого стеснено только уже образовавшимся биотитом и одновременным выделением его собственных индивидов.

---

* [Фохт наблюдал в шлаках одновременное образование фенокристов и кристалликов основной массы. Необходимо поэтому иметь всегда в виду, что некоторые фенокристы вовсе не являются интрателлурическими выделениями, как это всюду в дальнейшем утверждает Розенбуш. На это уже давно указывал Циркель.]

** [Как справедливо указывал Харкер, нормальной структурой пород должна была бы быть не зернистая, а порфировая. Иногда последняя образуется и без перерыва в кристаллизации.]

Если позднее наступает выделение ортоклаза, то у него идиоморфная форма образуется только там, где росту кристаллов не мешают собственные кристаллы, плагиоклаз и слюда. Кристаллизующийся позднее всех кварц может заполнять исключительно лишь пустоты, оставшиеся свободными от прочих компонентов. Соответственно этому апатит, циркон, руда и биотит идиоморфны, плагиоклаз и ортоклаз — гипидиоморфны, кварц — аллотриоморфен, и при непрерывном развитии всего кристаллизационного процесса никакое нарушение порядка выделений и затем новое растворение этих минералов не могут иметь места. * Следовательно *зернистая структура в данном определении является не только действительно наблюдающейся, но и необходимой структурной формой глубинных пород.* Отклонения могут быть лишь в случае исключительных условий, как, напр., на непосредственной границе с поверхностью вмещающей породы, благодаря более быстрому охлаждению. Здесь действительно нередко наблюдаются характерные для излившихся пород структурные особенности.

Иные условия мы имеем у *излившихся пород*. В истории образования изверженных пород время до начала перемещения магмы в петрографическом смысле является доисторическим периодом; отрезок времени между началом извержения и выходом на земную поверхность представляет собою интраеллурический период; у излившихся эффузивных и глубинных интрузивных пород эти оба периода — общие. Как только магма достигает земной поверхности и начинает распространяться по ней, происходит скачкообразное изменение в процессе отвердевания. В этот момент магма уже находится только под атмосферным давлением, вследствие чего в ней быстро и отчасти даже внезапно уменьшается содержание газов и воды и химический состав ее становится иным. К тому же происходит быстрая потеря тепла вследствие соприкосновения с хорошим проводником тепла — воздухом и вследствие излучения. Эти факторы, появляющиеся во время эффузивного периода, совершенно отсутствуют у глубинных пород и обусловливают структурные особенности излившихся пород. Быть может уже в течение доисторического периода и во всяком случае во время интраеллурического периода в магме происходят выделения минералов, и поднимающаяся лава уже является носительницей более или менее многочисленных идиоморфных выделений. Хотя из остальной магмы образуются такие же составные части, но этот ее остаток затвердевает уже при совсем иных условиях: при быстро понижающейся температуре, под атмосферным давлением и очень ускоренно. Это перерыв в истории излившейся породы, рубеж между интраеллурическим и эффузивным периодами. Таким образом *порфировая структура является не только действительно наблюдающейся, но и необходимой структурой излившихся пород.*

Предположим, что превращающаяся в излившуюся породу гранитная изверженная магма во время своего интраеллурического периода дошла до полного выделения апатита, циркона, магнетита и биотита, до почти законченного выделения плагиоклаза, до довольно далеко зашедшего выделения ортоклаза и до начинающейся кристаллизации кварца;** тогда при голокристаллическом развитии во время эффузивного периода выкристаллизовывается сначала остаток плагиоклаза и очень быстро вслед за ним остаток ортоклаза и кварца. Таким путем мы получаем идиоморфные выделения апатита, циркона, магнетита, биотита, плагиоклаза, ортоклаза и немного кварца в основной гипидиоморфной или аллотриоморфной массе, состоящей из трех последних минералов. При неполнокристаллическом развитии часть этих минералов основной массы заменяется затвердевшим остатком — стеклом. Мы видим, что *фенокристы по своей природе являются образованиями интраеллурического периода, а основная масса состоит из образований эффузивного периода.* ***

Легко видеть, какое разнообразие образований может получиться из-за изменения условий затвердевания магмы и продолжительности этого затвердевания. Между зернистой и порфировой структурами, которые весьма различны, существуют всевозможные переходы. Типичная зернистая структура наиболее совершенно об-

---

* [Ресорбция, т. е. частичное растворение (иногда полное), может иметь место как нормальный и непрерывный процесс кристаллизации, особенно в очень сложных системах магм с большим числом силикатных минералов, обладающих инконгруентным плавлением.]

** [Такая магма (имея в виду состав гранита) будет состоять минимум из 60% т ердых уже веществ. Едва ли такого рода смесь может «изливаться» на поверхность.]

*** [(См. примечания на стр. 67).]

разуется во внутренней массе глубинных пород, обладающих большой массой и затвердевающих на значительной глубине, в противоположность лакколитам, имеющим небольшую массу и образующимся на более высоком уровне. Внутри мощных поверхностных излияний условия кристаллизации должны быть такие же, как у глубинных пород, в то время как вблизи от пограничной поверхности влияет даже различие между висячим и лежачим боками. Структура жил должна зависеть от мощности и глубины, на которой происходит застывание.

Прекрасный пример зависимости между структурой и геологическим расположением в одном и том же теле породы дает гранит Рамберга с большой жилой в Гарце. С северо-западной стороны Рамбергского гранитного штока отходит примерно под прямым углом апофиза в виде этой жилы (Bodegang), которая при средней мощности в 8 — 15 *м* наблюдается на протяжении 7 *км*. Порода этой жилы лишь в месте наибольшей мощности (80 *м*), имеет зернистую структуру, как в граните штока. В главной массе она порфировая с очень тонкозернистой основной массой и имеет структуру гранит-порфира. В зальбандах основная масса совершенно плотная, содержит немного стекла и только редкие мелкие выделения. Гранит-порфир переходит в кварцевый порфир. Замечательно то, что эти структурные изменения становятся тем явственнее, чем больше мы удаляемся от Рамбергского штока, т. е. чем меньше повышалась температура боковых пород благодаря основному массиву.

То, что порфировая структура может образоваться и без такого hiatus'a, путем нормальной кристаллизации при постоянном давлении и при непрерывной отдаче тепла, следует из диаграммы, приведенной в § 38, а также доказано экспериментально — с помощью опытов кристаллизации растворов солей и расплавов металлов. Из рис. 8 видно, что из бинарной системы, если нет переохлаждения, кристаллизуется сначала один компонент, — который при благоприятных условиях выделяется в виде относительно больших и правильно ограненных кристаллов (фенокристы), — а затем эвтектическая смесь; выделение последней в ограниченном пространстве и при повышенной вязкости приводит к образованию мелкозернистого аггрегата, состоящего из плохо ограненных или вовсе неограненных кристаллографически индивидов (основная масса). При затвердевании тройной системы (рис. 14) следует ожидать образования фенокристов двух компонентов в состоящей из трех минералов основной массе. Если бы процесс кристаллизации протекал всегда по этой схеме, то глубинные породы также должны были бы быть порфировыми, и зернистая структура никогда не образовывалась бы. Выделений могло бы не быть только в магме эвтектического состава. Во всяком случае вышеприведенное объяснение возникновения обеих главных структур самое безыскусственное и лучше всего соответствует наблюдениям в природе.

§ 44. *Зернистая структура* представляет простые и подверженные лишь небольшим изменениям условия. В ней можно различать три модификации, различно переходящие одна в другую, в зависимости от того, идиоморфны ли только один либо немногие из главных составных частей и примесей, в то время как преобладающие элементы гипидиоморфны или аллотриоморфны, или же все либо большинство идиоморфны или аллотриоморфны. Первая называется *гипидиоморфно-зернистой* (рис. 15), вторая — *панидиоморфно-зернистой*, третья — *паналлотриоморфно-зернистой* структурой (рис. 16). Первая структурная форма является господствующей формой глубинных пород, две остальные широко распространены среди некоторых жильных пород, а именно — вторая среди лампрофиров, третья среди аплитов и беербахитов. Эти формы характеризуют быстрый ход кристаллизации в узкой трещине жилы при ускоренном понижении температуры.

С зернистой структурой глубинных и отдельных жильных пород нередко связан плотный габитус некоторых из тех составных частей, которые являются стекловатыми в эффузивных породах. Достаточно сравнить ортоклаз гранита с санидином липаритов, элеолит элеолитового сиенита с нефелином фонолита, диаллаг, гиперстен и бронзит габбро с пироксенами андезита и т. д.

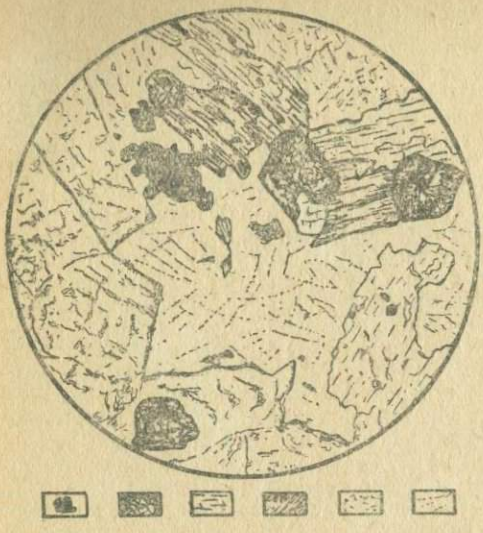


Рис. 15. Амфиболовый гранит. Andlau, Вогезы. Увелич. 15 : 1. *a*—руда; *b*—ортит; *c* — роговая обманка; *d*—биотит; *e*—полевой шпат; *f* — кварц.

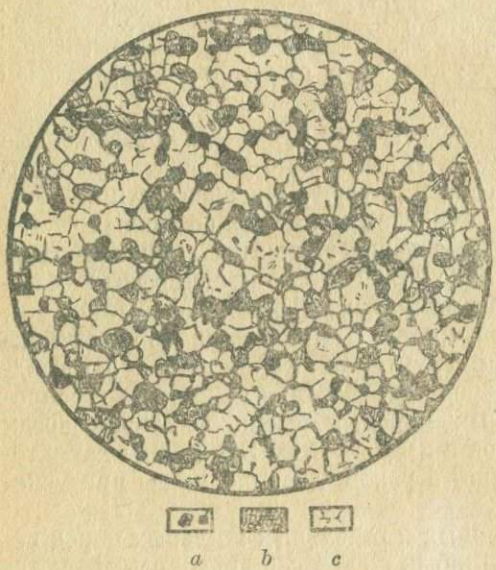


Рис. 16. Беербахит. Frankenstein, Оденвальд. Увелич. 16 : 1. *a* — руда; *b* — пироксен; *c* — полевой шпат (лабрадор).

§ 45. *Порфировая структура*, как уже упомянуто, основывается на различии в кристаллизации в течение интрателлурического и эффузивного периодов (основная масса). Образования интрателлурического периода строго идиоморфны, поскольку они не повреждены движением излияния и магматической ресорбции. Магматическая ресорбция представляет собой, конечно, частое явление благодаря внезапному и охватывающему все тело породы изменению химической природы магмы при появлении ее на земную поверхность, вследствие чего идиоморфизм выделений может тем легче оказаться нарушенным, чем больше их масса, т. е. чем дольше длится интрателлурический период. От продолжительности последнего зависит также, какое положение в ряду 1) фосфатов и руд, 2) цветных силикатов, 3) известковых, известково-щелочных и щелочных силикатов и 4) кварца занимают фенокристы. Здесь всюду имеет силу правило, что *никогда не отсутствует более ранняя группа, если существует более поздняя*. Это правило ограничивается только особенностями магм, в которых не всегда имеются выделения всех четырех категорий составных частей.

В основной массе порфировых пород различают *голокристаллические*, *гипокристаллические* и *витрофировые* образования.

Голокристаллически-порфировая структура обусловлена полной кристаллизацией еще существующего при эффузии остатка магмы. Эта кристаллизация протекает гораздо скорее, чем кристаллизация в течение интрателлурического периода;

поэтому составные части мельче, чем фенокристы. Чем дольше сохраняется в магме молекулярная подвижность, тем грубее зерно основной массы, тем дольше могла влиять на фенокристы магматическая ресорбция, тем несовершеннее получается идиоморфизм последних.

В продолжение кристаллизации основной массы последовательность четырех различаемых групп будет такой же, как в течение интрателлурического периода. Но здесь мы имеем правило, *что наличие более поздних групп не обусловливает существования более ранних групп.*

При голокристаллически-порфировой структуре можно, так же как и при зернистой структуре, различать в основной массе панидиоморфно-, гипидиоморфно- и паналлотриоморфно-зернистые образования. Первые указывают на медленное, последние — на очень быстрое охлаждение. В панидиоморфной основной массе идиоморфизм какой-либо составной части, как всегда, пропорционален относительному ее возрасту.

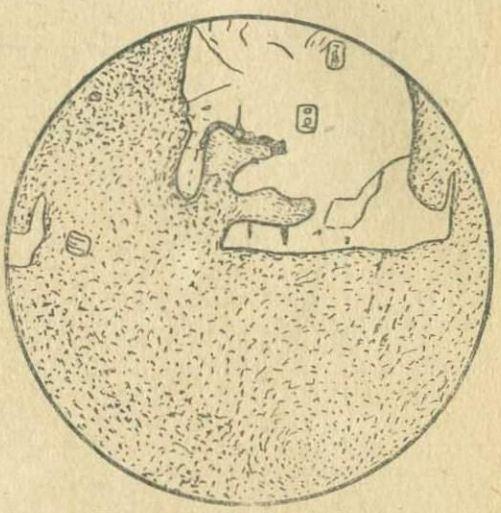


Рис. 17. Витрофир. Goatfell, Arran. Кварц (сильно корродированный) и полевой шпат в богатой микролитами стекловатой основной массе. Увелич. 15 : 1.

Витропорфировая, или *витрофировая структура* в абсолютно чистом виде встречается крайне редко, благодаря тому что в течение периода эффузии всегда образуются кристаллические выделения, хотя бы только в форме микролитов, кристаллитов, трихитов и в малых количествах. Выделения расположены тогда в почти совершенно однородной, бесструктурной и изотропной стекловатой массе, окраска которой в различных породах существенно меняется вследствие изменяющегося содержания железа, варьируя от темнокоричневой до совершенно бесцветной (рис. 17).

В нормальных и неизмененных *гипокристаллически-порфировых структурах* основная масса состоит из идиоморфных или гипидиоморфных кристаллических выделений и аморфного стекловатого базиса. При этом различают два основных типа: в одном случае идиоморфные до известной степени выделения эффузивного периода включены в сплошное тесто базиса; во втором случае масса базиса выступает более или менее маленькими участками и клиньями между всевозможным образом соприкасающимися и, следовательно, большей частью гипидиоморфными составными частями и представляет таким образом *связующую промежуточную массу* (Zwischenklemmungsmasse, мезостазис). Первый тип называется *гиалопилитовой* (рис. 18), второй — *интерсальной* (рис. 19) основной массой. Между этими двумя формами существуют всевозможные промежуточные формы.

Голокристаллически-порфировая и витрофировая структуры также связаны переходами. Переходы первой структурной формы двоякого рода: первичный переход, осуществляющийся уменьшением стекловатого базиса до нуля, причем образуется голокристаллически - порфировая структура с панидиоморфно- или гипидиоморфно-зернистой основной массой, и вторичный, при котором стекло исчезает после окончательного затвердевания породы благодаря минеральным новообразованиям. Этот последний переход свойствен также и витрофировой структуре и ведет к образованию паналлотриоморфной основной массы, так как процесс протекает в затвердевшей породе.

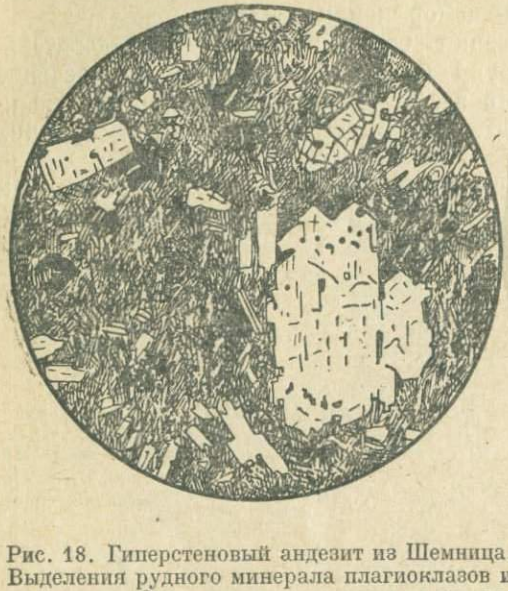


Рис. 18. Гиперстеновый андезит из Шемница. Выделения рудного минерала плагиоклазов и пироксена. Основная масса состоит из стекла, переполненного микролитами плагиоклаза и авгита. Увелич. 30 : 1.



Рис. 19. Мелафир. Schwarzenbach, Рейнская провинция. Увелич. 15 : 1.

Выделения порфировых пород часто продолжают расти в кристаллизующейся магме еще в течение эффузионного периода. Это можно с большой точностью заключить из того, что, напр., нередко зонально построенные фенокристы пироксена во внешней своей зоне обладают точно такой же окраской и оптическими свойствами, как и микролиты пироксена эффузивного периода. Такое же соотношение находят между внешней оболочкой фенокристов полевых шпатов и микролитами полевого шпата основной массы. Соответственно этому центральные части фенокристов порфировых пород петрогенетически эквивалентны компонентам зернистых пород. Поэтому бросается в глаза, что часто встречающиеся в выделениях порфировых пород включения стекла редко наблюдаются в тех же самых составных частях зернистых глубинных пород, в то время как с включениями жидкостей мы имеем обратное явление. Если также и это различие отчасти лишь только кажущееся, поскольку мы редко наблюдаем глубинные породы в неизмененном состоянии, все-таки оно несомненно существует. Оно объясняется, с одной стороны, значительно более коротким интрателлурическим периодом излившихся пород и обусловленным им быстрым и для поглощения включений благоприятным ростом кристаллов, с другой стороны — увеличивающимся всегда по мере кристаллизации глубинных пород со-

держанием воды в остаточной магме. Микроскопическое исследование доказывает с несомненностью, что кварц гранитов кристаллизовался при значительно более высоком содержании воды в магме, чем кварц в фенокристах липаритов.

Имеется большое количество разновидностей вышеописанных главных форм голокристаллических и гипокристаллически-порфировых структур, которые встречаются только в некоторых группах пород или обусловлены исключительно формами и видом срастаний выделений второй генерации. Сюда принадлежат гранофировая, микрофельзитовая, пилотакситовая и другие структуры. Эти особые случаи вышеуказанных категорий будут нами затронуты при описании соответствующих типов пород.

Другие структуры более второстепенного значения обусловлены особыми образованиями и срастаниями только двух составных частей. Сюда принадлежит:

Импликационная структура (структура письменного гранита, гранофировая); она возникает при одновременном выделении из одной магмы двух составных частей. Оба минерала, которые в большинстве случаев образуют эвтектическую смесь, проникают друг в друга таким образом, что каждый образует единый, хотя пространственно и разрозненный, индивид. При письменном срастании полевого шпата и кварца, которое часто встречается в пегматитах, в один больший индивид полевого шпата врастают одинаково ориентированные кварцевые вростки.

В противоположность предыдущему при *пойкилитовом срастании* один индивид одного минерала обрастает различно ориентированные зерна или кристаллы другого; последние всегда образованы раньше, чем включающий. Пойкилитовая структура встречается нередко в перидотитах.

Особым и по своему происхождению еще точно не выясненным срастанием кварца и полевого шпата является *мирмекит*, встречающийся в изверженных породах и кристаллических сланцах. Он состоит из кислого большей частью плагиоклаза (олигоклаз, андезин), проросшего искривленными шипообразными, часто разветвленными стебельчатыми формами кварца, и появляется лишь там, где плагиоклаз соприкасается с калиевым полевым шпатом (ортоклазом или микроклином). Полевой шпат (плагиоклаз) мирмекита не имеет какой-либо закономерной ориентировки по отношению к калиевому полевому шпату, но резко отграничен от него, причем всегда выпуклой поверхностью; часто он является ориентированным продолжением соседних плагиоклазов. Вростки кварца направлены примерно перпендикулярно к пограничной с калиевым полевым шпатом поверхности; местами эти вростки гаснут в скрещенных николях одновременно. Согласно Бекке (Becke, Tschermaks Min.-Petr. Mitteil., Bd. 27, S. 377) у мирмекита существует связь между природой плагиоклаза и количеством вросшего в него кварца.

Текстуры

§ 46. Текстуры изверженных пород определяются пространственным расположением составных частей и более или менее совершенным пространственным заполнением; некоторым образом они лишь орнаментируют структуры, не меняя существенно характера последних.

Многие изверженные породы, особенно породы с зернистой структурой, обладают *текстурой без определенного направления;* составные части расположены во всех направлениях, какая-либо закономерность во взаимном расположении отсутствует. С другой стороны, у зернистых

пород вследствие непрерывной последовательности минералообразований развивается — часто отчетливо, часто в более или менее скрытой форме— *грубо центрированное расположение* составных частей вследствие того, что более ранние выделения служат центром для более молодых. В особенности у основных глубинных пород, как габбро, нориты, эта текстура часто поразительно отчетлива. Она приводит к *сферической* или шаровой текстурам, которые можно опять-таки разделить на две группы. У одной группы все или некоторые составные части сгруппированы концентрическими слоями в шары, как в некоторых шаровых гранитах, шаровых диоритах и шаровых габбро. Различные оболочки состоят из разных или одних и тех же минералов, но в очень различном количественном отношении

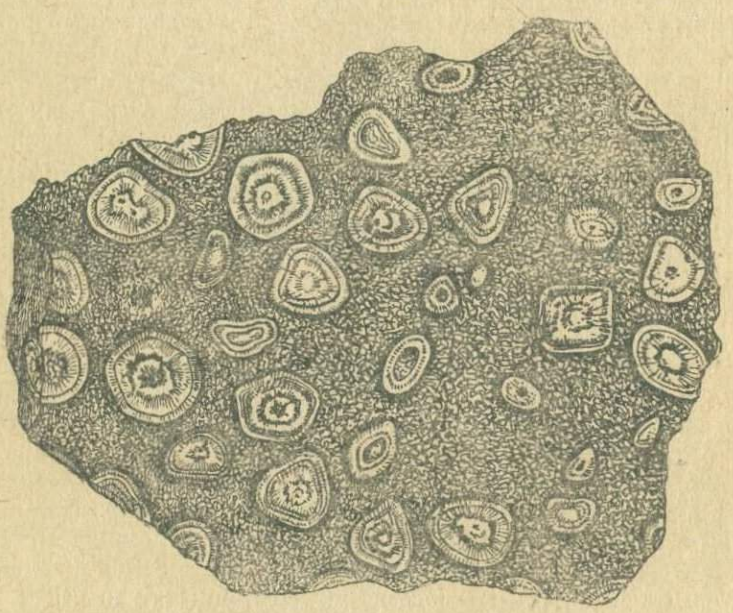


Рис. 20. Шаровой диорит. Santa Lucia di Tallano, Корсика.

и внутри одного слоя расположение составных частей может быть тангенциальным, радиальным или вообще без определенного направления (рис. 20). У второй группы составные части расположены радиально, и не существует какого-либо значительного изменения минералогического состава по оболочкам. При этом все волокна сферического аггрегата могут состоять из одинакового вещества *(сферокристаллы)*, или же в нем чередуются волокна различного вещества, напр. кварца и полевого шпата *(псевдосферолиты)*, или шар состоит из смеси кристаллических волокон и стекла либо микрофельзита, или он состоит из микрофельзита и стекла либо одного микрофельзита *(сферолиты)*.

Имеются также в изверженных породах шаровые скопления вещества (kuglige Aggregationen) без отчетливого закономерного расположения их составных частей, как, напр., в некоторых так называемых турмалиновых зонах в гранитах, в состоящих из полевого шпата и кварца граносферитах некоторых кварцевых порфиров. К группе псевдосферолитов

принадлежат также являющиеся частично краевыми образованиями порфиритов и диабазов вариолиты. В зависимости от рода шаровых образований говорят о шаровой, сферолитовой, вариолитовой и других текстурах.

Сферические текстуры сравнительно редко господствуют во всем теле породы (*сферолитовая порода*, Sphärolithfels); они представляют локальные явления в изверженных породах. В излившихся породах сферические образования, которые относятся всегда лишь к основной массе, имеют незначительные размеры — от микроскопических до нескольких миллиметров; изредка они достигают величины кулака — в так называемых пиромеридах. В глубинных породах сфероиды достигают фута и больше в диаметре. Следует строго различать шаровую текстуру и шаровую отдельность.

§ 47. Благодаря потокам в магме во время ее застывания возникает *флюидальная* * *текстура*. В глубинных породах она возникает преимущественно на периферии, реже — внутри тела породы и получается благодаря параллельному расположению цветных составных частей (биотит в граните, роговая обманка в сиените и диорите и т. д.), реже — бесцветных полевошпатовых составных частей (полевой шпат в сиените и элеолитовом сиените). [1] При кристаллизации во время сильного течения с параллельным расположением уже выделившихся и выделяющихся составных частей может быть связано краевое раздробление *(протоклаз)*, которое придает образовавшейся породе порфировидный характер.



Рис. 21. Витрофир. Auer an der Etsch, Тироль. Увелич. 15 : 1.

Большого разнообразия достигают флюидальные текстуры у порфировых пород. Здесь они выражаются то одинаковым расположением фенокристов (санидин в трахите, авгит в мелафире), то параллельным расположением и потокообразным скоплением микролитовых образований эффузивного периода — благодаря тому что они зажаты и образуют как бы запруду между двумя близко лежащими фенокристами (рис. 21), то чередующимся расположением различных микролитовых и кристаллических выделений, то шлировым до полосчатого распределением первичных и вторичных пигментов, то изменяющейся полосами формой

---

* [Правильнее — флюктуационная.]

[1] Распространяющееся на всю массу параллельное расположение полевых шпатов в глубинных породах находится в связи с табличатой формой этих минералов и с плитняковой до толстоплитчатой отдельностью в теле породы. Прекрасные примеры представляют элеолитовые сиениты. Причину образования такой параллельной структуры, может быть, следует искать скорей в давлении нависшего висячего бока, чем собственно в флюктуации.

стекловатого базиса, то линейно расположенными пузырьками воздуха, параллельно вытянутыми миндалинами и пустотами, то наконец обусловлены более сильным воздействием атмосферных агентов на параллельно расположенные и лежащие листообразно друг на друге плоскости сжатия и растяжения. Под параллельностью далеко не всегда следует подразумевать параллельность линейную или плоскостную. Скопления в магме скорей образуют самые запутанные изгибы и изломы, о чем в крупном масштабе свидетельствуют поверхности лавовых потоков. Если выветривание и изменение минералов эффузивной породы происходит по направлению этих ломаных и изогнутых плоскостей растяжения, — как, например, это имеет место во многих пехштейнах, — то случайно может образоваться брекчиевидная или шаровая текстура.

§ 48. По роду *заполнения пустот* породы возникает целый ряд текстурных форм, которые находят общее выражение в противопоставлении — компактные и пористые. *Компактной* называется порода в том случае, когда все пространство в ней заполняется массой породы; в противоположном случае порода называется *пористой*.

Так как у породообразующих силикатов переход из аморфного состояния в кристаллическое соответствует молекулярному уплотнению (§ 40), то в зернистых (и голокристаллически-порфировых) породах должно иметь место сильное уменьшение объема по сравнению с объемом первоначальной магмы. Элементы породы соприкасаются поэтому не всеми сторонами, но между ними остаются угловатые пустоты, в которые свободно растут концы кристаллов. Такое образование называют *миаролитовым*.

Миаролитовые пустоты либо так малы, что их можно опознать лишь по проникновению окрашенных жидкостей, либо они имеют вид друзовых пространств больших размеров; между этими крайностями существуют всевозможные переходы. Характерным всегда является то, что как в самых мелких, так и в самых больших друзах врастающие в свободное пространство кристаллы не остаются на стенках, но их можно проследить в глубине тела породы. Как только миаролитовые пустоты становятся больше, можно почти всегда заметить в непосредственном окружении их, насколько возросло зерно породы. Таким образом эти пространства находятся в тесной связи со многими образованиями, описанными нами как пегматитовые образования. Миаролитовые пустоты заполняются иногда пневматолитическим путем, иногда они вторичного происхождения и заполняются путем инфильтрации теми же самыми минералами, из которых состоит сама порода, и образуют тогда пегматитообразные жилы и гнезда.

Миаролитовые пустоты заполняются продуктами выветривания и становятся неясными. При горообразовательных процессах они исчезают благодаря внутреннему раздроблению массы породы.

Другого рода пустоты возникают благодаря тому, что при охлаждении из магмы выделяются в форме пузырей газы; если магма уже вязкая, то пузыри уже не могут удалиться и остаются в магме. Образованные таким путем пустоты, как правило, гладкостенные, круглые или, благодаря флюидальному движению, вытянуты в длину и тогда расположены параллельно.

Породы с такими пустотами называют *пузыристыми;* если стенки между пустотами очень тонки, как в пемзе, то говорят о *пенистой*, или *губчатой текстуре*. Поверхность лавовых потоков часто *шлакообразна*. Пустоты от пузырей, более или менее заполненные вторичными минеральными выделениями, называют *миндалинами*.

§ 49. С момента полного затвердевания изверженная порода вступает в новую фазу своего развития, называемую нами *метасоматическим периодом*. Процессы этого периода являются не образующими, а преобразующими, отчасти разрушающими; в этот период происходит изменение минералогического состава породы. Если прежде всего рассматривать только те изменения, которые являются естественным явлением, следующим за процессом извержения, то сюда принадлежат процессы, вызванные *газовыми эманациями* и *термальными водами*.

Газовые эманации по своей природе связаны особенно с границами изверженных пород и с близостью трещин (часто капиллярных) и пустот, проявляя себя здесь особенно активно. Изменения, которые они вызывают, называются *пневматолитическими* и варьируют в зависимости от действующего газа. Сюда можно причислить так часто встречающееся появление флюорита и нахождение турмалина во многих изверженных породах, пропитывание рудами, окремнение, алунитизацию и т. д.

Если после конца фумарольного периода вулканические процессы скрываются в глубину, то эманирующие газы поглощаются циркулирующими там и отчасти также выделившимися из изверженной магмы водами, которые после этого выходят на поверхность в виде терм. Производимые ими *термальные* действия могут быть очень похожи на пневматолитические воздействия; они также приводят часто к рудному накоплению, окремнению и являются главной причиной образования цеолитов в изверженных породах.

§ 50. В конце концов образовавшиеся из изверженных магм породы попадают под действие атмосферных агентов, т. е. воды и абсорбированных ею атмосферных газов — кислорода и углекислоты. Сумму всех изменений, вносимых атмосферными агентами, называют *выветриванием*.

Это отчасти механический, отчасти химический процесс. По бесчисленным большим, мелким и капиллярным трещинам просачивается вода в самые твердые породы и разрыхляет их сначала на поверхности, затем проникает все глубже, разрушая и здесь их связность. В этом процессе разрыхления, который называют *дезаггрегацией*, воде помогают все внезапные и резкие температурные изменения, но особенно мороз и вызванное им промерзание. С разрыхлением породы чрезвычайно возрастает поверхность, подвергающаяся воздействию атмосферных агентов, и последние разрушают почти все породообразующие силикаты, причем лишь отчасти возникают новые силикаты (мусковит, каолин и другие водные алюмосиликаты, хлорит, эпидот). Неиспользованный здесь Al образует бокситовидные гидроокиси, Ca и Mg преимущественно уходят на образование карбонатов с выделением кремнекислоты, железо переходит в форму лимонита, марганец — в высшие окислы марганца, в то время как щелочи частью уходят в раствор в виде щелочных карбонатов или в виде других соединений, частью удерживаются глинистыми продуктами выветривания.

Так как изменения, вызываемые действием атмосферных агентов, терм и газовых эманаций протекают в твердой породе без существенного изменения местоположения породы, как целого, и взаимного расположения ее частей, то в большинстве случаев даже при полном вещественном изменении структура в общих чертах сохраняется. Витрофировая

или гипокристаллически-порфировая структура может вполне перейти в голокристаллически-порфировую, но никогда порфировая структура — в зернистую.

Форма составных частей при этих процессах сохраняется в общем также достаточно хорошо, чтоб их можно было определить, как при псевдоморфозах. Выветривание и разложение собственно являются настоящим образованием псевдоморфоз. Тому, кто знает свежий диабаз, нетрудно будет узнать в образованной в результате выветривания смеси из глины, лимонита, хлорита, кальцита и кварца обычную структуру и минералогический состав этой породы. Окремневший лабрадоровый порфирит, который уже не содержит никаких следов полевого шпата и авгита, часто показывает однако — как это бывает в окремневшем куске дерева — еще текстуру основной массы и форму фенокристов так ясно, что определение первоначальной породы не представляет трудности. Наряду с этим бывают примеры, когда первоначальный состав породы совершенно сглажен, как, напр., во многих опализированных андезитах и трахитах. *

§ 51. Кроме выветривания и разложения имеется две больших группы процессов превращения, которые объединяют под названием *метаморфизма* горных пород, причем различают в зависимости от действующей причины *контактовый метаморфизм* и *динамический метаморфизм* (региональный, механический или дислокационный метаморфизм).

Контактовый метаморфизм связан с соприкосновением двух пород, из которых одна преимущественно обусловливает и вызывает превращения, а другая их испытывает. Вызывающая изменение порода всегда является изверженной породой, испытывающая изменение порода может быть изверженной породой, осадочной породой или кристаллическим сланцем. Нередко также сама изменяющая изверженная порода претерпевает некоторые изменения в своем составе и структуре, называемые *эндоморфными*, изменения же в контактируемой породе называются *экзоморфными* контактовыми влияниями. В некоторых случаях контактовые процессы являются исключительно следствием обусловленных контактом физических условий, в других случаях имеет место прямое вещественное влияние одной породы на другую.

В месте контакта изверженной породы с прорванной ею первая быстро теряет тепло и затвердевает при других условиях, чем вдали от контакта. Так возникают эндоморфные пограничные структуры (порфировая, сфероидальная и т. д.); здесь могут также происходить образования минералов, отсутствующих в основной массе (авгит вместо роговой обманки и т. д.). Прорванная порода в контакте с изверженной испытывает повышение температуры, увлажняется выделяющейся из магмы водой и переходит в такое состояние молекулярной подвижности, которое вызывает новое расположение и перекристаллизацию ее состава, благодаря чему нередко исчезают все следы первоначальной структуры одновременно с исчезновением первоначального минералогического состава. Так, мы знаем диабазы, авгитовые порфириты и т. д. в контакте с глубинными породами, которые вместо лабрадора, авгита и титанистого железняка состоят из биотита, амфибола, граната, эпидота, титанита, кальцита и

* [Не следует упускать из вида, что хлоритизация, эпидотизация, опализация и каолинизация (помутнение полевых шпатов в том числе) вызываются часто поствулканическими процессами.]

кварца и восприняли совершенно чуждую им структуру (роговиковую). Другие, и очень разнообразные, минеральные новообразования естественно имеют место при привносе вещества.

Динамометаморфизмом мы называем совокупность всех изменений в минералогическом составе, структуре и текстуре породы, происходящих под влиянием горообразовательных процессов. Динамический метаморфизм отличается геологически от контактного метаморфизма своей независимостью от границы изверженной породы и своим частым распространением на большие области, захваченные орогеническими процессами (отсюда также название *региональный метаморфизм*). Причину горообразующих процессов следует искать в давлении, то последнее является главнейшим фактом, действующим при динамическом метаморфизме.

При динамометаморфизме имеет место изменение в расположении частей породы и вследствие этого образование новой структуры, которая может более или менее затушевывать структуру первоначальной изверженной породы. При крайней степени метаморфизма изверженные породы часто не только полностью теряют свои первоначальные минералогический состав и структуру, но также и свою геологическую форму и поэтому ни в каком смысле не являются уже тем, чем были раньше. Породы, образовавшиеся из изверженных пород благодаря динамометаморфизму, составляют часть кристаллических сланцев (остальные кристаллические сланцы являются дериватами осадочных пород). Таким же путем возникают многие гнейсы из гранита, зеленые сланцы из габбро, серицитовый сланец из кварцевого порфира, амфиболит из диабаза и т. д. *

Возраст изверженных пород

§ 52. Вулканы доказывают с очевидностью, что процесс образования излившихся пород еще продолжается, и мнение, что изверженные породы, имеющие форму излившихся, возникали в весьма различные периоды истории Земли, никогда еще серьезно не оспаривалось. Однако из того факта, что доступные нам гипидиоморфно-зернистые глубинные породы являются большей частью породами древнего — по меньшей мере палеозойского — возраста, заключали, что образование их есть уже давно законченный процесс в истории нашей Земли. Тем не менее нам известно большое количество сравнительно молодых гранитов, диоритов, габбро и т. д., противоречащих этому заключению. Однако, если бы даже не было известно ни одного такого примера, то все же продолжающаяся вулканическая деятельность на Земле доказывала бы также продолжающееся образование глубинных пород, так как поверхностные излияния сопровождаются образованием глубинных пород. То, что большинство нам известных глубинных пород — древнего возраста, легко объяснимо: более молодые еще не обнажены. Для такого обнажения требуются поднятия, складкообразования и денудации, которые опять-таки предполагают продолжительное геологическое время и сверх того очень неравномерным образом распределены в различных областях земли. Там, где мощные сбросы или складкообразования, имевшие место в ранние периоды истории Земли, открывают нам доступ в глубину, как в Альпах и южно-американских Андах, мы видим третичные граниты и диориты. Различие между

* [Выше развитая точка зрения Розенбуша разделяется в настоящее время очень немногими учеными.]

глубинными и эффузивными породами — не геохронологическое, а геобатиологическое.

§ 53. В том обстоятельстве, что учение о породах создалось и развилось прежде всего в Германии и других европейских странах к северу от Альп, находят объяснение многие взгляды, полный отказ от которых уже сейчас можно предвидеть, хотя они все еще оказывают сильное историческое влияние. К ним принадлежит представление о зависимости определенных породообразований от геологического возраста. Эруптивные процессы сопровождают геотектонические движения и следуют за ними. Эти движения, за исключением ранних палеозойских, в Германии и большей части северной Европы имели место преимущественно в конце палеозойской эры и в третичном периоде. Поэтому в горах Германии мы находим преимущественно карбоновые и пермские и затем третичные изверженные породы, которые продолжаются вплоть до новейших лавовых излияний. Вся мезозойская эра была для Германии и ее заальпийских соседей периодом вулканического покоя. Благодаря этому привыкли проводить различие между излившимися породами палеозойского времени, с одной стороны, и третичными и новейшими — с другой. Представление о различии этих групп подкрепляется определенными внешними и вторичными различиями в облике, вызванными отчасти воздействием атмосферных и других метасоматических факторов и, далее, тем обстоятельством, что у палеозойских излившихся пород так часто отсутствуют — или присутствуют в измененном виде вследствие их легкой разрушаемости — характерные вулканические явления, сопровождающие эффузию (туфы, лапилли, бомбы, шлаки). Дальнейшей очень сильной опорой представления о большом значении геологического возраста для излившихся пород является тот факт, что на них за все время их существования гораздо яснее заметен отпечаток *времени*, чем на глубинных породах. Весьма часто они расположены приблизительно или даже совершенно параллельно внутри осадочных образований и таким образом представляют собой интегрирующие части осадочных формаций. Было бы совершенно необоснованно пренебрегать временем возникновения излившихся и вообще всех изверженных пород. Точное определение его имеет огромнейшее значение для истории земли; однако не следует увлекаться взглядом, что природа структуры изверженных пород зависит от их возраста. Для подкрепления такого взгляда в учении о породах не имеется ни одного факта, а рассуждение показывает его несостоятельность.

Встречаются, напр., порфировые излившиеся породы с интерсертальной структурой, состоящие главным образом из лабрадора, бедного глиноземом пироксена, оливина и железной руды, имеющие идентичный химический состав в кембрийских породах Уэльса, силурийских породах Швеции, девонских Австралии, в карбоне северной Англии, в перми Саарской области, в триасе южных Альп и штата Коннектикут, в мелу Либанона, в миоцене Германии и среди современных лав многочисленных вулканов. Мы называем их по их дотретичному, третичному и новейшему возрасту соответственно оливиновыми диабазами, мелафирами, базальтами и базальтовыми лавами. Если освободиться от предубеждения, что базальтовые лавы по существу отличаются от базальтов, то следует также признать, что буроугольный базальт не является чем-то специфически иным, чем меловые, триасовые, пермские и карбоновые базальты, называемые нами мелафирами, или чем девонские, силурийские и кембрийские базальты, называемые нами оливиновыми диабазами. Различия, которые мы должны в некоторых случаях признать, развились во время метасоматического периода благодаря более длинному или более короткому более или менее энергичному воздействию атмосферных агентов или горообразующих процессов.

Во всяком случае мы имеем некоторое право вывести положение, что нам неизвестны излившиеся породы возраста так называемого архейского основания (Grundgebirge). Возможность проверки этого положения представится при рассмотрении кристаллических сланцев.

В то время как у поверхностных излияний точное определение времени их извержения дается в известных пределах установлением возраста их лежачего и висячего боков, применение этого метода для определения возраста глубинной породы и интрузивной залежи послужило бы источником ошибок. Интрузивная залежь карбоновых слоев может быть любого возраста от карбона до настоящего времени, лакколит в силурийских отложениях — любого возраста от силура и выше.

Для определения возраста изверженной породы из ее тектонической связи следует учитывать, обязана ли она своим теперешним положением между слоями акту извержения как таковому или же она достигла его благодаря движениям в земной коре более молодым, чем ее извержение. Мы бы ошибались, если бы считали граниты Сен-Готарда более молодыми, чем юра, на том основании, что они как бы пересекают юрские слои. Они приняли такое (секущее) положение лишь благодаря более молодому складкообразованию в Альпах, чем лейас Андерматта.

§ 54. Весьма большое геологическое значение имеет вопрос, изменялась ли заметно природа вещества изверженных магм в течение всей истории Земли. Мы в самом деле знаем отдельные случаи, когда определенные изверженные магмы могут быть обнаружены лишь в определенные периоды истории Земли. Напр. в позднейшие периоды истории нашей Земли отсутствуют изверженные магмы, совершенно не содержащие щелочей. Однако нужно помнить, что знания о составе всей земной коры иногда очень недостаточны, что имеются большие совершенно не исследованные области, что далее мы имеем часто лишь неточные сведения о времени образования изверженных пород и что в неблагоприятнейшем случае такие кажущиеся различия являются единичными и их число уменьшается по мере развития исследования Земли. В общем и целом можно с достаточным основанием утверждать, что различные изверженные магмы встречаются в различных периодах и что нет какой-либо определенной связи между известными типами изверженных магм и определенным периодом истории Земли. Однако на вопрос о том, изменяются ли относительная частота и масса различных типов изверженных пород со временем, в настоящее время нельзя ответить с уверенностью. Из статистических сводок о географическом распространении и возрасте щелочных и известково-щелочных горных пород вытекает, что последние как-будто с течением времени уступают первым. Между тем здесь опять следует напомнить о различных сомнительных определениях возрастов пород и нашем недостаточном знании больших частей земной поверхности. Надо также сказать, что и среди извергаемых продуктов действующих вулканов господствуют без сомнения андезитовые и базальтовые породы известково-щелочного ряда.

Систематика изверженных горных пород

§ 55. Согласно § 4, породы на основании их генезиса делятся на три больших класса — изверженные, осадочные и метаморфические. Дальнейшая классификация изверженных пород, удовлетворяющая названию естественной, должна рассматривать в качестве определяющих факторов

геологическое положение, структуру, а также минералогический и химический состав. Геологическая форма нахождения ведет к тройному разделению—на глубинные, жильные и эффузивные породы: она, как следует из предыдущих параграфов, имеет такое сильное влияние на развитие главных структурных форм, что в этом тройном разделении принимается в расчет одновременно и второй фактор — структура. Более тонкие структурные различия, которые наблюдаются лишь под микроскопом, можно учитывать в номенклатуре низших подразделений. Наибольшие, самые существенные и по всей их форме проявления наиболее различные классы глубинных и эффузивных пород подразделяются в дальнейшем на семейства по минералогическому составу, по существенным составным их частям.

§ 56. Среди *глубинных пород* различают следующие:

1. *Семейство гранитов*, характеризуемое преобладанием щелочных полевых шпатов и обилием кварца.

2. *Семейство сиенитов*, характеризуемое преобладанием щелочных полевых шпатов при малом содержании или отсутствии кварца.

3. *Семейство элеолитовых и лейцитовых сиенитов:* наряду с щелочными полевыми шпатами содержится лейцит, нефелин (элеолит) или один из представителей этих силикатов.

4. *Семейство диоритов:* преобладающие кислые* известково-натровые полевые шпаты сопровождаются биотитом, роговой обманкой и пироксеном: кварц может находиться или отсутствовать.

5. *Семейство габбро и норитов:* основной плагиоклаз связан с диаллагом, ромбическим пироксеном или роговой обманкой; кварц отсутствует совсем или содержится в весьма незначительном количестве; часто присутствует оливин.

6. *Семейство эссекситов:* богатые щелочами породы характера авгитового диорита; нефелин или близкие ему минералы появляются в виде акцессорных.

7. *Семейство шонкинитов и тералитов:* наряду с калиевым полевым шпатом или плагиоклазом наблюдается нефелин или лейцит при большом содержании цветных составных частей.

8. *Семейство миссуритов и фергуситов:* бесполевошпатовые смеси из лейцита и пироксена в присутствии оливина или без него.

9. *Семейство бесполевошпатовых нефелиновых и содалитовых пород:* безоливиновые или оливинсодержащие смеси из нефелина или содалита и пироксена.

10. *Семейство анортозита* и пород, почти исключительно состоящих из основного плагиоклаза.

11. *Семейство перидотитов и пироксенитов* охватывает все глубинные породы, не содержащие бесцветных составных частей.

§ 57. В эффузивных породах в настоящее время различают еще по геологическому возрасту дотретичный ряд *(палеовулканические эффузивные породы)*, третичный и послетретичный (ряд *неовулканические эффузивные породы)*. Главные подразделения различают, имея всегда в виду неовулканические породы, когда они отличимы от палеовулканических:

---

* [Под термином «кислые» автор предполагает здесь, очевидно, №№ плагиоклазов от близких к № 30 до № 50; следовало бы сказать поэтому не «кислые», а «промежуточные».]

1. *Семейство липаритов, пантеллеритов, комендитов,* а также *кварцевых порфиров*—отвечает семейству гранитов среди глубинных пород.

2. *Семейство трахитов и бескварцевых порфиров* — отвечает сиенитам.

3. *Семейство фонолитов и лейцитофиров* — отвечает эleолитовым и лейцитовым сиенитам.

4. *Семейство дацитов и кварцевых порфиритов* — отвечает кварцевым диоритам.

5. *Семейство андезитов и порфиритов* — отвечает диоритам.

6. *Семейство базальта,* так же как *мелафира и диабаза* — отвечает габбро. К ним примыкает

7. *Семейство пикрит-порфирита,* отвечающее перидотитам.

8. *Семейство трахи-долеритов,* соответствующее эссекситам.

9. *Семейство тефрита и базанита,* отвечающее шонкинитам и тералитам.

10. *Семейство лейцитовых пород,* соответствующее миссуритам и фергуситам.

11. *Семейство нефелиновых пород,* отвечающее бесполевошпатовым нефелиновым породам.

12. *Семейство мелилитовых базальтов.*

13. *Семейство лимбургита и авгитита* — отвечает одному подотделу тералита.

14. *Лампрофировые эффузивные породы.*

§ 58. В *жильных породах* очень существенную роль играет вещественная зависимость от глубинных пород, в сопровождении которых они появляются. Как уже указывалось в § 32, жильные породы разделяют на *ахистовые* и *диахистовые,* а последние вновь на *аплитовые,* или *лейкократовые,* и *лампрофировые,* или *меланократовые.* Дальнейшая классификация жильных пород производится по минералогическому составу и структуре.

§ 59. В специальной части настоящей книги описание семейств пополнено таблицами анализов. Из этих таблиц видно, что химический состав одного и того же семейства колеблется в широких пределах. Причина этого заключается в том, что при определении названия семейства учитывался только *качественный,* но не *количественный* минералогический состав. В последнее десятилетие пытаются расширить и углубить классификацию еще и с этой точки зрения. Этого можно достичь, или давая количественный минералогический состав или вводя в классификацию какой-либо химический фактор, из которого минералогический состав, по крайней мере в главных чертах, может вытекать.

Количественный минералогический состав может быть определен либо непосредственно измерением либо, как в некоторых благоприятных случаях, путем пересчета валового анализа. Впервые геометрический метод измерения был применен Делессом и затем упрощен и одновременно усовершенствован Розивалем (Rosiwal. Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt. Wien, 143 Bd., 1898). Делесс исходил из того, что в массивных породах объемы составных частей относятся как площади их в произвольном сечении породы; он сводит измерение объема к измерению площади. Последнее может быть осуществлено в грубозернистых породах путем непосредственного измерения одной или нескольких плоскостей разреза, а в тонкозернистых — путем измерения планиметром отраженной посредством

camera lucida картины породы в шлифе под микроскопом. Розиваль заменяет измерение площадей измерением линий. Он проводит достаточно длинную, в остальном произвольную линию (индикатриссу) по плоскости сечения и измеряет поперечники зерен различных минералов, лежащих по этой линии. Суммарный поперечник одного минерала соответствует занимаемой им части на плоскости и его объему в пространстве. Из объемных соотношений можно, учитывая удельные веса, получить соотношения масс. По Розивалю возможно определить состав породы с точностью до 1%, когда линия промера (индикатрисса) в 100 раз длиннее, чем средний поперечник зерен минералов. В ориентированно сложенных, а не массивных породах нужно производить измерения в трех взаимно перпендикулярных плоскостях. Хиршвальд (Zentralbl. f. Min., 1904) сконструировал для такого рода измерений особый «окуляр-планиметр». В этом окуляре в фокусной плоскости главной линзы находится нацарапанная на стекле неподвижная ордината и могущая двигаться в бок абсцисса; обе линии снабжены мелкими делениями. Абсцисса служит линией промера (индикатриссой); благодаря тому, что ее можно передвигать вдоль ординаты на постоянную величину, регулируемую по величине зерна, она может быть произвольно удлинена. [1]

§ 60. Более точное вычисление количественного минералогического состава из валового анализа возможно лишь тогда, когда известны характер и состав отдельных компонентов. Минералы, состав которых не является постоянным, должны быть сперва выделены и проанализированы. Если последнее невозможно, то для них нужно взять нормальный состав и удовлетвориться неточным результатом.

	I	II	III
SiO_2	77,34	128,90	77,35
Al_2O_3 . . .	14,26	13,98	14,27
Fe_2O_3 . . .	0,94	0,59	0,94
MgO	0,08	0,20	—
CaO	0,83	1,48	0,83
Na_2O . . .	2,45	3,95	3,60
K_2O	4,82	5,13	4,82
H_2O	0,28	1,56	0,28
	101,00	155,79	102,09

Весьма простой пример дает ход пересчета. Согласно микроскопическим исследованиям аплит состоит из кварца, ортоклаза и небольших количеств кислого плагиоклаза, мусковита и железного блеска. Считая процентные количества анализа (I) в округленных молекулярных весах: 60 для SiO_2, 102 для Al_2O_3, 160 для Fe_2O_3 и т. д., мы получаем приведенные в столбце II и для большей наглядности увеличенные

[1] О новом сконструированном Шэндом приборе и его применении к методу измерения Розиваля см. Journ. of Geol., t. 24, 1916, p. 394. [О способах измерения, возможной и достижимой точности см. В. Н. Лодочников. Основы микроскопических методов исследования кристаллического вещества. Изд. 2, Всехимпром, Л., 1933.]

в 100 раз молекулярные коэфициенты. [1] Они дают молекулярные количественные соотношения окислов в породе. Опуская небольшое количество MgO, содержащееся в слюде, и обозначая количество калиевой полевошпатовой молекулы $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ через x, натровой полевошпатовой молекулы через y, анортитовой молекулы через z, мусковитовой молекулы $2H_2O \cdot K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ через u, железного блеска через v и кварца через w, получаем следующие уравнения:

1. $6x + 6y + 2z + 6u + w = 128{,}90$ (для SiO_2)
2. $x + y + z + 3u = 13{,}98$ (для Al_2O_3)
3. $v = 0{,}59$ (для Fe_2O_3)
4. $z = 1{,}48$ (для CaO)
5. $y = 3{,}95$ (для Na_2O)
6. $x + u = 5{,}13$ (для K_2O)
7. $2u = 1{,}56$ (для H_2O).

Для определения шести неизвестных имеется семь уравнений. Если анализ правилен, порода совершенно свежа и состав компонентов соответствует приведенным формулам, то естественно, что безразлично, какие шесть уравнений выбрать для определения неизвестного. В данном случае дело обстоит иначе. Если определять y из уравнений 2, 4, 6 и 7, то получается 5,81, в то время как из уравнения 5 y должно равняться 3,95; если подсчитать левую часть уравнения 2 из уравнений 4, 5, 6 и 7, то получается 12,12 вместо 13,98. Уже из молекулярных коэффициентов столбца II можно заключить, что семь уравнений не удовлетворены одновременно, так как согласно формуле для составных частей должно существовать равенство: $CaO + Na_2O + K_2O + H_2O = Al_2O_3$.

Решая уравнения 1, 2, 4, 6 и 7, получаем:

$x = 4{,}35$	молекулы	калиевого полевого шпата,	соответствующие	23,19%
$y = 5{,}81$	„	натрового полевого шпата	„	30,44%
$z = 1{,}48$	„	известкового полевого шпата	„	4,11%
$u = 0{,}78$	„	мусковита	„	6,21%
$v = 0{,}59$	„	железного блеска	„	0,94%
$w = 60{,}30$	„	кварца	„	36,18%
				101,07%

и при обратном пересчете — процентное содержание, приведенное в столбце III. Разница по сравнению с I целиком падает на Na_2O, в то время как числа для остальных окислов принимаются правильными.

Схема пересчета, показанная на стр. 88, более наглядна. Первый ряд вновь дает состав породы в весовых процентах и молекулярных процентах. Из H_2O и MgO, которые могут содержаться только в слюде, вычитают их количества, исходя из предположения, что слюда состоит из молекул $K = 2H_2O \cdot K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ и $M = 2MgO \cdot SiO_2$. Для образования слюды в молекуле K требуется 1,56 молекул H_2O, 0,78 мол. K_2O, 2,34 мол. Al_2O_3 и 4,68 мол. SiO_2, далее в молекуле M 0,20 мол. MgO, 0,10 мол. SiO_2. Из остатка калия 5,13—0,78 = 4,35 мол.

[1] Округленные молекулярные веса совершенно достаточны для вычисления состава пород. Таблица молекулярных коэффициентов дана в работе: A. Osann. Beiträge zur chemischen Petrographie, I. Teil. Stuttgart, 1903.

	SiO_2		Al_2O_3		Fe_2O_3		MgO		CaO		Na_2O		K_2O		H_2O		Сумма	
	Проц.	Мол.	Проц.	Мол.	Проц.	Мол.	Проц.	Мол.	Проц.	Мол.	Проц.	Мол.	Проц.	Мол.	Проц.	Мол.	Проц.	Мол.
Аплит	77,34	128,90	14,26	13,98	0,94	0,59	0,08	0,20	0,83	1,48	2,45	3,95	4,82	5,13	0,28	1,56	101,00	155,79
Мусковит . . .	2,81	4,68	2,39	2,34	—	—	—	—	—	—	—	—	0,73	0,78	0,28	1,56	6,35	9,66
	0,06	0,10	—	—	—	—	0,08	0,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
К-полевой шпат	15,66	26,10	4,44	4,35	—	—	—	—	—	—	—	—	4,09	4,35	—	—	24,19	34,80
Na-полевой шпат	14,22	23,70	4,03	3,95	—	—	—	—	—	—	2,45	3,95	—	—	—	—	20,70	31,60
Са-полевой шпат	1,78	2,96	1,51	1,48	—	—	—	—	0,83	1,48	—	—	—	—	—	—	4,12	5,92
Железный блеск .	—	—	—	—	0,94	0,59	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,94	0,59
Кварц	42,81	71,36	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	42,81	71,36
Σ	77,34	128,90	12,37	12,12	0,94	0,59	0,08	0,20	0,83	1,48	2,45	3,95	4,82	5,13	0,28	1,56	99,11	153,93
Разница . . .	—	—	+1,89	+1,86	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	−1,89	−1,86

вычисляют калиевый полевой шпат, из Na_2O и CaO — альбитовые и анортитовые молекулы и т. д. Неиспользованный при пересчете SiO_2 может существовать лишь в виде кварца.

При этом пересчете исходят из щелочей, воды и извести, вследствие чего получаем для Al_2O_3 помещенную в последней строке схемы разницу в 1,86 мол. проц. $= Al_2O_3 - (CaO + Na_2O + K_2O + H_2O)$ в молекулярных коэффициентах II. Само собой понятно, что результирующий состав натрового полевого шпата и кварца также отклоняется от вышеприведенного состава.

По данным микроскопического исследования порода содержит лишь немного двойников полевого шпата со свойствами олигоклаза Ab_2An_1, остаток натрового полевого шпата должен находиться в ортоклазе, и поэтому порода состояла бы из 6,35% мусковита, 40,69% ортоклаза, 8,32% олигоклаза, 0,94% железного блеска, 42,81% кварца. Отсюда ее приблизительный удельный вес должен был бы определиться из уравнения

$$\frac{6,35}{2,80}+\frac{40,69}{2,56}+\frac{8,32}{2,64}+\frac{0,94}{4,50}+\frac{42,81}{2,65}=\frac{100}{d}$$

как $d = 2,626$. Пикнометрическое определение дало $d = 2,613$. Такое хорошее совпадение произошло вероятно благодаря тому, что содержание глинозема, определенное анализом, слишком велико.

Уже этот простой пример показывает, что на результаты такого пересчета сильно влияют два фактора — верность анализа и степень сохранности породы; первый может быть до известной степени исключен, второй исключить нельзя. Если в расчет входит много минералов с переменным и точно не известным составом, то задача естественно усложняется. Далее следует всегда помнить, что состав одной и той же породы колеблется внутри одного и того же геологического тела даже в пределах одного и того же обнажения.

Чтобы получить представление о среднем составе породы, не удовлетворяются анализом одного образца, но смешивают пробы, взятые из различных мест тела породы.

§ 61. С целью введения химического фактора в классификацию изверженных пород рекомендуется вывести из валового анализа немногие и поэтому легко просматриваемые числа, которые в главных общих чертах дают представление о количественном минералогическом составе породы, а также позволяют определить магматическое родство или различие пород. Эти величины должны выражаться краткой формулой и наглядно изображаться графически, породы с одинаковыми или похожими формулами объединяются в химические типы. Данная здесь система тесно соприкасается с так называемой теорией ядер (Kerntheorie) Розенбуша.

Розенбуш при развитии своей теории ядер * исходит из однородной первоначальной магмы; путем последовательного расщепления из нее выводятся магмы известных нам изверженных пород. Процессы расщепления происходят не произвольно, а под влиянием химического сродства. «Причину того, что некоторые магмы распространены везде, а другие отсутствуют, можно искать только в том, что в расплавах вещества взаимно друг друга ограничивают в определенных количественных отношениях и исключают». Чтобы познать эту закономерность, Розенбуш пересчитал большое количество анализов изверженных пород на молекулярные коэффициенты и атомные проценты металлов. При их сравнении резко выделяется ограниченная группа нефелиновых сиенитов (и фонолитов), в которых металлическое ядро (Na, K) $AlSi_2$ почти целиком вытесняет остальные металлы. Господствующую в этих породах магму Розенбуш называет фоянитовой магмой — Foyaitmagma (φ). Эта фоянитовая магма обладает способностью растворять Si, причем она переходит в гранитовую магму (γ), материнскую магму щелочных гранитов, щелочных сиенитов и их эффузивных аналогов. Гранито-диоритовые магмы (δ) образуются из гранитовых магм благодаря поглощению последними переменного количества ядра $CaAl_2Si_4$ и со своей стороны обладают способностью растворять свободное от Al ядро R″Si, в котором R″ состоит существенным образом из Fe и Mg. В габбровых магмах (ψ) свободные от глинозема ядра R″Si и R_2″Si еще сильнее противостоят ядрам (Na,K)$AlSi_2$ и $CaAl_2Si_4$, а в перидотитовых магмах (π) они преобладают над последними. Наконец тералитовые магмы (ϑ) отличаются от габбровых магм бо́льшим количеством щелочей. Ядра (Na,K)$AlSi_2$ и $CaAl_2Si_4$ заменены в них частично или целиком ядрами (Na,K)AlSi и $CaAl_2Si_2$. Важно то, что из φ, γ и ϑ образуются щелочные породы, из δ-, ψ-, и π-магм — известково-щелочные породы. Более подробно изложена теория ядер в работах Розенбуша: Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine (Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitt., 1890, Bd. 11, S. 144) и Elemente der Petrographie, 1909, 3 Aufl., S. 224.

Основанием нашей системы (A. Osann. Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine (Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitt., 1900, Bd. 19, S. 351; Bd. 20, S. 394; Bd. 21, S. 365; Bd. 22, S. 322) и Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine, Teil I und II. Abhandl. d. Heidelberger Akad. d. Wissensch. 1919 u. 1920) являются следующие опытные положения:

1. Нормальным изверженным породам чужды чистые силикаты глинозема. Глинозем в изверженных породах стремится образовать силикаты лишь в соединении с другими основаниями, причем *в первую очередь* со щелочами, *во вторую* с известью и лишь *в третью* с магнезией и окислами железа.

2. В главнейших рассматриваемых щелочных и известковых алюмосиликатах, ортоклазе, альбите, лейците, нефелине и анортите ни глинозем ни тем более щелочи и известь изоморфно не заменяются в более или менее значительном количестве другими основаниями. Лишь когда ще-

* [В настоящее время эта теория никем не разделяется.]

лочей больше, чем глинозема, последний заменяется другими основаниями и в первую очередь Fe_2O_3 в молекуле эгирина.

3. Среди переименованных в п. 2 минералов глинозем и окись железа находятся со щелочами и известью в простом молекулярном отношении 1 : 1. Небольшие отклонения от этого соотношения имеют место в содалите, гаюине, нозеане и канкринite.

Соответственно этим положениям при приведении главных веществ к нескольким характеристическим величинам исходят из щелочей, извести и глинозема. Так как у большинства изверженных пород глинозема больше, чем щелочей, и одновременно глинозема меньше, чем в сумме щелочи + известь, то прежде всего мы дадим метод вычисления характеристических величин для этого случая (остальные случаи см. § 63). В основу вычислений положены молекулярные проценты.

1. Щелочи объединяются с глиноземом в *атомную группу* $A = (Na,K)_2O \cdot Al_2O_3$. Эта группа соответствует свободным от кремния ядрам Розенбуша $(Na,K)AlSi_2$ и $(Na,K)AlSi$.

2. Остаток глинозема соединяется с известью в *атомную группу* $C = CaO \cdot Al_2O_3$, соответственно свободным от кремния ядрам $CaAl_2Si_4$ и $CaAl_2Si_2$.

3. Остаток извести складывается с MgO и FeO и образует *атомную группу* F. Она соответствует свободным от кремния ядрам $R''Si$ и $R_2''Si$.

MnO всегда соединяют с FeO, а BaO и SrO — с CaO, Li_2O — с Na_2O. Отношение Fe_2O_3 и FeO даже у химически близких изверженных пород сильно колеблется и зависит в большой степени от состояния породы. Как показано Маузелиусом и Хиллебрандом, часть закиси железа даже в трудно подвергающихся воздействию силикатах переходит в высшие окислы уже при раздроблении в тонкий порошок на воздухе, * как это обычно делается при изготовлении материала для анализа, так что до 40% FeO может перейти в Fe_2O_3. Поэтому при пересчете вся Fe_2O_3 переводится в FeO и относится к атомной группе F. В металлических ядрах Розенбуша также не делается различия между двух- и трехвалентным железом. Негигроскопическая вода H_2O^* частично первичного происхождения, частично содержится в продуктах разложения. Сосчитать эти количества каждое отдельно — трудно, и роль, какую играет первая в составных частях, также еще не достоверна. Поэтому при подсчете вода совершенно исключается.

4. Атомным группам A, C и F, содержащим все основные окислы, противопоставляют в виде атомной группы $s = (Si, Ti, Zr)O_2$, т. е. всю кремнекислоту в совокупности с TiO_2 и ZrO_2. Молекулярное содержание P_2O_5 как правило так ничтожно, что его можно опустить, не влияя существенно на результат вычислений. Если его считают, то дают отдельно рядом с s. О расчетах в связи с Cl, SO_3 и CO_2, содержащихся в первичных частях, содалите, нозеане и канкринite, см. ниже.

5. Отношение щелочей $Na_2O : K_2O$ выражается *коэффициентом* n, дающим молекулярное количество Na_2O в приведенной к 10 сумме щелочей. Согласно этому $n = \frac{10Na_2O}{(Na,K)_2O}$, обычно его округляют до десятых. По содержанию щелочей разделяют изверженные породы на 5 рядов: ряд α — с $n > 7{,}5$, ряд β — с $n < 7{,}5$ и $> 5{,}5$, ряд γ — с $n < 5{,}5$ и $> 4{,}5$, ряд δ — с $n < 4{,}5$ и $> 2{,}5$ и ряд ε — с $n < 2{,}5$. У пород с преобладающим натрием $n > 5{,}0$, с преобладающим калием $n < 5{,}0$.

Пять величин: A, C, F, s и n — служат для химической и количественно минералогической характеристики изверженной породы.

---

* [Чем мельче порошок, тем больше он адсорбирует воду из воздуха. Кислород этой воды вероятнее всего и переводит FeO в Fe_2O_3 при манипуляциях анализа.]

Атомные группы A, C *и* F *дают хотя и не точную, но во всяком случае очень близкую меру для отношения количеств щелочных полевых шпатов (включая фельдшпатиды), известкового полевого шпата и так называемых темных составных частей, составляющих породы.* Из n, учитывая также фельдшпатиды, можно видеть отношение калиевого полевого шпата к натровому полевому шпату. При этом может быть приведена для объяснения и картина породы, наблюдаемая под микроскопом.

К фельдшпатидам наравне с нефелином, лейцитом и родственными им минералами принадлежит также щелочная молекула слюды. В группе C рядом с анортитовой молекулой содержится у бедных кремнекислотой пород небольшое количество пироксеновых молекул Чермака. В F наравне с орто- и метасиликатами содержится руда, а также известь титанита и апатита.

6. Дальнейшей вспомогательной величиной является коэффициент кремнекислоты k. Он дает отношение всей кремнекислоты s к количеству ее, содержащемуся в A, C и F в предположении, что A и C связаны только в полевых шпатах, F—в метасиликатах. Согласно этому $k = \frac{s}{6A + 2C + F}$; из k, также при учете микроскопических данных, можно сделать заключение о богатстве кварцем, о количественном соотношении орто- и метасиликатов и др. Если $k > 1$, значит голокристаллическая изверженная порода содержит свободную кремнекислоту.

Из предыдущего вытекает общее соотношение $s + 2A + 2C + F = 100$. Так как s дается в молекулярных процентах, то имеет значение не абсолютная величина A, C и F, а относительная, т. е. их отношение; первая всегда может быть из него вычислена. Для графического изображения этого отношения (§ 64) A, C и F приводят к постоянной сумме 30 (раньше брали 20) и обозначают полученные таким путем и округленные до половины величины через a, c и f. Таким образом химическая характеристика породы дается величинами s, a, c, f и n, а ее формула имеет вид $s_v a_w c_x f_y n_z$.

§ 62. Пусть примером вычисления служит роговообманковый гранит Ильзеталя из Гарца. Из I столбца анализа делением на молекулярные веса получаем молекулярные коэффициенты (столбец II), а приведением их к сумме 100 — молекулярные проценты (столбец III). Как видно уже из сопоставления молекулярных коэффициентов, Al_2O_3 > щелочей и < (щелочи + известь). Fe_2O_3 переводят в FeO и соединяют с последним (= 8,50 FeO). H_2O и SO_3 опущены, P_2O_5, напротив, вычисляется совместно.

Из столбца III имеем:

$$s = 67{,}65 + 0{,}69 = 68{,}34$$

	I	II	III
SiO_2	60,11	1,0018	67,65
TiO_2	0,82	0,0102	0,69
Al_2O_3	15,93	0,1562	10,55
Fe_2O_3	2,04	—	—
FeO	6,66	0,1181	7,97
MgO	1,22	0,0305	2,06
CaO	3,25	0,0580	3,92
Na_2O	3,65	0,0589	3,98
K_2O	4,18	0,0445	3,00
H_2O	1,78	—	—
P_2O_5	0,37	0,0026	0,18
SO_3	0,27	—	—
	100,28	1,4808	100,00

$$A = 3{,}98 + 3{,}00 = 6{,}98$$
$$C = 10{,}55 - 6{,}98 = 3{,}57$$
$$F = 7{,}97 + 2{,}06 + (3{,}92 - 3{,}57) = 10{,}38$$

Далее находим:

$a = 10$, $c = 5$, $f = 15$
$n = 5{,}7$ (ряд β). Содержание $P_2O_5 = 0{,}18$ мол. проц.
$k = \frac{68{,}34}{59{,}40} = 1{,}15$. Формула породы $s_{68,5}a_{10}c_5f_{15}n_{5,7}$.

Из коэффициентов видно, что кварц, хотя и не в обильном количестве, но содержится. Порода с 60,11% SiO_2 является довольно основным гранитом. Если бы мы пренебрегли P_2O_5 еще до вычисления молекулярных коэффициентов, то s был бы примерно на 0,1 больше, а a, c и f остались бы прежними. Короче можно расположить молекулярные коэффициенты следующим образом:

$$SiO_2 + TiO_2 = 1{,}0120$$
$$Al_2O_3 = 0{,}1562$$
$$\text{Щелочи} = 0{,}1034$$
$$\text{Известь в } C = 0{,}0528$$
$$\text{Остаток извести} + MgO + FeO = 0{,}1538$$
$$P_2O_5 = 0{,}0026$$
$$\Sigma = 1{,}4808$$

и лишь потом перевести в проценты.

§ 63. У сильно щелочных пород часто щелочи $> Al_2O_3$, и анализ «недосыщен» глиноземом. Тогда микроскоп в большинстве случаев обнаруживает обильное появление содержащих щелочи пироксенов и амфиболов. Обычно здесь избыток щелочей (над глиноземом) соединяется с Fe_2O_3 в атомную группу $Na_2O \cdot Fe_2O_3$ и последняя относится к A; таким образом молекула эгирина причисляется к представителям полевых шпатов. Очень редко случается (особенно в присутствии арфведсонита или энигматита), чтобы самих щелочей было больше, чем $Al_2O_3 + Fe_2O_3$. Тогда оставшееся после образования $(Na,K)_2O \cdot Al_2O_3$ и $Na_2O \cdot Fe_2O_3$, обычно небольшое количество щелочей лучше всего соединить в атомную группу $2Na_2O \cdot 2FeO$ и присоединить к A. В обоих случаях, конечно, $c = 0$.

Недосыщение глиноземом может иметь место в очень богатых содалитом, или нозеаном, или канкринитом породах. В Гренландии известны содалитовые сиениты с бо́льшим чем 50% содержанием содалита. При расчете опускают SO_3, Cl и CO_2, а также вычитают эквивалентные количества Na_2O (соответственно CaO) уже при вычислении молекулярных коэффициентов. Названные минералы согласно этому принимаются при пересчете за нефелин.

Третий случай. Когда Al_2O_3 больше, чем сумма щелочи + известь, порода «пересыщена» глиноземом. Если избыток глинозема T (над щелочью + известь) меньше, чем 0,5 мол. проц., то им можно пренебречь, не изменяя этим особенно формулы породы; если он достигает большей величины, то следует попробовать найти причину пересыщения и в зависимости от нее исправить вычисление. Проще всего получаются отношения при содержании первичного мусковита, какой находится в аплитах и кислых гранитах. Здесь в качестве заместителя щелочей вводят H_2O. Другая причина пересыщения может быть вызвана разложением, ресорбцией глинистых включений или обусловлена ошибками анализа. Как показывает рассмотрение приведенной в § 61 литературы, безошибочного метода расчета вообще нет. Неверные анализы и анализы сильно измененных (разложенных) пород не годятся ни для какой химической классификации.

§ 64. Для графического изображения характеристичных коэффициентов породы a, c и f Озанн пользуется равносторонним треугольником со сторонами, приравниваемыми к 30. Не может быть никакого сомнения, что эта косоугольная система координат гораздо менее удобна, чем предлагаемая ниже прямоугольная [подробности см. В. Н. Лодочников. Простейшие способы изображения многокомпонентных систем. «Известия Института физико-химического анализа», II, вып. 2 (1924 г.), стр. 255 — 351 и III, вып. 1 (1926 г.), стр. 42 — 161]: 1) геометрические преимущества последней бесспорны; 2) для изготовления диграммы не требуется побочной работы составления треугольной сети, так как квадратно-клетчатая бумага везде под руками; 3) способ чтения моей диаграммы гораздо удобнее, и результат нагляднее.

Возьмем квадрат со стороною, равною 30 выбранным линейным единицам (за каждую такую единицу можно выбрать любое число клеток квадратно-клетчатой бумаги). Если в таком квадрате провести диагональ FC (см. диаграмму I в конце книги и § 170), то каждая точка в пределах треугольника ACF даст совершенно определенное отношение между коэффициентами a, c и f, если откладывать эти коэффициенты *всегда в определенном порядке*. Всюду в дальнейшем порядок таков: c, затем a и затем f. Пусть требуется изобразить отношение $c_9a_{15}f_6$. В прямоугольной системе координат с началом в точке A диаграммы откладываем точку с абсциссой c = 9 и ординатой f = 6; тогда точка (24) таблицы I и выразит требуемое соотношение: если через эту точку (24) провести линию, параллельную основанию квадрата, то начиная слева до точки 24 будем иметь c = 9, от точки пересечения этой линии с диагональю FC до правой стороны квадрата f = 6, так как, по свойству равнобедренного прямоугольного треугольника, ордината f = 6 как раз будет равна отрезку прямой от диагонали квадрата до правой его стороны; в таком случае отрезок проведенной прямой от точки (24) до диагонали даст как раз [30 — (6 + + 9)] = 15. Если требуется — еще один пример — изобразить c = 0, a = 24 и f = 6, то по абсциссе c = 0 и ординате f = 6 находим точку (12) таблицы I, дающей как раз требуемое отношение. Так как порядок отложения c, a, f дается на диаграмме, то сразу видно, что для всех точек на стороне AF квадрата c = 0, на стороне AC — f = 0 и на диагонали FC — a = 0; проводя мысленно прямую параллельную основанию через данную точку, сразу же видно различие между отрезками c, a и f, так как они располагаются на этой прямой: от левой стороны до данной точки имеем c, от данной точки до диагонали — a и от диагонали до правой стороны—f. В углах квадрата—A дает $c_0a_{30}f_0$, F—$c_0a_0f_{30}$ и C—$c_{30}a_0f_0$.*

Медианы делят проекционный треугольник на равные секстанты, обозначаемые I — VI. Для точек внутри секстантов

I	всегда	. . . . . a > c > f
II	»	. . . . . a > f > c
III	»	. . . . . f > a > c
IV	»	. . . . . f > c > a
V	»	. . . . . c > f > a
VI	»	. . . . . c > a > f

* [Этим способом можно точно также очень удобно изображать химизм пород по способу Левинсон-Лессинга—см. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Петрография, Л. 1934.]

Прямыми линиями, соединяющими основания медиан, проекционный треугольник делится на 4 более мелких треугольника: центральный, верхний и два нижних — левый и правый. В верхнем мы имеем всегда $f > a + c$, в левом нижнем $a > c + f$ и в правом нижнем $c > a + f$. Как будет показано ниже, проекционные точки пород различных семейств распределены характеристическим образом в секстантах.

§ 65. Как уже упоминалось в § 5, делались попытки установить статистическим путем (при определенных предположениях) средний состав доступной нашим наблюдениям земной коры. Такие вычисления производились Кларком и Вашингтоном с почти одинаковыми результатами, и считается, что они дают очень близкую картину средней магмы M, из которой должны быть выведены все известные изверженные породы. Числа столбцов I и II представляют результаты вычислений Кларка и Вашингтона, III — их средние и IIIa — соответствующие молекулярные проценты (при опускании H_2O и P_2O_5 и переводе всего железа в FeO). Из IIIa получаем:

$$s = 65{,}78,\quad A = 6{,}03,\quad C = 3{,}95,\quad F = 14{,}26$$
$$a = 7{,}5,\quad c = 5,\quad f = 17{,}5,\quad n = 6{,}4,\quad k = 1{,}13$$

Согласно этому проекционная точка *M* располагается в III секстанте (табл. I, § 170).

	I	II	III	IIIa
SiO_2	60,57	57,78	60,50	65,06
TiO_2	0,74	1,03	0,90	0,72
Al_2O_3	15,18	15,67	15,77	9,98
Fe_2O_3	2,61	3,31	3,03	—
FeO	3,38	3,84	3,69	5,76
MnO	0,10	0,22	0,16	0,15
MgO	3,93	3,81	3,96	6,39
CaO	4,86	5,18	5,13	5 91
Na_2O	3,45	3,88	3,74	3,89
K_2O	2,98	3,13	3,12	2,14
$H_2O^{+110°}$	1,47	1,42	100,00	100,00
$H_2O^{-110°}$	0,47	0,36		
P_2O_5	0,26	0,37		
	100,00	100,00		

Чтобы ясно видеть отношения изверженных пород к этой средней магме *M*, Озанн (A. Osann. Sitzungsber. Heidelberger Akad., A, 1914, 26 Anhandl.) ввел *топические параметры пород*. В то время как A, C и F даются в абсолютных измерениях, топические параметры A_t, C_t и F_t измеряются соответственными $A_м = 6{,}03$, $C_м = 3{,}95$ и $F_м = 14{,}26$ средней магмы, при этом

$$A_t = \frac{A}{A_м};\quad C_t = \frac{C}{C_м};\quad F_t = \frac{F}{F_м}.$$

Эти соотношения также приводятся к сумме 30 ($a_t + c_t + f_t = 30$) и изображаются проекцией в треугольнике. Топические параметры средней магмы таким образом равны $a_t = 10$, $c_t = 10$, $f_t = 10$, и ее проекционная точка лежит в середине проекционного треугольника; другие

точки претерпевают смещение, слагающееся из приближения к стороне AC и вершине C. Топические значения n_t и k_t соответственно равны $\frac{n}{n_м}$ и $\frac{k}{k_м}$.

§ 66. Другой более детальный метод применялся также Озанном (A. Osann. Petrochemische Untersuchungen. Abhandl. Heidelberger Akad., Math.-naturw. Klasse, 1913, № 2) к большему числу анализов. Автором здесь рассматриваются 4 соотношения веществ:

Отношение . . . . . $SAlF = SiO_2 : Al_2O_3 : (Fe,Mg,Ca)O$

Отношение . . . . . $AlCAlk = Al_2O_3 : CaO : (Na,K)_2O$

Отношение . . . . . $NK = \frac{10Na_2O}{Na_2O + K_2O}$

Отношение . . . . . $MC = \frac{10MgO}{MgO + CaO}$

Оба первых отношения, соединяющим членом которых является глинозем, опять приводятся к сумме 30 и изображаются графически. В треугольнике SAlF изверженные породы заполняют узкое пространство, простирающееся вдоль стороны SF, и составляют почти седьмую часть всего треугольника. Отношение SAlF делит осадочные породы на три больших класса кремнистых пород, глинистых и карбонатовых; проекционные точки здесь лежат частью далеко за пределами площади изверженных пород. Отношение AlCAlk и предыдущее служат вместе взятые для разделения пород на щелочные и известково-щелочные. Дальнейшие четыре соотношения каждое порознь, но особенно их комбинации, показывают важные различия между осадочными породами и, как будет показано ниже, являются весьма полезными при решении вопроса о происхождении кристаллических сланцев.

Глубинные породы

§ 67. Глубинные породы*— голокристаллические с мелким, средним или грубым, реже тонким или крупным зерном. Основная масса (Grundmasse) в них совершенно отсутствует. Там же, где встречается подобие фенокристов и основной массы, — что имеет место особенно часто в кислых типах, — фенокристы лишь немного идиоморфнее основной фанерокристаллической массы, и структура породы скорее порфировидная, чем порфировая. Нормальная структура глубинных пород — гипидиоморфно-зернистая.

---

* [Гораздо осторожнее и потому правильнее было бы называть этот класс термином «интрузивные породы»: едва ли термин «глубинный» может относиться к породам, не очень редко застывающим на глубине в сотню-другую метров под землей (Дэли, Клоос). Так как, кроме того, некоторые породы этого раздела могут получиться даже в мощных поверхностных излияниях (отмечаются породы, не отличимые от габбро, в очень мощных эффузиях) и так как схизолиты (см. ниже, § 171)— тоже породы интрузивные, то наиболее правильным был бы чисто описательный термин *гранолиты* (granum — по-латыни зерно, λίθος — по-гречески камень), т. е. зернистые породы, несмотря на его гибридный по словообразованию характер (более выдержанный в этом отношении термин «хондролиты» (χόνδρος — по-гречески зерно, крупинка) может, к сожалению, вызвать смешение с термином «хондриты», применяемым в минералогии метеоритов). Насчет номенклатуры см. также ниже примечания к § 171, 341 в конце и особенно к § 211.]

Семейство гранитовых [1] пород

§ 68. *Все члены семейства гранитов обладают гипидиоморфнозернистой структурой, нередко переходящей в порфировидную, и характеризуются сочетанием кварца и щелочного полевого шпата. По остальному минералогическому составу они распадаются на две основные группы, резко различающиеся между собой в конечных членах, но связанные постепенными переходами: группу щелочных гранитов и группу известково-щелочных. Как правило, они встречаются в геологически различных провинциях и сопровождаются различными жильными породами.* Из щелочных полевых шпатов встречаются *ортоклаз*, *микроклин*, *альбит*, *микропертит*, *микроклин-микропертит* и иногда *анортоклаз*. В известково-щелочных гранитах, кроме того, всегда присутствует некоторое * количество известково-натрового полевого шпата (олигоклаза, андезина, реже — кислого лабрадора) **, совершенно отсутствующего в настоящих щелочных гранитах.

Характерная комбинация полевых шпатов и кварцев в обеих группах сопровождается минералами семейств *слюд*, *амфиболов* и *пироксенов*, причем количество их больше в группе известково-щелочных гранитов, чем в группе гранитов щелочных. Как постоянные минералы примесей присутствуют небольшие количества железных руд (магнетит, железный блеск, ильменит), апатита и циркона. В качестве случайных примесей встречаются титанит, кордиерит, ортит, топаз и гранат; турмалин част в виде викарирующей примеси.

§ 69. *Ортоклаз* и *микроклин*, которые могут быть различены только оптическим путем, образуют толстые табличатовидные по M = (010) и столбовидные по ребру P/M = [100] индивиды, по большей части мутные и в случае большей свежести адуляровидные. Двойники по карлс-

---

[1] Происхождение слова «гранит» неизвестно. В старинной классической литературе оно не упоминается и появляется впервые в итальянских сочинениях XVI в. в применении ко всем вообще грубозернистым породам. Современное понятие образовалось постепенно и впервые точно формулировано Валлерием: «Saxum e quarzo, spatho scintillante et mica compositum».

Обобщающая сводка минералогического и химического состава гранитов дана Чирвинским (П. Н. Чирвинский. Количественный минералогический и химический состав гранитов и грейзенов. Москва, 1911, 659 стр.).

* [В большинстве гранитов плагиоклазов больше, чем ортоклазовых полевых шпатов. Старое определение гранитов как пород с преобладающим калиевым полевым шпатом объясняется тем, что в нормальных гранитовых, т. е. наиболее распространенных, породах плагиоклаз почти всегда находится в пределах №№ 20 — 25, так что трудно отличим от калиевого полевого шпата,— двойников полисинтетических в большинстве сечений не видно простым наблюдением. Легче всего такое различение производится с помощью так названного мною дисперсионного эффекта. См. мой учебник кристаллооптики, цитированный на стр. 11.]

** [Плагиоклаз нормальных гранитов — типичный олигоклаз №№ 20 — 25. Даже при повышении № плагиоклаза до 28 — 30 порода обычно отклоняется от состава гранитов уменьшением количества калиевых полевых шпатов до 5 — 15% и обогащением цветными компонентами, т. е. получается переход к кварцевым диоритам или гранодиоритам. Ни в одном из виденных мною гранитов многочисленных коллекций, гранитов из двух-трех сотен различнейших мест земной поверхности, я не мог обнаружить не только лабрадоров, но даже андезинов. Чем обусловлена ошибка Розенбуша — не могу догадаться, так как коноскопический метод определения, как показал С. В. Обручев (работа по боржомским породам) и как это понятно теоретически, понижает,— вернее, имеет тенденцию понижать,— а не повышает №№ плагиоклазов. Проверка в нескольких случаях андезиновых «гранитов» показала, что это породы скорее всего или гибридизированные или отщепленные.]

бадскому закону очень часты, по бавенскому и по манебахскому очень редки. Спайность по P = (001) и M = (010) под прямым углом между этими гранями является отличительным свойством. Окраска белая и розоватая различных оттенков от светлорозового до кирпично-красного, также желтоватая, реже зеленоватая или голубоватая. Ортоклаз и микроклин часто богаты Na даже в тех случаях, когда пертитовое проникновение альбитом (часто легче замечаемое на M, чем на P) не заметно ни для невооруженного глаза, ни под лупой или под микроскопом. Существуют граниты, содержащие в качестве калиевого полевого шпата только микроклин или только ортоклаз или же оба полевых шпата вместе. Вторая группа наиболее распространенная. Распространение альбита как самостоятельной составной части ограничено щелочными гранитами; он образует индивиды, подобные ортоклазу, по большей части светлого, белого, желтоватого до едва красноватого цвета. На плоскостях спайности по P видны ясно двойниковые полоски. Он очень распространен в пертитовых прорастаниях с ортоклазом и микроклином. В последнее время часто указывается анортоклаз как составная часть гранитов, но его присутствие определенно доказано только в редких случаях — ср. анализ 4 (стр. 96).

Нередко наблюдаемое помутнение ортоклаза и микроклина зависит от первичных мелких включений жидкости и чаще от вторичных продуктов инфильтрации (лимонит, гематит, кальцит) или распада (мусковит, каолин), пронизывающих полевые шпаты по отдельным плоскостям. Превращение полевых шпатов в мусковит и каолин широко распространено. * Различие ортоклаза от микроклина в гранитах облегчается почти всегда присутствующей решетчатой структурой последнего (иногда она отсутствует, особенно в пегматитовых образованиях). Обрастание ортоклаза и микроклина олигоклазом повидимому ограничено гранитами с порфировидной структурой (рапакиви); обратные соотношения очень часты. Между микроклин-микропертитом и анортоклазом существуют переходы через микроклин-криптопертит.

Калиевые полевые шпаты под действием воды и углекислоты при выветривании ** переходят в мусковит (шинитоид) по уравнению:

$$3KAlSi_3O_8 + H_2O + CO_2 = KH_2Al_3(SiO_4)_3 + K_2CO_3 + 6SiO_2$$

или в каолин по уравнению:

$$6KAlSi_3O_8 + 6H_2O + 3CO_2 = 3H_4Al_2Si_2O_9 + 3K_2CO_3 + 12SiO_2$$

---

* [Как уже давно показано русскими учеными, имеющими возможность определенно доказывать по методу Е. С. Федорода природу кали-натрового полевого шпата (ортоклаз, микроклин, анортоклаз), последний чаще является скорее нерешетчатым микроклином, чем ортоклазом. Существование нерешетчатого микроклина затрудняет определения, и потому, если автор не имел времени или возможности точно установить природу калиевого полевого шпата — ортоклаз он или нерешетчатый микроклин, рекомендуется — и даже требуется—оставлять вопрос нерешенным, называя такой полевой шпат существенно калиевым полевым шпатом (В. В. Никитин) или даже калишпатом (В. Н. Лодочников). См. на этот счет В. Н. Лодочников. Главнейшие породообразующие минералы. Л., 1933.]

** [Такое — здесь и всюду ниже — уверенное отнесение процессов замещения к явлениям выветривания едва ли даже в большинстве случаев можно назвать отвечающим действительности. Относительно явлений каолинизации это в настоящее время общепринято и давно уже отмечалось английскими авторами (Коллинс, Бутлер), позднее особенно доказательно Вейншенком и затем у нас Левинсон-Лессингом; необходимо также иметь в виду, что калишпаты никогда не бывают переполнены серицитом и мусковитом в такой мере, как плагиоклазы. См. только что цитированный мой учебник.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2 . .	65,28	67,21	62,24	67,99	47,95	44,65	51,96	39,04	35,64	35,79	35,68	36,96	36,38	45,73	51,69	52,37	50,01	49,65	50,63	53,19
TiO_2 . .	—	—	—	—	—	0,31	—	0,57	1,12	3,51	4,59	1,00	1,15	1,43	0,14	0,19	—	—	0,79	—
Al_2O_3 . .	18,93	19,72	23,07	19,27	30,26	31,77	16,89	23,56	18,62	13,70	14,48	14,58	16,93	6,77	4,17	4,10	—	1,34	0,87	2,38
Fe_2O_3 . .	0,33	—	0,81	0,82	2,43	4,96	2,63	6,10	5,54	5,22	10,46	6,26	7,58	4,94	2,34	0,69	28,30	17,66	3,33	9,25
FeO . .	0,09	—	—	—	3,10	—	6,32	12,42	14,60	13,72	10,45	14,27	14,61	10,39	9,83	11,90	9,87	19,55	8,39	5,15
MnO . .	—	—	—	—	—	—	0,24	—	0,79	0,19	сл.	сл.	0,48	0,54	—	0,38	0,63	—	—	—
MgO . .	0,15	—	0,16	0,02	0,94	1,02	0,03	0,97	9,72	12,13	11,82	12,34	9,28	12,32	17,17	14,65	0,34	—	13,01	9,43
CaO . .	0,54	0,48	4,14	0,75	0,98	0,05	0,12	0,78	0,90	0,05	0,45	1,06	0,88	11,25	12,17	11,46	1,32	3,16	21,30	17,81
Na_2O . .	2,79	10,69	7,66	6,23	2,00	1,52	0,87	0,71	0,38	0,15	0,90	1,94	1,12	0,77	0,82	3,64	8,79	7,61	1,02	2,63
K_2O . .	11,44	0,98	1,44	3,05	10,25	9,42	10,70	8,51	9,22	9,09	8,48	8,94	8,15	1,22	0,79	0,59	0,72	—	0,50	0,38
H_2O . .	0,25	—	—	0,90	2,85	6,77	1,31	3,25	2,54	3,64	1,85	3,32	3,01	2,29	1,13	0,50	—	1,67[1]	—	0,01
Σ . . .	99,80	99,08	99,52	99,03	100,76	100,47	102,72	99,52	100,01	99,59	99,71	100,67	99,57	98,77	100,25	100,47	99,98	100,64	99,84	100,23
Уд. вес .	—	—	—	—	—	—	2,969	2,98	—	—	3,034	—	—	—	3,11 до 3,14		—	—	3,372	—

1. Среднее из 82 калиевых полевых шпатов, выделенных из гранита (по Чирвинскому), отвечает 72,02 Or, 25,13 Ab, 2,85 An.
2. Среднее из 16 альбитов, выделенных из гранита (по Чирвинскому), отвечает 91,71 Ab, 5,88 Or, 2,41 An.
3. Среднее из 19, выделенных из гранита, олигоклазов (по Чирвинскому), отвечает 90,92 Ab, 3,34 An, 20,08 Or.
4. Анортоклаз ($Or_5Ab_{14}An_1$) из щелочного авгитового гранита Kekequabic Lake, Миннезота.
5. Мусковит из гранита — Малый Кронберг, Сосновые горы.
6. Мусковит из мусковитового гранита — Goryczkowi Posredni, Татры.
7. Литиево-железистая слюда (криофиллит) темнозеленая из щелочного гранита — Cape Ann, Массачузетс — с 4,87 Li_2O и 6,78 F. Сумма по вычитании 2,86 O для F=99,86.
8. Литиево-железистая слюда из щелочного гранита — Эйбенштак, Рудные горы — с 3,39 Li_2O, 0,22 SnO_2. Фтор не определен. Содержит включения рутила и оловянного камня.
9. Лепидомелан из гранитита — El Capitan, Josemite Valley, Калифорния — с 0,26 F, 0,20 P_2O_5 (включения апатита!), 0,48 H_2O, следами BaO, Li_2O.
10. Лепидомелан из амфиболового гранита — Бьютти, Монтана — с 0,76 F, 0,10 P_2O_5 (включения апатита!), 0,13 BaO, 0,20 Cl, 1,21 H_2O^- и следами Li_2O.
11. Биотит из гранитита — Тифенштейн, Альбталь, Шварцвальд — с 0,55 H_2O^-.
12. Биотит из амфиболового гранитита — Haut-du-Faîte, Вогезы.
13. Среднее из 34 выделенных из гранита биотитов (по Чирвинскому), отвечает довольно точно формула: $(K,Na,H)_2\,(Al,Fe)_2\,(Si,Ti)_2O_3 + (Fe,Mg,Ca,Mn)_2\,(Si,Ti)O_4 \cdot aq.$
14. Роговая обманка зеленая из амфиболового гранитита — Бьютти, Монтана — с 0,28 F, 0,35 P_2O_5 (включения апатита), 0,49 H_2O^-, следами Li_2O.
15. Роговая обманка бурая из амфибол-гранитита — Pré de Fauchon близ Gerardmer, Вогезы.
16. Роговая обманка из амфибол-гранитита — Haut-du-Faîte, Вогезы.
17. Рибекит из щелочного гранита — остров Сокотра, на северо-востоке мыса Гвардафуй.
18. Рибекит-арфведсонит из щелочного гранита — Cape Ann, Массачузетс.
19. Диопсид из пироксенового гранитита — Лавелин, Вогезы — $C : c = 42°$ в (010).
20. Диопсид из щелочного авгитового гранита, Kekequabic Lake, Миннезота — с диопсидовым ядром ($C : c = 40°$) и эгирин-авгитовой оторочкой ($C : c = 25°$).

[1] Потеря при прокаливании.

При обоих процессах освобождаются равные количества кремнекислоты. Превращение в мусковит более часто и наблюдается при выветривании под действием нормальных атмосферных процессов. Превращение в каолин особенно распространено там, где на полевые шпаты воздействуют более сильные агенты, главным образом HF.

Олигоклаз и *андезин* также образуют табличатые по M кристаллоиды, по большей части светлой—белой, желтоватой, зеленоватой и очень редко розовой окраски. Образование двойников обычно по альбитовому закону и наряду с ним по карлсбадскому. Под микроскопом часто наблюдается зонарная структура с увеличением плотности в краевых частях. Двойниковые полоски на плоскости P ясны в свежих плагиоклазах со стеклянным блеском; они исчезают все более и более при появлении воскового блеска или землистого вида, обусловленных выветриванием. Известково-натровые полевые шпаты обычно хорошо отличаются от ортоклаза и микроклина окраской и более высокой степенью идиоморфизма.

Атмосферное выветривание известково-натровых полевых шпатов протекает так же, как и калиевых, с образованием светлой слюды или каолина, причем освобождающаяся известь или выделяется в виде карбоната или связывается с новообразованным эпидотом (пистацитом). Оба процесса почти одинаково часты, и насколько они близко связаны, показывают следующие химические уравнения, в которых эпидот ради простоты замещен цоизитом.

Известковый полевой шпат + Калиевый полевой шпат + Углекислота + Вода = Кальцит + Мусковит + Кварц

$$CaAl_2Si_2O_8 + KAlSi_3O_8 + CO_2 + H_2O = CaCO_3 + H_2KAl_3Si_3O_{12} + 2SiO_2$$

Известковый полевой шпат + Калиевый полевой шпат + Вода = Цоизит + Мусковит + Кварц

$$4CaAl_2Si_2O_8 + KAlSi_3O_8 + 2H_2O = 2HCa_2Al_3Si_3O_{13} + H_2KAl_3Si_3O_{12} + 2SiO_2$$

После этого понятно, что и в ортоклазе при выветривании часто образуется эпидот (пистацит), причем железо, необходимое для образования пистацита, происходит из темноцветных составных частей.

В нормальных гранитах *кварц* заполняет промежутки между остальными минералами. Он или плотный с ясным раковинчатым изломом или же сахаровидный с неровным изломом, при котором раковинчатый характер поверхности отдельных индивидов неразличим благодаря их малой величине. Чем яснее раковинчатый излом, тем более жирным блеском обладает кварц. Индивиды с раковинчатым изломом более прозрачны, чем сахаровидные аггрегаты. Нормальная окраска — беловатая до серой, иногда розоватая до кроваво-красной (Jägertal у Нидербронна в Эльзасе, Judenbuckel в Оденвальде и т. д.), благодаря листочкам и пленочкам железного блеска, или синевато-белая до синей (Rumburg в Чехии, Upsala в Швеции и т. д.). Происхождение синей окраски неизвестно. С развитием порфировидной структуры кварц часто выступает в двух генерациях: более ранней в идиоморфных дигексаэдрах и округлых зернах, заключенных в полевых шпатах, в особенности в их краевых частях, и более поздней без всякого идиоморфизма.

Под микроскопом кварц гранитов очень часто содержит многочисленные включения жидкости (вода, реже жидкая углекислота или оба эти флюида). В некоторых случаях они явно первичные, в других — вторичные, о чем можно судить по их виду и форме. Включения газа в кварце представляют собой отчасти первоначально за-

полненные жидкостью, а затем опорожненные пространства. Для нормальных гранитов очень характерно отсутствие включений стекла. Длинные, тонкие, кажущиеся непрозрачными иголочки с высоким двупреломлением, встречающиеся в кварце многих гранитов, принадлежат рутилу. Упомянутое выше сахаровидное состояние многих гранитных кварцев появляется вследствие механического разрушения, что доказывается изменением оптических свойств и существованием переходных форм между кварцем с сахаровидным изломом и кварцем с изломом раковинчатым. Подобный сахаровидный кварц встречается преимущественно в гранитах сильно складчатых гор или в зонах смятия.

Из минералов группы слюд в гранитах наиболее распространен богатый железом *биотит (лепидомелан)*. Он образует по большей части идиоморфные тонкие или толстые гексагональные таблички от темно-коричневого или темнозеленого до черного цвета в отраженном свете и сильно плеохроирующие в проходящем свете; иногда образует скопления и пятна, рассеянные в породе, или же полосчато расположенные аггрегаты из идиоморфных листочков и неправильных лапчатых лоскутьев. О химическом составе лепидомелана, часто содержащего следы лития, и близко к нему стоящего биотита можно судить по анализам 9 — 13 на стр. 96. Бедная железом магнезиальная слюда наблюдается значительно реже. При выветривании слюда теряет свой почти металлический блеск на плоскостях спайности и эластичную гибкость и переходит в мягкий зеленый хлорит с зеленовато-серой чертой, часто с одновременным образованием карбоната или эпидота (пистацита). Изменение нормального лепидомелана при выветривании схематически представлено следующим уравнением:

III

$$2\left\{\begin{matrix}H_2KAlFe_2Si_3O_{12}\\Fe_2SiO_4\end{matrix}\right\}+2H_2O+4CO_2=$$

$$=\left\{\begin{matrix}H_4Fe_2Si_2O_9\\H_4Fe_2Al_2SiO_9\end{matrix}\right\}+3FeCO_3+5SiO_2+K_2CO_3+2O.$$

Так же широко распространена — особенно в щелочных гранитах — *литиево-железистая слюда*, то светложелтоватая до золотистой, то красновато-коричневая, то темнозеленая до черной — воронья слюда (анализы 7 и 8 на стр. 96). Ее формы и распределение в породе такие же, как и для лепидомелана. Как лепидомелан, так и биотит и отчасти литионит (литиево-железистая слюда) разлагаются соляной кислотой, причем первый распадается полностью. Мусковит (анализы 5 и 6) — обычно белый, желтоватый или зеленоватый, совершенно не плеохроирующий или со слабым плеохроизмом. Он часто появляется в розетковидных аггрегатах и лапчатых листочках, реже в идиоморфных образованиях и кроме того обрастает темную слюду. Он появляется преимущественно в миаролитовых друзах в граните, и часто можно заметить, что и первоначально он находился в миаролитовых пространствах, хотя в настоящий момент заключен в плотной породе. Маленькая примесь лития встречается также и в мусковите. Кислоты на него не действуют. В случае срастания различных слюд друг с другом богатый железом биотит, как ранее выделившийся, находится в центре, а мусковит — на периферии.

Роговая обманка в гранитовых породах встречается двух родов. В известково-щелочных гранитах это бедная Al и щелочами *обыкновен-*

ная роговая обманка (анализы 14 — 16). Она образует призматические индивиды, по большей части с недостаточно развитыми ограничениями; характерна хорошая спайность по призме с углом 124,5°. Образование двойников часто и происходит по первому пинакоиду. * Окраска в отраженном свете зеленая до темнозеленой, реже коричнево-черная, в проходящем свете зеленая до буро-зеленой, реже бурая. Распространено срастание с биотитом. В щелочных гранитах встречается *голубой рибекит* (анализы 17 — 18) или *арфведсонит*, частью как акцессорная, частью как господствующая темноцветная составная часть. Он образует или идиоморфные призматические индивиды или стебельчато-лапчатые аггрегаты.

Пироксен, встречающийся в известково-щелочных гранитах, обычно светлый серо-зеленый, всегда идиоморфный богатый железом, реже буро-зеленый диаллаговый или же стебельчатый *диопсид* с частыми двойниками по первому пинакоиду; он беден щелочами и глиноземом. В щелочных гранитах появляется *эгирин*, часто сопровождающийся и срастающийся с рибекитом и арфведсонитом. *Ромбический пироксен* встречается очень редко и является акцессорным. Но существует группа гранитов, в которых он является единственной цветной составной частью.

Диопсид и роговая обманка при атмосферном выветривании ** переходят в смесь серпентина и хлорита с карбонатами и кварцем и в землистое вещество, как это поясняется следующими уравнениями:

$$\left.\begin{array}{l} 3\,(CaMgSi_2O_6) + 2H_2O + 3CO_2 = H_4Mg_3Si_2O_9 + 3CaCO_3 + 4SiO_2 \\ 2\,(MgAl_2SiO_6) + 5H_2O = H_4Mg_2Al_2SiO_9 + SiO_2 + 2\,Al(OH)_3 \end{array}\right\} =$$

$$= \left\{\begin{array}{l} H_4Mg_3Si_2O_9 \\ H_4Mg_2Al_2SiO_9 \end{array}\right\} + H_4Al_2Si_2O_9 + 3SiO_2 + H_2O + 3CaCO_3$$

Гидрат алюминия может также перейти в раствор, будучи связан со щелочами, освобождающимися при выветривании полевых шпатов.

Постоянные примеси *апатит* (по скудным опытным данным он относится к фторапатитам) и *циркон* очень редко достигают микроскопических размеров; они всегда идиоморфны и встречаются преимущественно в виде включений в ранее выделившихся составных частях породы, принадлежащих к группам слюд, амфиболов и пироксенов. Ими обусловлено появление плеохроичных двориков, нередко свойственное этим минералам. Количество *железных руд* (магнетита, железного блеска, ильменита) очень невелико, редко несколько более значительно. Эти примеси заметно скопляются в дресве гранита и могут быть оттуда добыты в больших количествах путем отделения тяжелыми жидкостями.

Едва ли в каких-либо других породах кроме гранитов встречается такое разнообразие *минералов примесей*. Наиболее характерной постоянной примесью является титанит в гранитах и амфиболовых гранититах; если он первичный, он идиоморфен и определяется формами $(\bar{1}23)$, $(\bar{1}01)$, (001), часто с (011); турмалин часто встречается в краевых частях породы и по трещинам; он распространяется по всей массе породы то в виде единичных индивидов, то в радиально-лучистых шарах, называемых *тур-*

* [Так называемый обыкновенный — для пироксенов и амфиболов — закон.]
** [См. примечание на стр. 95.]

малиновыми солнцами, преимущественно в кислых гранитовых породах. В богатых щелочами гранитах встречаются *топаз* и *касситерит* — последний в большинстве случаев только микроскопический. Менее распространены *кордиерит* (окрестности Дурбаха, Мургталь, Триберг в Шварцвальде, St. Nabord в Вогезах и в других местах) и его псевдоморфозы — пинит и хлорофиллит, гранат (Спессарт, Исполиновые горы, Або в Финляндии и т. д.) и часто ассоциирующий с ними обоими плеонаст, а также *ортит* — в Hohwald в Вогезах, в Оденвальде, С.-Готарде, на Монблане и в других местах. Более случайными составными частями являются золото, пирит, магнитный колчедан, молибденит, корунд, флюорит, вольфрамит, трифилин, монацит, берилл, хризоберилл, френокит и многие другие. В друзах находятся кварц, альбит, ортоклаз, железный блеск, поллукс, топаз, берилл, турмалин, аксинит, апатит, пренит, ломонтит, стильбит, лепидолит и мн. др.

§ 70. Последовательность выделения главных и второстепенных составных частей известково-щелочных гранитов следующая: 1 — апатит, циркон и руды; 2 — слюды, амфибол и пироксен; 3 — плагиоклаз и щелочные полевые шпаты; 4 — кварц; при этом периоды 1 и 2, 2 и 3 отделены друг от друга только коротким промежутком (см. стр. 70, рис. 15). Выделение плагиоклазов начинается значительно раньше, чем щелочных полевых шпатов, долгое время идет параллельно с ними и заканчивается после начала выделения кварца. Только при наличии значительных динамических явлений такая последовательность завуалирована. В щелочных гранитах в миаролитовых пространствах иногда находят новообразования эгирина, которые быть может принадлежат пневматолитическому периоду; в известково-щелочных гранитах параллельно этому идет пневматолитическое образование мусковита.

§ 71. Ни в одном из известных гранитов приведенные главные составные части не присутствуют одновременно, в то время как второстепенные составные части общи для всех гранитов, хотя в несколько различных количествах. В *щелочных гранитах* наряду с характерной минеральной комбинацией кварц — полевые шпаты появляются все перечисленные выше цветные составные части, причем господствует то слюда, то щелочный амфибол или хорошо заметный эгирин, иногда же исключительно тот или другой из этих минералов. Поэтому можно подразделить щелочные граниты следующим образом:

1. *Щелочной гранитит.* К комбинации кварц — щелочные полевые шпаты присоединяется, как важнейшая окрашенная составная часть, почти всегда богатая литием слюда из семейства биотита.

2. *Рибекитовый и арфведсонитовый гранит.* К комбинации кварц — полевые шпаты в качестве окрашенной составной части присоединяется рибекит или арфведсонит.

3. *Эгириновый гранит.* Кроме кварца и полевых шпатов как существенная составная часть присутствует эгирин.

Эти три типа тесно связаны между собой постепенными переходами и промежуточными образованиями, и во всех кроме слюды, щелочных амфиболов и эгирина может иногда встречаться в небольшом количестве и диопсид — всегда как более раннее выделение. Там, где щелочные граниты сопровождаются другими глубинными породами, эти последние принадлежат к щелочным сиенитам, элеолитовым сиенитам, эссекситам и другим родственным им породам, бедным кремнекислотой.

В нормальных, или *известково-щелочных* гранитах наряду с характерной комбинацией кварц—щелочные полевые шпаты всегда присутствует кислый плагиоклаз, часто в значительных количествах, равных или даже превышающих количество калиевого полевого шпата. По минералогическому составу в этой второй группе можно различить следующие главные виды:

1. *Собственно гранит, двуслюдяной гранит* или *гранит в тесном смысле.* К комбинации кварц — щелочной полевой шпат — олигоклаз [1] присоединяются биотит (лепидомелан) и мусковит. [2]

2. *Гранитит, биотитовый гранит.* Наряду с комбинацией кварц—щелочной полевой шпат — олигоклаз присутствует биотит (лепидомелан) как единственная темноцветная составная часть.

3. *Амфиболовый гранит.* Кроме комбинации кварц — щелочной полевой шпат — олигоклаз присутствует роговая обманка как единственная или господствующая темная составная часть. Мусковит отсутствует совершенно.

4. *Пироксеновый гранит.* Кроме комбинации кварц — щелочной полевой шпат — олигоклаз присутствует диопсид (богатый железом) как единственная или господствующая темная составная часть. Мусковит отсутствует совершенно.

Все эти различные типы связаны разнообразными, но не всевозможными переходными и промежуточными формами. В гранитите часто находится небольшое количество роговой обманки или диопсида; при постоянном и значительном их количестве получаются промежуточные формы *амфиболового гранитита* и *пироксенового гранитита.* Переходы от собственно гранитов в амфиболовые и пироксеновые граниты неизвестны; аналогичные переходы в гранититы не редки. Там, где известково-щелочные граниты выступают в связи с другими глубинными породами, эти последние принадлежат к известково-щелочным сиенитам, диоритам и породам группы габбро.

Своеобразное и геологически особое положение занимают *гиперстеновые граниты,* в которых, кроме характерной комбинации кварц — щелочной полевой шпат, как единственная темная составная часть появляется в очень малых количествах гиперстен или бронзит (ср. § 155).

Полевые шпаты и кварц во всех видах образуют главную массу породы; среднее содержание кварца составляет по Чирвинскому 31%. * В щелочных гранитах темные составные части имеют второстепенное значение. В известково-щелочных гранитах с увеличением количества роговой обманки и диопсида возрастает и количество плагиоклаза, количество же кварца уменьшается. Таким образом совершается переход к семействам сиенитов и диоритов.

---

[1] Олигоклаз стоит здесь и в дальнейшем как кислый плагиоклаз (олигоклаз и основнее вплоть до границы с лабрадором).

[2] Чистые мусковитовые граниты встречаются только в виде жил и небольших массивов. Как правило, они очень кислы, тонкозернисты, бедны слюдой, как гранит-аплиты, и обладают структурой подобной последним, так что могут быть отнесены к ним.

* [П. Н. Чирвинский подсчитывал непосредственно под микроскопом не все составные части. Плагиоклазы и калишпаты соединялись вместе в виде полевых шпатов, и затем количество каждого типа рассчитывалось по анализу. Это, конечно, не «количественный минералогический состав», так как в состав плагиоклазов входит часто ортоклазовая молекула, и это в наибольшей мере имеет место как раз для олигоклазов. Ср. со сказанным в моем предисловии.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	77,61	77,31	76,05	75,92	75,86	73,93	73,82	71,65	71,24	70,70	70,40	69,91	66,29	73,22
TiO_2	0,25	0,06	0,05	0,05	0,21	0,18	0,13	сл.	0,68	0,03	0,13	0,16	0,70	0,20
Al_2O_3	11,94	12,45	11,68	12,96	12,17	12,29	10,59	13,04	13,78	13,13	7,85	13,76	16,42	12,47
Fe_2O_3	0,55	0,43	0,34	0,33	0,85	2,91	2,18	2,79	1,30	2,73	6,98	2,17	1,44	1,92
FeO	0,87	0,33	1,05	1,40	0,36	1,55	2,98	1,80	2,83	0,69	2,98	1,23	1,48	1,30
MnO	сл.	0,01	сл.	0,04	—	сл.	—	—	0,15	0,13	0,13	сл.	0,16	0,07
MgO	сл.	—	0,29	сл.	—	0,04	0,04	сл.	сл.	0,49	0,52	0,46	0,42	0,21
CaO	0,31	0,50	0,42	0,15	0,62	0,31	0,28	сл.	0,38	1,15	0,26	1,39	0,52	0,49
Na_2O	3,80	4,72	3,79	4,60	3,60	4,66	4,20	6,30	5,32	4,94	4,05	4,45	5,62	4,63
K_2O	4,98	3,84	5,09	4,15	5,04	4,63	4,57	3,98	5,10	4,41	4,45	6,33	6,52	4,86
H_2O^+	0,23	0,40	1,36	0,32	0,72	0,41	0,49	1,10[1]	—	1,49	0,25[1]	0,12	0,35	0,59
H_2O^-	сл.	0,42	—	0,16	0,27	—	0,39	—	—	—	—	—	0,05	—
P_2O_5	—	—	—	сл.	сл.	—	0,02	—	—	—	—	0,11	0,07	0,04
Σ	100,54	100,62	100,54	100,23	99,70	100,91	99,75	100,66	100,78	99,89	100,65	100,09	100,22	100,00
Уд. вес	—	—	2,636	—	—	—	—	—	2,64	—	—	—	2,644	2,64

1. Рибекитовый гранит — Cape Ann, Массачузетс.
2. Рибекитовый гранит — St. Peters Dome, Колорадо — с 0,15 F.
3. Щелочной гранитит — Drammen, Норвегия — с 0,42 ZrO_2, следами Li_2O, F, S.
4. Щелочной гранитит — Florissant, Колорадо — с 0,12 F, 0,03 CO_2, следами Li_2O, BaO.
5. Турмалиновый щелочной гранитит, с биотитом и мусковитом — Бизби, Аризона.
6. Рибекитовый гранит — Quincy, Массачузетс.
7. Рибекитовый гранит — Rosemount, Колорадо.
8. Рибекитовый гранит — Hougnatten, Норвегия.
9. Катафоритовый гранит — Iviangusat, Гренландия.
10. Щелочной гранитит — Рагунда, Швеция.
11. Эгириново-рибекитовый гранит — Ampasibitika, Мадагаскар — с 1,65 ZrO_2.
12. Эгириновый гранит — Миасс, Урал.
13. Щелочной гранит с эгирином, арфведсонитом, рибекитом и биотитом — Jonsskardelv, Норвегия — с 0,04 ZrO_2, 0,01 BaO, 0,03 S, 0,10 CO_2.
14. Среднее этих 13 анализов (перечислено на 100; H_2O^- откинуто).

[1] Потеря при прокаливании.

	s	a	c	f	n	ряд		s	a	c	f	n	ряд
1.	83,53	25,0	0,5	4,5	5,4	γ	8.	79,11	25,0	0,0	5,0	7,1	β
2.	85,31	26,0	1,0	3,0	6,5	β	9.	78,14	21,5	0,0	8,5	6,1	β
3.	80,83	18,5	0,0	11,5	5,3	γ	10.	77,95	18,5	0,5	11,0	6,3	β
4.	82,30	24,0	1,0	5,0	6,3	β	11.	79,65	18,0	0,0	12,0	5,8	β
5.	83,10	24,5	1,5	4,0	5,2	γ	12.	76,88	19,5	0,0	10,5	5,2	γ
6.	80,16	20,5	0,0	9,5	6,0	β	13.	74,44	22,0	0,0	8,0	5,7	β
7.	81,35	21,0	0,0	9,0	5,8	β	14.	80,19	21,5	0,0	8,5	5,9	β

Появление турмалина как викарирующей составной части приводит к группе турмалиновых гранитов. Современными наблюдениями установлено, что обильные образования турмалина ограничены щелочными гранитами и близко к ним стоящими типами известково-щелочных гранитов. В амфиболовых и пироксеновых гранитах турмалин совершенно отсутствует.

§ 72. Химический состав гранитовых пород указывается анализами на стр. 102 и 104. При их выборе особое внимание обращено на достоверность и полноту исследования; там, где не показаны TiO_2 и P_2O_5, эти вещества не были определены. Содержание воды (H_2O^+) объясняется (опуская небольшие количества в слюдах и амфиболах) недостаточно свежим состоянием исследуемой породы. В целом ряде анализов гигроскопическая вода (H_2O^-) не дается отдельно; в некоторых приводится также только потеря от прокаливания.

Анализы на стр. 102 приведены для чистых щелочных гранитов, на стр. 104 — для известково-щелочных; расположены анализы по убывающему количеству кремнекислоты. Для всех гранитов характерно высокое содержание SiO_2, колеблющееся около 64 — 80% — это наиболее кислые из всех глубинных пород. Химическое различие обоих родственных типов, уже приводившееся в § 31 общей части, может быть хорошо прослежено также и здесь. Щелочные граниты оказываются всегда беднее MgO и CaO, богаче щелочами и отчасти окислами железа, чем известково-щелочные граниты. Лучше всего это видно на анализах 14 на стр. 102 и 20 на стр. 104, полученных расчетом как средние и содержащих почти равные количества кремнекислоты. Наиболее важно отношение глинозема к щелочам. В щелочных гранитах (особенно в анализе 11) молекулярное количество глинозема очень часто ниже молекулярного количества щелочей, так что для насыщения последних окись железа часто замещает глинозем. Эти отношения обусловливают образование щелочно-железистых амфиболов и пироксенов, никогда не встречающихся в известково-щелочных гранитах. Даже в анализе 12, содержащем 1,39% CaO, известково-натровый полевой шпат не может образоваться, так как здесь щелочей больше, чем Al_2O_3, и некоторая часть их связана с эгириновой молекулой. В темноцветных составных частях находится также и известь. Изменение относительного содержания щелочей указывает на преобладание то альбита, то калиевого полевого шпата, присутствующих то как самостоятельные минералы, то образующих пертитовые срастания.

В известково-щелочных гранитах количество щелочей для насыщения глинозема недостаточно, и для этого требуется еще некоторое количество CaO, что вызывает необходимость образования известково-натровых полевых шпатов. Известково-щелочные граниты вообще богаче окрашенными составными частями, чем щелочные граниты, и количество

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2 .	77,68	77,02	76,98	75,81	74,97	73,77	73,77	73,52	73,47	72,67	71,80	71,71	71,08	70,56	70,21	69,61	67,51	64,49	63,45	72,02	76,26
TiO_2	0,14	—	0,07	0,32	0,26	0,32	0,22	сл.	0,12	сл.	0,26	0,44	0,29	0,44	0,20	0,42	0,28	1,22	1,03	0,34	0,07
Al_2O_3	11,81	11,63	12,20	11,22	12,58	11,97	12,68	14,03	15,42	13,44	14,90	12,69	14,26	12,27	12,94	15,00	13,65	13,67	13,29	13,13	13,43
Fe_2O_3	0,72	0,32	0,38	0,86	0,26	1,84	2,40	0,31	0,26	1,06	1,10	2,83	1,12	2,74	1,61	0,75	4,42	1,63	3,11	1,46	0,11
FeO .	0,51	1,09	0,70	1,91	1,41	0,78	0,45	1,00	0,67	1,56	1,08	0,75	2,31	2,93	2,19	2,81	1,29	4,42	5,78	1,77	0,06
MnO	сл.	сл.	—	сл.	—	—	0,01	—	—	—	—	0,44	сл.	0,14	—	0,27	—	0,04	0,15	0,11	—
MgO	0,18	0,14	0,11	0,34	0,10	0,23	0,33	0,17	0,20	0,23	0,39	0,68	0,53	0,65	1,45	1,11	0,80	1,38	1,37	0,55	0,04
CaO .	0,72	1,24	0,64	1,25	0,93	1,00	0,46	0,39	1,35	1,15	2,20	1,71	0,96	1,87	1,51	2,38	2,29	3,12	3,04	1,48	1,06
Na_2O	2,96	2,85	3,46	2,27	2,75	2,75	3,14	4,00	5,57	3,08	4,17	2,58	3,49	3,20	4,34	4,77	4,61	3,57	2,95	3,50	2,95
K_2O .	5,00	5,21	4,78	5,49	5,74	5,61	5,58	5,59	3,64	5,75	4,11	5,42	5,61	4,92	3,77	2,45	4,20	4,40	3,43	4,77	5,44
H_2O^+	0,27	0,35	0,75	0,40	0,52	0,49	0,28	0,75[1]	—	0,88	0,60[1]	0,64	0,60	0,60	1,71	0,55	0,99	1,11	1,36	0,72	0,51
H_2O^-	0,04	—	—	—	—	0,65	0,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,46	—	—	0,19
P_2O_5	0,10	—	—	сл.	сл.	—	сл.	0,24	—	0,12	—	—	сл.	0,13	0,21	0,15	0,16	0,58	0,19	0,15	сл.
Σ . .	100,13	99,85	100,07	99,87	99,52	99,51	99,78	100,00	100,70	100,20	100,61	99,89	100,25	100,45	100,25	100,27	100,20	100,19	99,35	100,00	100,25
Уд. вес	—	—	—	—	2,605	—	—	—	—	2,635	—	—	—	—	2,675	—	—	—	—	2,64	—

1. Биотитовый гранит — Placerville, Калифорния.
2. Биотитовый гранит — Platte Canyon, Колорадо.
3. Биотитовый гранит — Bockmühle в Polenztal, Лаузитц.
4. Роговообманково-биотитовый гранит (рапакиви-гранит) — Pytterlaks, Финляндия.
5. Авгито-биотитовый гранит — Ильзеталь, Гарц — со следами SO_3.
6. Биотитовый гранит — Hammeren, остров Борнгольм.
7. Роговообманковый гранит — Ulfön, Швеция — с 0,21 F, 0,07 S.
8. Двуслюдяной гранит — Эйзенбах, Шварцвальд.
9. Гиперстеновый гранит (биркрамит) — Birkrem, Норвегия.
10. Биотитовый гранит — Schneeloch, Брокен, Гарц — с 0,26 SO_3.
11. Гиперстеново-биотитовый гранит — Mt. Gibon, Слоновый берег.
12. Гранитит — Krokstrand, Швеция.
13. Роговообманковый гранитит — Onas, Финляндия.
14. Роговообманковый гранитит (рапакиви) — Haraldsby, Аландские острова.
15. Гранитит — Ehrenberg у Ильменау, Тюрингия — с 0,11 SO_3.
16. Гранитит — Palois, Финляндия.
17. Биотитовый гранит — Zadel у Мейссена, Саксония.
18. Роговообманковый гранитит — Knudsbakke, остров Борнгольм.
19. Авгитовый гранитит — Нижний Meineckenberg, Ильзеталь, Гарц — с 0,14 CO_2, 0,06 S.
20. Среднее из этих 19 анализов (перечислено на 100; H_2O^- откинуто).
21. Аляскит — Fremont Peak, Калифорния — с 0,10 BaO, 0,03 SrO, следами ZrO_2, Li_2O, S.

[1] Потеря при прокаливании.

	s	a	c	f	n	ряд		s	a	c	f	n	ряд
1.	83,78	22,5	3,0	4,5	4,7	γ	11.	78,19	17,5	5,5	7	6,1	β
2.	83,15	21,0	2,5	6,5	4,5	γ	12.	78,79	15,0	4,0	11	4,2	δ
3.	83,39	23,5	2,5	4,0	5,2	γ	13.	78,16	18,0	3,0	9	4,8	γ
4.	82,28	17,5	3,0	9,5	3,9	δ	14.	77,07	13,5	2,0	14,5	5,0	γ
5.	82,23	23,0	3,5	3,5	4,2	δ	15.	76,86	14,5	2,5	13	6,4	β
6.	81,50	19,0	2,5	8,5	4,5	δ	16.	75,71	13,5	6,0	10,5	7,5	α
7.	81,11	20,5	1,5	8,0	4,6	γ	17.	74,49	14,0	2,0	14	6,2	β
8.	80,75	24,0	2,0	4,0	5,2	γ	18.	72,34	11,5	3,0	15,5	5,5	β
9.	79,24	22,5	4,0	3,5	7,0	β	19.	72,50	9,5	5,0	15,5	5,7	β
10.	80,12	20,0	4,0	6,0	4,5	γ	20.	78,94	16,5	3,5	10,0	5,3	γ

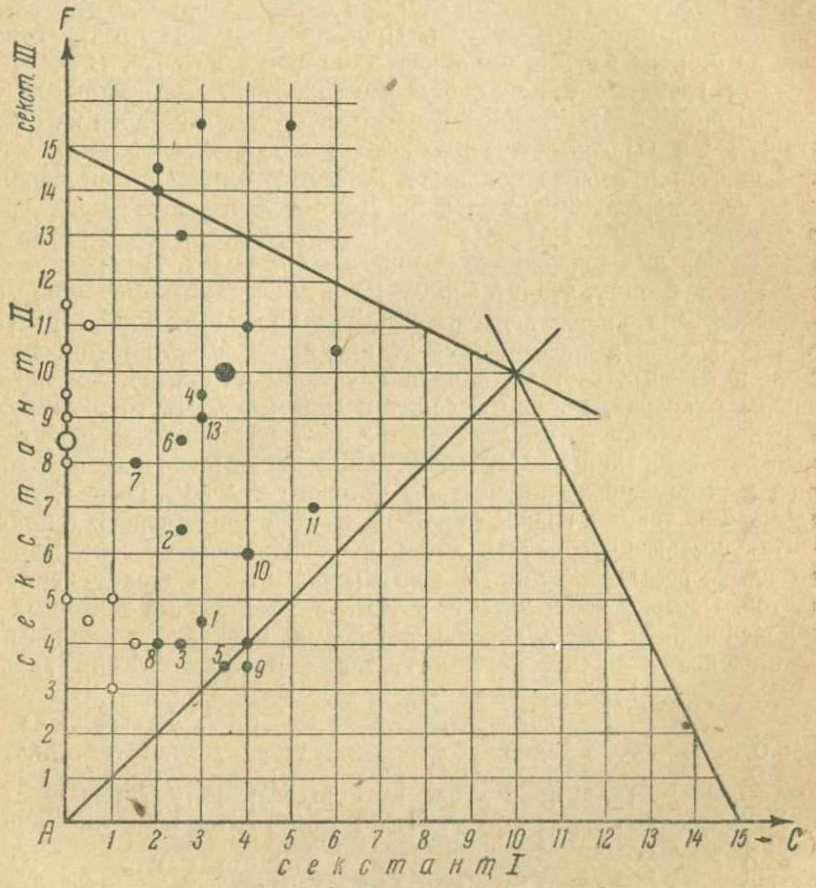


Рис. 22. Проекционная диаграмма анализов гранитов 1—14 (стр. 102) и 1—20 (стр. 104). Щелочные граниты показаны кружками, известково-щелочные — точками. Среднее анализов — двойной величины.

их растет вместе с увеличением содержания плагиоклазов, в то время как содержание SiO_2 падает. Это показывают анализы 1 — 19 стр. 104, где с уменьшением содержания SiO_2 не равномерно, но очевидно уменьшается количество щелочей и, напротив, возрастает содержание MgO, CaO и окиси железа. Содержание MgO всегда ниже CaO. Если же это отношение изменяется, порода по внешнему виду приближается к лампрофировым жильным породам.

Различие щелочных и известково-щелочных гранитов очень хорошо выступает в химических формулах и положении проекционных точек (см. § 64). Значения s, a, c, f и n обеих таблиц анализов приведены как для отдельных анализов, так и для их среднего; они нанесены проекционными точками на рис. 22. Эта фигура является отрезком большего проекционного треугольника таблицы I, ее расположение показано видимыми секстантами. Проекционные точки щелочных гранитов изображены крестиками, известково-щелочных — точками; среднее — точка несколько бо́льших размеров. Отношение Al_2O_3 к щелочам обусловливает то, что в щелочных гранитах c = 0 или очень мало, в соответствии с отсутствием анортитовой молекулы. Проекционные точки в треугольнике лежат на стороне AF или близ нее во втором секстанте. В известково-щелочных гранитах c имеет бо́льшее значение, проекционные точки сдвинуты внутрь треугольника и распространяются отчасти на смежные секстанты I и III соответственно содержанию известково-натровых полевых шпатов и вообще большему богатству темными составными частями, не содержащими щелочей. Для среднего щелочного гранита k получается равным 1,51, для известково-щелочных k = 1,61, что указывает на большое содержание кварца в обоих видах. В первом k становится меньше потому, что в A заключается также и эгириновая молекула.

§ 73. Значительное содержание воды во многих анализах указывает на наличие вышеприведенных продуктов выветривания полевых шпатов и цветных составных частей, среди которых наиболее распространены мусковит, каолин, хлорит и серпентин. Часто одновременно или ранее настоящего выветривания * идет механическое разрыхление породы — *дезаггрегация*. Порода распадается часто до глубины многих метров в угловатый хрящ, частицы которого — особенно на глубине — покрываются тонкой грязно-бурой пленочкой лимонита. На покрытой растительностью поверхности лимонит обычно исчезает вследствие идущего здесь восстановления и растворения закиси железа гумусовой кислотой. Поэтому же гранитные глыбы, находящиеся в торфяных болотах плоскогорий, всегда совершенно белые. Следующие анализы дают представление о процессах дезаггрегации и выветривания гранитов.

	1	1a	1b	2	2a	3	3a	4	4a
SiO_2	69,33	66,82	65,69	63,57	63,24	63,88	64,81	71,67	67,54
TiO_2	не опр.	не опр.	0,31	0,55	—	0,65	0,73	0,14	0,10
Al_2O_3	14,33	15,62	15,23	14,69	16,63	15,84	19,44	14,64	21,34
Fe_2O_3	—	1,88	4,39	1,79	4,45	2,11	1,82	1,19	2.26
FeO	3,60	1,69		3,11	0,40	2,59	0,16	1,08	0,40
MnO	—	—	—	—	—	0,07	сл.	—	—
MgO	2,44	2,76	2,64	2,82	1,50	2,13	0,19	0,18	0,07
CaO	3,21	3,13	2,63	3,84	0,90	3,97	0,18	0,38	0,15
Na_2O	2,70	2,58	2,12	4,26	1,72	2,81	0,21	3,23	0,09
K_2O	2,67	2,04	2,00	4,07	7,73	4,23	5,30	5,20	0,33
H_2O^+	1,22[1]	3,27[1]	4,70[1]	0,95	3,24	0,66	5,25	1,71	7,33
H_2O^-	—	—	—	—	—	0,22	1,41	—	—
P_2O_5	0,10	не опр.	0,06	0,24	0,30	0,21	0,10	0,24	0,11
Σ	99,60	99,79	99,77	99,89	100,39	99,82	100,01	99,84	99,72

[1] Потеря при прокаливании.

* [См. примеч. на стр. 95.]

1. Гранитит — округ Колумбия, США — свежий, серый.
1a. Он же рыхлый и коричневый.
1b. Гранитный щебень из почвы. Материал этих трех проб взят из одного обнажения.
2. Роговообманковый гранит — Heiligkreuz близ Grosssachsen, Оденвальд — свежий.
2a. Он же разрушенный.
3. Роговообманковый гранитит — Бьютти, Монтана — с 0,09 BaO, 0,02 SrO, 0,34 SO_3, следами Cl и Li_2O; свежий.
3a. Он же — с 0,10 BaO, 0,31 SO_3, следами SrO; сильно разрушенный.
4. Гранитит — Giesshübl, Чехия — с 0,18 SO_3; свежий.
4a. Он же — со следами SO_3; благодаря действию холодной минеральной кислоты (11,4°) почти полностью каолинизирован.

В 1-м анализе существенно проявляется только дезаггрегация; изменение химического состава (уменьшение содержания CaO, Na_2O и K_2O) незначительно. Во 2-м и 3-м химические изменения значительнее. Обращает внимание окисление железа, увеличение содержания воды и уменьшение количества щелочных земель и натрия. Увеличение содержания трудно растворяемого глинозема — только кажущееся и обусловливается удалением растворенных веществ; увеличение содержания калия объясняется обратной адсорбцией его коллоидальными силикатами выветривания. В 4-м калий также удален почти полностью. Это пример комплексного выветривания.

В тропических странах при атмосферном выветривании гранитов идет другой процесс, причем часто *образуются латериты*.

При этом породы почти полностью теряют свои щелочи и щелочные земли и некоторое количество кремнекислоты, так что остается смесь кварцевого песка, гидраргиллита $Al(OH)_3$ и лимонита. Подобный гранит—латерит с Сешельских островов (M. Bauer. Über Laterit, insbesondere den von den Seychellen. Sitzungsber. d. Ges. zur Beförder. der ges. Naturw. zu Marburg, 1897, 122) представлен числами первого столбца (1) и перечисленный на свободное от песка вещество цифрами второго столбца (1a).

	1	1a
SiO_2	52,06	—
Al_2O_3	29,49	60,68
Fe_2O_3	4,64	9,56
CaO	сл.	—
H_2O	14,40	29,76
	100,59	100,00

Образование латеритов, встречающееся в различнейших породах, является в сущности превращением в песчанистую и богатую железистой слюдой гидроокись алюминия, в то время как перечисленные выше конечные продукты обычного выветривания представляют собой песчанистые гидроалюмосиликаты. Латериты соответствуют бокситам выветрившихся базальтов, напр. в Фогельсберге. Структура породы может сохраниться при обоих процессах.

§ 74. *Щелочные граниты* с полевым шпатом, представленным микроклин-пертитом, реже ортоклаз-пертитом, совсем недавно были известны только в незначительном распространении; в последнее время их количество быстро и непрерывно растет. В Германии к ним принадлежат турмалиновые (с топазом) граниты Эйбенштока, так же как и соседнего Малого Лаутербахского штока и граниты Альтенберга в Рудных горах. В южной Норвегии щелочные граниты образуют значительную часть изверженных пород между Осло и Лангезундфиордом; они тянутся от окрестностей Драммена и озера Экерн через Луген до местности к югу от Конгсберга. Близко к ним стоят граниты окрестностей Рагунды в Jemtland, Теннберга в Далекарлии и Åtvida в восточном Готланде. Эгириновые граниты находятся в норвежской высокогорной системе в Öie. В Шотландии в кристаллических сланцах у Assynt, в южной Ирландии и в Derry Lodge (близ Эберлина) найдены щелочные граниты, бедные кварцем и

содержащие гранат и эгирин. Очень типичные и богатые кварцем рибекит-эгириновые граниты выступают в Добрудже у селения Turcoaia. В Альпах к ним принадлежат Pelvoux-гранититы. В окрестностях Эвиза на западном побережьи Корсики выступают рибекитовые и эгириновые граниты. * Щелочные граниты очень широко распространены на африканском континенте и на острове Мадагаскаре. Известны щелочные турмалиновые граниты из Djebel Filfila на алжирском побережьи восточнее Филиппвилля, из окрестностей Cheren в Абиссинии и из бухты Пассиндава в северо-западном Мадагаскаре; рибекитовые граниты с острова Сокотра у мыса Гвардафуй, в начале Аденского залива, и с горы Зандер на противолежащем материке, из области озера Чад и других пунктов центральной Африки, из северного Мадагаскара (частью с баркевикитом и эгирином), из Камеруна и Дагомэ; эгириновые граниты из центральной части западного Мадагаскара. Из Мадагаскара же описаны Лякруа богатые эуколитом эгириновые и рибекитовые граниты, названные им *фазибитикитами*. Эуколит богат редкими землями. Анализ подобного гранита дал до 1,30% Ce_2O_3 (наивысшее содержание из найденных к настоящему времени в изверженных породах). Африканские щелочные граниты частью очень молоды; они метаморфизуют мадагаскарский лейас и, следовательно, являются более молодыми, чем последний. На Djebel Filfila щелочные граниты моложе нуммулитовых слоев.

На североамериканском континенте щелочные граниты широко распространены на восточном побережьи штата Новой Англии, особенно у Rockport и Quincy в Массачузетсе, затем в окрестностях Pike Peak и на St. Peters Dome, El Paso co. в Колорадо, также в Монтане, Миннезоте и Оклахоме. Арфведсонитовые граниты описаны из области Julianehaab на западном побережьи Гренландии.

§ 75. *Двуслюдные граниты* эйзенбахского типа встречены в Шварцвальде (Bernecktal, Hammereisenbach, Hochfirst у Нейштадта, Bärental у Feldberg), брессуаргранит в Вогезах, штейнвальд-граниты и др. в Баварско-Богемском Лесу и Rambergmassiv в Гарце. Этот же тип распространен в Сосновых горах, в Рудных горах, в Моравии, в северо-западной Франции, в Корнуэльсе, в Ирландии и т. д. *Аляскитами* называют гранитовые породы, содержащие в качестве цветной составной части только один мусковит, иногда со следами биотита, часто же вообще без слюды и с незначительным, доходящим до полного исчезновения, количеством известково-натрового полевого шпата; они распространены в Неваде и на Аляске (анализ 21 на стр. 106). *Луксуллианиты* из Луксуллиана (Luxullian) в Корнуэльсе представляют собой граниты очень богатые турмалином, замещающим слюды, отчасти также и полевые шпаты; турмалин сопровождается касситеритом.

Гранититы и близкие к ним *амфиболовые гранититы* присутствуют всюду, где находятся значительные массы гранитов. В Шварцвальде к ним принадлежат граниты Шлюхзее, Триберга, Дурбаха и Бадена (Schluchsee, Triberg, Durbacher и Badener Granit); в Вогезах — граниты Ballon, массивы Barr и Andlau; в Оденвальде — Гейдельбергский шток, граниты Melibocus'a, Дармштадта; в Рудных горах—Кирхбергские штоки,

* [Щелочные граниты в Советском союзе имеют широкое распространение на Кольском полуострове (с эннгматитом), известны также севернее Мариуполя, кое-где на Урале, в Восточно-сибирском крае, в Казакской степи и других местах.]

Обершлеммский и др., массив Лаузитцский (с переходами в гранит); в Тюрингии они известны из Зуля (Suhl) и Вейтисберга; в Гарце к ним принадлежит массив Брокена. Этот тип очень распространен в Исполиновых и Изерских горах, в Сосновых горах, в Баварско-Богемском Лесу, в Нормандии и Бретани, на Центральном плато Франции и в Пиренеях. Превосходные типы имеются в Бавено (granito bianco и granito rossa), на острове Эльбе (Monte Capanne), в Альпах (Brixen, Cima d'Asta), также на островах Ламанша, в Корнуэльсе, в Ирландии, в Вестморлэнде (Shap granite), в Шотландии (Эбердин), в Скандинавии вместе с Финляндией и во многих других странах. *

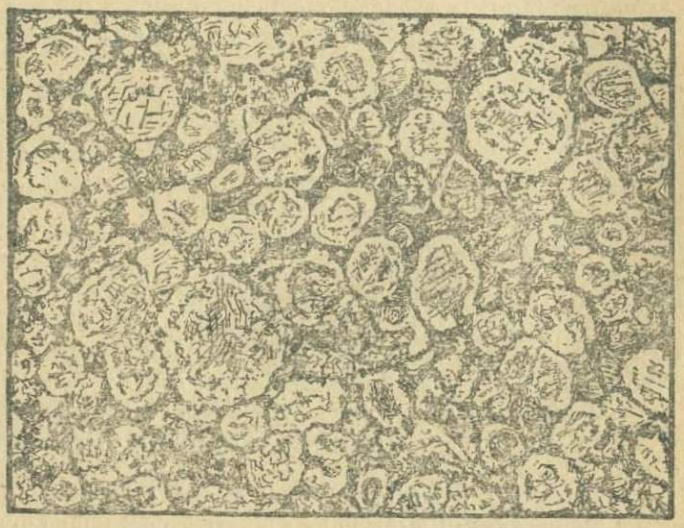


Рис. 23. Выборгское рапакиви. Озеро Кивиярви, Вильманстранд, Финляндия. По Седерхольму. $^3/_8$ натур. велич.

Рапакиви представляют собой амфиболовый гранитит с турмалином, флюоритом, ортитом и монацитом, с порфировидной структурой и идиоморфными или чаще яйцевидными вкрапленниками (рис. 23) красного и серого ортоклаза (частью микроклина) с зеленой или белой каймой олигоклаза. Ортоклаз часто прорастается биотитом и амфиболом и неправильно — кварцем. Свое название (рапакиви по-фински гнилой камень) он получил благодаря легкому выветриванию полевошпатовых овоидов в разностях, широко распространенных в южной Финляндии и в ледниковых валунах, рассеянных в северогерманской низменности. Различают рапакиви выборгские и аландские. Родственные породы находятся на шведском побережьи Ботнического залива. Породы, совершенно сходные с выборгским рапакиви, встречаются в Киевской области, в Корсуни и Малине, и в Степановке Винницкой области. Подобные же образования находятся на южном Урале. **

* [В Союзе большие массы гранитов находятся на севере, в южной кристаллической полосе, на Урале, во многих местах Сибири, Туркестана и т. д.]

** [Воронежские породы представлены рапакивиобразными разностями.]

Известковыми гранитами названы Тёрнебомом шведские граниты (Guömala в Blekinge, Wassarö и т. д.), содержащие известковый шпат, заполняющий миаролитовые пространства. Подобные породы встречаются также и в других странах.

Габбро-граниты Тёрнебома из Haakanbols в Швеции богаты серым плагиоклазом и содержат биотит, роговую обманку и зеленый диаллаговый пироксен.

Граниты Андов Штельцнера обнажаются среди андезитовых и трахитовых туфов в Juncaltal на западном склоне Чилийских Кордильеров и в ущельи Калабосо на вулкане Descabezado. Их полевой шпат стеклянно-прозрачен и содержит, так же как и кварц, включения стекла.

Пироксеновые граниты обнажаются в виде жил у Лавелина в Вогезах, далее у Neuviller и Frapelle, также на Кавказе (Дамеридаг) и на острове Суматре.

Чистые *амфиболовые граниты* — породы редкие. Они образуются из амфиболовых гранититов при постепенном исчезновении в них биотита и встречаются в Одепвальде, в Англии (Charnwood Forest), в Скандинавии и на Кавказе и иногда содержат диопсид. Сиенит-гранит — синоним амфиболового гранита и амфиболового гранитита. *

Пироксеновые граниты известны в скудных и незначительных образованиях из Доллеренталя (Oberbruck) в Вогезах, в жилах в гарцбургском габбро, на Kyffhäuser, из Шевиотов, из Гренландии, Техаса и с горы Магнитной на южном Урале. Так как в них пироксен всегда представлен диопсидом, лучше этот тип гранитов называть диопсидовыми гранитами, чтобы избежать двусмысленности понятия. Существуют бедные и богатые кварцем диопсидовые граниты; последние, благодаря их ассоциации с гиперстеновыми гранитами (Норвегия), относятся повидимому к этой группе пород.

§ 76. В юго-западной Норвегии в окрестностях Экерзунда и Зоггендаля в связи с анортозитами выступают граниты, состоящие существенно из микропертита и кварца с незначительным количеством ромбического пироксена и называемые энстатитовыми или гиперстеновыми гранитами. Они аналогичны пертитофирам Волыни и распространены в Мадрасском президентстве (Индия), где также связаны с анортозитами. Холлэнд описал в 1893 г. этот тип гранитовых пород под названием *чарнокитов*. Бедные кварцем образования распространены в Канаде и в Адирондакских горах в штате Нью-Йорк. Вместе с ними встречаются и разности, богатые кварцем; здесь они выступают также вместе с анортозитами. **

§ 77. Структура гранитовых пород — *гипидиоморфно-зернистая*, как это указывалось в § 44, с грубым до мелкого, реже тонким или крупным зерном. Переходы к *порфировидной* структуре довольно часты, и тогда в качестве фенокристов выделяется ортоклаз, иногда также и кварц, но последний мало заметен вследствие незначительных размеров. Обычно при этом общая величина зерна породы остается неизменной, и только в периферических частях массива порода становится тонкозер-

---

* [Сиенит-гранит, или граносиенит, теперь считают породой, переходной между гранитом и сиенитом. Такие породы встречаются на Дону около города Павловска.]

** [Очень интересно было бы выяснять каждый раз на месте истинную природу пироксеновых гранитов: не окажутся ли они в огромном большинстве случаев породами гибридными.]

нистой и даже плотной. В основной массе порфировидных разностей часто наблюдаются закономерные срастания кварца и полевого шпата, называемые гранофировыми; макроскопически различаемые образования такого рода называются письменными гранитами. *

§ 78. *Сфероидальное расположение* составных частей ведет к образованию *шаровых гранитов*. Величина шаров колеблется от нескольких сантиметров до размеров головы и больше. Сфероиды представляют собой то сплющенные эллипсоиды, то эллипсоиды вращения, частью же вообще довольно неправильные образования. При этом различают много разновидностей. В одних случаях сфероиды состоят исключительно или почти исключительно из одной только темной слюды (Puddinggranit из Craftsbury) в Вермонте (США), из окрестностей Мейссена в Саксонии, из St. Hilaire de Loulay в Вандее и из других местностей. Листочки слюды в таких шарах имеют более или менее правильное концентрически-скорлуповатое, но не радиальное расположение. Это так называемые *пудинг-граниты*. Более распространен второй вид сфероидальной текстуры, при которой все составные части породы участвуют в строении шаров и в последних можно различить ядро и некоторое количество оболочек. Относительные количества минеральных составляющих шаров отличаются от таковых основной массы породы, так же как и химический состав шаров имеет более основной характер, как это видно из анализов 1 — 6 на стр. 112.



Рис. 24. Шаровой гранит. Borgå у Вирвика, южная Финляндия. По Фростерусу.

Ядра шаров состоят то только из одного кристалла полевого шпата (часто в двойниках по карлсбадскому закону, как у Ghistortai вблизи Fonni в Сардинии, Krötenloch у Шварцбаха в Исполиновых горах и в других местах), то из нормальной смеси гранитовых минералов (Slätmossa и другие местности), причем и то и другое находится рядом друг с другом в одной и той же местности. Эти ядра окружены различным числом (от 2 и иногда до 50) оболочек, отличающихся по минералогическому составу (рис. 24), так что происходит чередование светлых, бедных окрашенными составными частями, зон с зонами темными, богатыми темноцветными составными частями (биотитом, роговой обманкой и магнетитом). В этих зонах господствует то концентрически-скорлуповатое расположение

* [Термин «гранофировый» имеет несколько различных толкований, и поэтому рациональнее всего его совсем не применять. Для различения микро- и макроструктур можно пользоваться такими же приставками: макрографический, микропегматитовый — см. В. Н. Лодочников, Об импликационных структурах. «Геологический вестник», VI (1928), № 1 — 3.]

составных частей, так что шары легко выделяются из вмещающей их породы, то радиальное; или же для одних составных частей (биотит) оно тангенциальное, для других (полевые шпаты) — радиальное. Величина подобных шаров колеблется от 2 — 3 до 30 *см* в поперечнике. Там, где они расположены тесно, они взаимно влияют друг на друга, благодаря чему образуются удлиненно-вытянутые, оборванные и разодранные формы. Из анализов 1 — 6 и сделанных к ним пояснений видно, что шары часто находятся не в нормальных гранитовых породах, а в основных продуктах их расщепления.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	69,21	54,59	70,05	55,72	56,97	53,77	70,67	72,20	67,88	78,83	81,43
TiO_2	—	—	0,19	0,57	0,68	1,21	—	—	—	—	—
Al_2O_3	15,59	21,26	14,78	21,35	20,96	20,86	14,80	13,98	17,56	10,88	13,70
Fe_2O_3	1,08	2,76	—	—	—	—	—	—	—	1,63	1,58
FeO	1,29	3,41	3,37	8,81	3,28	5,93	3,07	1,19	—	—	—
MnO	—	—	0,22	0,36	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,11	1,61	0,44	0,63	0,77	2,76	сл.	сл.	сл.	0,35	0,06
CaO	1,30	4,84	3,42	5,10	6,58	5,04	1,33	2,98	4,18	0,22	0,37
Na_2O	1,69	6,36	3,10	5,71	6,63	5,01	2,51	4,08	4,88	2,13	1,02
K_2O	8,92	4,96	4,13	1,23	2,91	2,87	8,26	3,90	4,29	5,31	1,28
H_2O	0,75	1,32	0,42	0,46	1,96	1,86	—	—	—	0,32	0,92
Σ	99,94	101,11	100,12	99,94	100,74	99,31	100,64	98,33	98,79	99,67	100,36

1. Микроклиновый гранит из Borga у Virvik, южная Финляндия.
2. Маленькие шары из него, находящиеся в сиенитовой фации породы почти такого же состава.
3. Гранитовая масса шарового гранита из Kortfors, прихода Karlskoga, в округе Örebro, Швеция.
4. Шары из этой породы.
5. Диоритовая фация гранитовой породы (с 64,02 SiO_2) из Slätmossa, прихода Järeda, в округе Kalmar, Швеция.
6. Шары из этой диоритовой фации.
7. Гранитит — Vasastaden, Стокгольм.
8. Ядро находящегося в нем шара.
9. Наружная оболочка находящегося в нем шара.
10. Гранит — Pine Lake, Cardiff в восточном Онтарио, Канада.
11. Бедный полевым шпатом, содержащий турмалин и силлиманит, богатый кварцем шар из этого гранита; B_2O_3 не определен.

Сфероидально образованные участки гранитных массивов более распространены, повидимому, в центральных, чем в периферических частях тела породы. Помимо перечисленных выше местонахождений надо отметить следующие: приход Kangasniemi в Финляндии, Norr-Husby в приходе Kumla, Westmanland и Balungstrand, приход Envikevn, Dalerkarlien в Швеции, Riaillé в Вандее, Mullaghderg в Donegal, Ирландия, и др.

В третьей разновидности шаровых гранитов вещество шаров не очень отличается от основной породы, даже несколько кислее ее. Примером могут служить шаровые граниты Стокгольма (анализы 7 — 9). Шары иногда светлее вмещающей их главной массы породы. Это месторождение находится у самой границы массива. Подобные породы известны в Monte Maggiore у Calvi в северо-восточной Корсике

На Pine Lake в восточном Онтарио настоящий гранит содержит на расстоянии от 2 до 300 ярдов от границы породы многочисленные шары, достигающие в поперечнике от 1 до 8 дюймов (25,4 — 203,2 *мм*);

шары богаты кварцем и содержат турмалин и силлиманит; их ядро и структура отличаются от основной массы породы. Местами шары располагаются четковидно в ряд, переходя в прожилки. Химическое различие между шарами и породой дано в анализах 10 и 11. К ним очень близки упомянутые выше турмалиновые солнца.

В пегматитовых гранитах из Wolfshau в Исполиновых горах находятся округлые массы, достигающие одного фута в поперечнике. Они плотно срастаются с породой и окружены тонкой коркой, состоящей из слюды и корунда, кристаллы которого вдаются в ядро шара, сложенное крупными кристаллами ортоклаза и мусковита. В этих образованиях наблюдается также и темноголубой дюмортиерит; кварц и плагиоклаз отсутствуют совершенно.

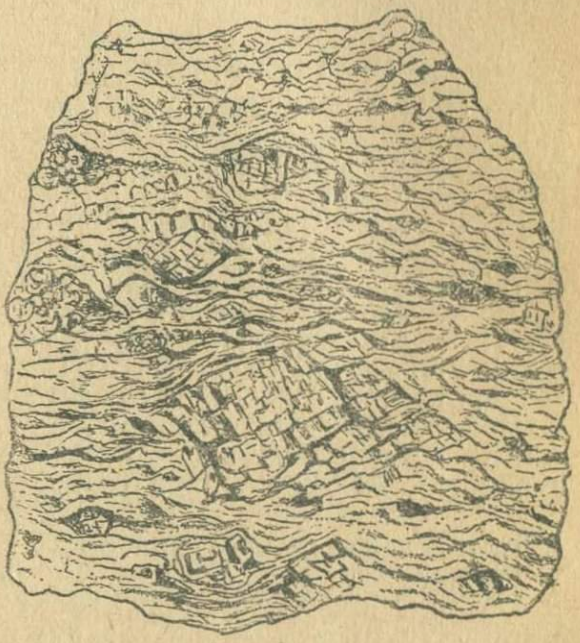


Рис. 25. Выветрелая поверхность давленого гранитита. Bekkervik, остров Selbjörn, западное побережье Норвегии. $^1/_2$ натур. велич.

Параллельная текстура, благодаря которой граниты приобретают гнейсовидный облик, встречается нередко, но в большинстве случаев проявление ее ограничивается периферическими частями массивов. Образование параллельной текстуры обусловлено скоплениями окрашенных составных частей породы в параллельные слои, а также нередко одинаково ориентированными кристаллами полевых шпатов; оно принадлежит к явлениям флюидальности (§ 47). Нередко наряду с параллельной текстурой наблюдаются порфировидные образования, в которых выделения, имеющие вид вкрапленников, не идиоморфны, но округлы до неправильно угловатых, что указывает на напряжения уже твердой породы; их динамическая природа обычно хорошо заметна под микроскопом благодаря сопровождающим ее явлениям. Подобная вторичная параллельная текстура иногда превосходно видна на выветрелой поверхности породы (рис. 25).

§ 79. В гранитовых породах чрезвычайно широко распространены округлые, яйцевидные, дисковидные, частью совершенно неправильно образованные включения темных масс *(основных конкреций)*, плотно срастающихся с нормальной породой и также пронизанных последней. Размеры их колеблются от грецкого ореха до величины головы, достигая иногда нескольких кубических метров. Такие включения иногда постепенно переходят во вмещающую их породу, чаще же отделяются от нее

довольно резко; реже они отделены от главной массы породы светлой каймой, как в окрестностях Упсалы в Швеции. Они содержат наиболее ранние выделения составных частей гранита (апатит, железный блеск, биотит, амфибол, пироксен, плагиоклаз) в значительно большем количестве, чем нормальная порода, и должны рассматриваться как скопления наиболее ранних выделений кристаллизующейся магмы. Отсюда их большие основность и удельный вес. Химическое различие нормальной породы и заключенных в ней основных конкреций показано следующими анализами. Заметна их близость с обычными шаровыми образованиями гранитов.

	1	1 a	2	2 a	3	3 a	4	4 a	5	5 a
SiO_2	68,97	57,89	62,39	38,79	71,90	56,01	71,88	54,82	68,29	53,35
TiO_2	0,31	0,57	0,37	1,12	0,35	1,13	0,27	1,07	—	—
Al_2O_3 . . .	14,80	16,82	15,98	9,39	14,12	15,19	14,90	20,80	8,71	1,53
Fe_2O_3 . . .	2,32	5,61	2,39	12,31	1,20	2,34	0,60	2,40	11,60	30,18
FeO	0,85	2,83	3,16	11,57	0,86	4,89	1,30	4,66	сл.	сл.
MnO . . .	0,01	0,14	0,78	сл.	0,05	0,40	—	—	—	—
MgO . . .	1,15	3,51	2,53	8,10	0,33	4,67	0,93	3,22	0,40	0,89
CaO	3,82	3,01	4,43	12,09	1,13	4,85	2,34	5,02	0,51	1,14
Na_2O . . .	2,46	5,87	3,46	2,20	4,52	5,66	3,20	4,82	10,63	12,61
K_2O	4,54	2,96	3,75	1,53	4,81	2,16	4,55	2,90	0,67	0,16
H_2O^+ . . .	0,71	1,38	1,13	2,07	0,42	0,90	0,40	0,85	—	—
H_2O^- . . .	—	—	—	—	0,18	0,36	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	0,19	0,11	0,53	—	—	—	—
Σ	99,94	100,59	100,37	99,96	100,35	99,21	100,37	100,56	100,81	99,86
Уд. вес . .	2,680	2,779	—	3,115	—	—	—	—	—	—

1. Гранитит — Burg Landsberg у Barr, Эльзас.
1а. Основная конкреция из 1.
2. Амфиболовый гранитит, бедный кварцем — Wehratal, Шварцвальд.
2а. Основная конкреция из 2, с 0,60 S.
3. Гранитит — Mt. Ascutney, Вермонт, с 0,04 ZrO_2, 0,04 BaO, 0,02 Cl, 0,06 F, 0,21 CO_2, следами FeS_2.
3а. Основное выделение из 3, с 0,03 (Ni, Co)O, 0,09 FeS_2.
4. Гранитит — Tempio Pausania, Сардиния.
4а. Основная конкреция из 4.
5. Эгириновый гранит — Эвиза, Корсика.
5а. Основная конкреция из 5. На $^4/_5$ состоит из эгирина.

Основные конкреции обычно более тонкозернисты, чем нормальная порода, и иногда подобны механическим включениям прорванных и метаморфизованных сланцевых пород (роговиковые включения).

В гранитах встречаются также отличающиеся от нормальной породы значительно более светлые и тонкозернистые участки, почти или совершенно лишенные окрашенных составных частей. Они также крепко срастаются с главной массой породы, отграничены от нее не слишком резко, никогда не бывают круглыми и имеют вид шлиров или жил мощностью от сантиметра до многих дециметров. Эти *кислые шлиры* являются естественными спутниками темных основных конкреций и, в противоположность им, представляют собой наиболее молодые образования затвердевающей породы. Часто они трудно отличимы от более поздних внедрений эруптивной магмы (аплитовых жил).

Из контакта одного гранитного массива в долине Louron (департамент Верхних Пиренеев) Лакруа (Lacroix) описаны своеобразные пятнистые модификации гранита, богатые биотитом и названные им granite surmicacé tacheté. Их светлые пятна состоят из кристаллов плагиоклаза, которые заключены в цельных, но аллотриоморфных индивидах титанита. Подобные породы исследованы Гейером (P. Geijer) в Стокгольме. В серых тонко- до среднезернистых стокгольмских гранитах находятся местные скопления светлых пятен, состоящих существенно только из полевого шпата и кварца и в подавляющем большинстве случаев содержащих ядро из одного или нескольких зерен титанита, иногда с некоторыми количествами колчедана. Значительно реже вместо титанита появляются скопления не вполне идиоморфных листочков биотита. И в этих пятнах, часто достигающих в поперечнике 3 *см*, титанит повидимому моложе полевых шпатов. Такое же пятнообразование найдено Озанном в основных конкрециях гранита из Fürstenstein в Баварском Лесу, из Gohlitzsch у Стригау и из местности Aigen в верхнеавстрийском Mühlviertel. Объяснения этих образований, называемых «титанитовыми пятнистыми гранитами» (Titanitfleckengranite), еще не дано.

§ 80. *Миаролитовое строение* в гранитах часто скрыто благодаря заполнению миаролитовых пустот маленькими друзами кварца, полевых шпатов, мусковита и кальцита. Там, где эти пустоты ясно видны, можно хорошо проследить переход маленьких миаролитовых ячеек в большие округлые, цилиндрические, дисковидные, иногда мощные пространства, подобные расщелинам, как в Бавено, в Tonsenaas близ Осло и других местах. В эти пустоты внедряются свободными концами кристаллов составные части породы, и очень часто наблюдается то незначительное, то чрезвычайное увеличение зерна породы по мере приближения к миаролитовым пустотам. Если эти пространства совершенно заполняются минеральным веществом, которое может принадлежать частью первоначальной магме, частью же более поздним (отчасти пневматолитическим) выделениям, подвергающимся ориентирующим воздействиям уже существующих кристаллов, то возникают так называемые *пегматитовые массы, т. е. грубозернистые до крупнозернистых аггрегаты, состоящие преимущественно из более молодых составных частей — полевых шпатов и кварца*. Большей частью можно очень хорошо распознать их нарастание на последние и дальнейший рост от краев внутрь миаролитовых пространств. Этим они напоминают секреционные образования, к которым если и принадлежат, то конечно лишь в наиредчайших случаях. Эти миаролитовые пространства представляют удобный путь для газовых эманаций, сопутствующих и следующих за интрузией, благодаря чему в пегматитовых массах возникает много значительно более редких минералов, образующих для каждой группы глубинных пород характерную ассоциацию. Главные составные части — полевой шпат и кварц — часто появляются здесь в закономерных срастаниях, при которых все индивиды кварца, заключенные в одном индивиде полевого шпата, параллельны друг другу *(письменный гранит)*. Подобные массы письменных гранитов были названы Гаюи (Haüy) *пегматитами*; в настоящее время это название употребляется в более широком смысле. Они нередко отличаются от жильных пегматитов, описанных в жильных породах. Оба рода этих образований переходят друг в друга.

Наиболее характерными минералами гранитовых пегматитов, помимо встречающихся и в нормальной породе главных, второстепенных и акцессорных составных частей, в которых кварц нередко представлен дымчатой разностью и сильно сплющен по плоскости призмы, являются монацит, ксенотим, трифилин и другие фосфаты, урановые минералы, фенакит, берилл, хризоберилл, топаз и его разновидности, ортит, гадолинит, колумбит, танталит, поликраз, эвксенит, эшенит, торит,

самарскит, сподумен, петалит, поллукс, лепидолит, турмалин, флюорит, криолит, корунд и мн. др.

§ 81. *Гранитовые породы образуют* главным образом *штоки, лакколиты* и *жилы*. В гранитовых штоках материал породы далеко не всегда во всех местах одинаков; напротив того, нередко внутри одного и того же тела интрузии встречаются различные породы; это указывает на существование шлировой дифференциации интрудировавшей магмы во время инъекции. Так образуются в гранитах сиенитовые и диоритовые фации. Повидимому, эти шлировые изменения, закономерные для каждого типа пород, различны в различных типах и отличаются друг от друга в щелочных и известково-щелочных гранитах. Во многих случаях обнаруживается удивительная зависимость характера породы от положения ее внутри массива, так что, напр., к периферии штока содержание SiO_2 уменьшается, а количество цветных составных частей возрастает *(краевые фации лампрофирового характера)*, как в дурбахитовой краевой фации массива из Дурбаха в Шварцвальде:

	1	2
SiO_2	67,70	51,05
TiO_2	0,50	1,76
Al_2O_3	16,08	14,49
Fe_2O_3	5,26	4,16
FeO		4,37
MgO	0,95	8,16
CaO	1,65	5,11
Na_2O	3,22	1,85
K_2O	5,78	7,24
H_2O	—	1,05
	101,14	99,24

1. Гранитит из Дурбаха, Шварцвальд.
2. Богатые биотитом и амфиболом краевые фации лампрофирового характера (дурбахит).

Иногда, наоборот, порода к периферии становится богаче SiO_2 и беднее темными составными частями, причем порода становится тонкозернистой *(аплитовая краевая фация)* или грубозернистой *(пегматитовая краевая фация* Stockscheider в Рудных горах), как в гранитите из Brössnitz в Саксонии, из Geyer в Рудных горах, из Guéméné и других мест в Morbihan и т. д. Мощность подобных краевых фаций колеблется в очень широких пределах от нескольких сантиметров до гектометров.

С краевыми частями штоков часто связаны и *структурные изменения* породы. Обычны переходы от гипидиоморфно-зернистой структуры к гранит-порфировой и гранофировой. В апофизах, отходящих от штока во вмещающие породы, и на самой границе штока может образоваться кварцево-порфировая структура (Брокен в Гарце, Horterkollen у Drammen в южной Норвегии и т. д.).

Близки к штокам мощные лакколиты и жильные залежи гранита, встречающиеся особенно часто среди кристаллических сланцев, а также и в собственно складчатых горах.

Широко распространено появление гранитовых штоков, сопровождающихся своеобразными жильными породами, встречающимися только внутри массива или в непосредственной близости от него, а не в самостоятельных независимых образованиях. К ним относятся аплиты, минетты,

керсантиты и т. п. в известково-щелочных гранитах и кварцевые тингуаиты, бостониты и родственные им породы — в щелочных гранитах. Жильные аналоги гиперстеновых гранитов, связанных с анортозитами, еще недостаточно исследованы.

Жилы гранитных пород, обладающие характером глубинных пород, очень распространены. Их мощность колеблется от нескольких футов и меньше до сотен метров. То обстоятельство, что мелкие жилы обладают гипидиоморфно-зернистой структурой так же, как и мощные жильные массы, причем в зальбандах часто не наблюдается никаких изменений, указывает на сильное прогревание боковых пород во время интрузии и, быть может, также на присутствие гранитного массива в глубине (область между Reuchtal и Kinzigtal в Шварцвальде). В других случаях в краевых частях жил наблюдаются так же, как и в штоках, изменения состава и структуры, среди которой наиболее распространена пегматитовая.

§ 82. Своеобразное изменение гранитов связано с привносом олова, сопровождающимся более или менее значительным окварцеванием нормальных гранитовых пород. Полевой шпат часто полностью замещается кварцем, причем иногда прекрасно сохраняется первоначальная структура породы, и из гранита образуется смесь кварца со слюдой (в большинстве случаев содержащей Li), называемая *грейзеном*. Химический процесс показан следующими анализами:

	1	2
SiO_2	74,68	79,73
TiO_2	0,71	—
SnO_2	0,09	1,43
Al_2O_3	12,73	14,31
FeO	3,00	—
MgO	0,35	—
CaO	0,09	—
Na_2O	1,54	—
K_2O	4,64	—
H_2O	1,17	—
F	—	4,53
	99,50	100,00

1. Щелочной гранит—Альтенберг, Рудные горы—с 0,50 CuO; F не определен.
2. Серый грейзен без полевого шпата и слюды (альтенбергский цвиттер)— оттуда же.

Иногда вместе с оловом появляются минералы, содержащие F и B_2O_3, как топаз (пикнит), флюорит, фторапатит, турмалин, аксинит, кроме того известные руды, как вольфрамит, шеелит, рутил, калькуранит, мышьяковый колчедан, цинковая обманка и т. д. Глинозем для образования турмалина, топаза и слюды дает полевой шпат. Это доказывается псевдоморфозами турмалина, кварца и оловянной руды, также как топаза и кварца, по ортоклазу. В некоторых грейзеновых провинциях (Рудные горы) преобладает образование топаза, в других (Корнуэльс)— образование турмалина. Это превращение гранитовых пород в грейзен идет от периферии и от трещин, как у Geyer, Циннвальда, Schlaggenwald, Альтенберга в Рудных горах, у Горнберга в Шварцвальде, в Корнуэльсе, у Vaulry, Haute-Vienne во Франции, на Банке, Тиморе и в дру-

гих местах. Подобные изменения наблюдаются иногда также и вблизи меднорудных жил (Telemarken). Повидимому, этому процессу родственны образования турмалина в краевых частях и, быть может, образования криолита в Ivigtut в Гренландии. Объяснения этого явления можно с достаточным основанием искать во фтор- и борсодержащих газовых эманациях. Для этих процессов характерно появление очень чистого каолина (накрита).

§ 83. *Отдельность гранитовых пород* в штоках преимущественно параллелепипедальная; в жилах — кубическая, плитняковая или неправильная. Затем в штоках находятся две вертикальные, приближающиеся к взаимной перпендикулярности системы трещин, связанные с системой слабо выпуклых плоскостей отдельности, горизонтальных или параллельных первичной поверхности пород. При выветривании граниты распадаются на громады каменных глыб, часто образующих великолепные моря скал. Шаровая форма отдельности обычно проявляется в виде крепких глыб, заключенных в гранитовой дресве. Матрацевидная форма отдельности является промежуточной между параллелепипедальной и шаровой. Широко распространена также и призматическая отдельность (Корнуэльс). Пластовая форма отдельности в сущности является параллелепипедальной с отсутствующими или далеко друг от друга отстоящими вертикальными трещинами.

§ 84. Формы рельефа гранитных массивов очень разнообразны на плато, невысоких горах и молодых горных цепях. На первых граниты образуют лишь незначительные возвышенности и плоские холмы; в котловинах находятся озера, болота и торфяники. В невысоких горах граниты образуют холмистый ландшафт с куполовидными возвышениями, широкими хребтами, мягкими склонами и ветвящимися — в большинстве случаев широкими — долинами. И здесь также на плоских хребтах часто расположены болота. В высоких горных цепях гранит образует зубчатые и резкие формы игл, пик, рогов и т. д. Различия форм рельефа зависят не от состава гранитовых пород, а от различия процессов и степени интенсивности эрозии в высокогорных цепях сравнительно с горами средних высот.

§ 85. Изо всех глубинных пород граниты являются *наиболее распространенными*. Их бесчисленные месторождения геологически можно привести к трем главным группам. В первой мы видим граниты, часто обладающие гнейсовидным обликом в штоках, подобных островам, или в мощных пластовых интрузиях в древних плато, сложенных почти исключительно кристаллическими сланцами, как в Финляндии, Швеции, на юге Европейской части СССР между Бугом и Днепром и в Канаде. Во второй — граниты образуют штоки, жилы и реже пластовые интрузии в невысоких горах, сложенных кристаллическими сланцами или палеозойскими отложениями либо теми и другими вместе (древние континенты и размытые хребты): Шварцвальд, Вогезы, Оденвальд, Баварско-Богемский Лес, Сосновые горы, Гарц, Нормандия, Бретань, Центральное плато Франции, Корнуэльс, северная Англия, Пиренейский полуостров, Калабрия, Норвегия и т. д. К третьей группе принадлежат граниты молодых складчатых гор — Альп, Пиренеев, Карпат и т. д. Здесь они выступают или в центральных частях среди древних сланцевых толщ, или же, реже, в больших разломах на выпуклой стороне горных цепей и тогда часто среди очень молодых осадков.

§ 86. *Переходы гранитовых пород в кристаллические сланцы* (гнейсы) очень часты в сильно складчатых горах, отсутствуя, напротив, в горах мало нарушенных, если пренебречь явлениями на плоскостях сбросов. Поэтому имеется основание относить эти переходы к явлениям динамометаморфизма. Первые следы начинающегося перехода проявляются на выходах и в образцах в трещиноватости и изгибании полевых шпатов на плоскостях спайности, в расслоении листочков слюды, принимающих субпараллельное положение, и в сахаровидном изломе кварца. Тогда видно при откалывании кусков, что плоскости разлома часто своеобразно меняют направление и как бы состоят из двух частей, расположенных под прямым или под косым углом друг к другу. Трещины на плоскостях разлома совпадают с рубцевидными линиями, выступающими матовыми полосами на плоскостях спайности полевых шпатов, белыми линиями — на обладающем жирным блеском кварце и изгибами — на слюде. Они представляют собой проекции плоскостей, по которым отдельные части породы были сдвинуты друг относительно друга *(плоскости смятия)*. При дальнейшем развитии процесса крупные зерна полевого шпата облекаются тонкозернистым спутанным аггрегатом полевых шпатов, кварц становится все более и более сахаровидным, а слюда распадается на располагающиеся полосами листочки. Под микроскопом каждая составная часть оказывается окруженной каймой раздробленных частиц, подобно тому как камни стены заключены в песчанистом цементе; отсюда—*цементная структура* (Mörtelstruktur, рис. 26 — 28). Неразломанные составные части обнаруживают оптические аномалии, могущие быть полученными искусственно путем давления. При этом трещины смятия становятся чаще и шире и заполняются мусковитовыми (часто зеленоватыми), реже — биотитовыми листочками, жирными на ощупь. Плоскости смятия, расположенные в пер-

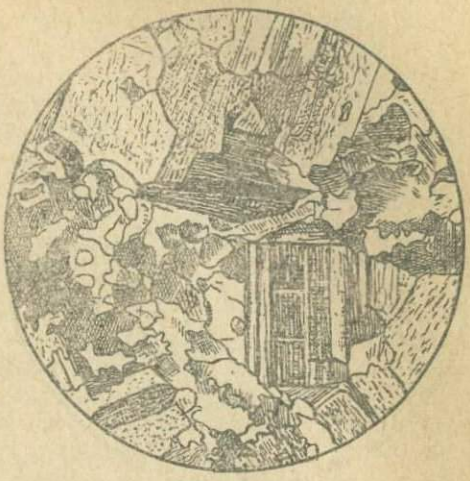


Рис. 26. Кварцевый диорит, так называемый протогин, немного давленный. Ilsviken у Drontheim. Увелич. 15 : 1. Николи +.



Рис. 27. Из зоны смятия кварцевого диорита Ilsvikeny Drontheim. Увелич. 15 : 1. Николи +.

вых стадиях процесса по всем направлениям, становятся все более и более параллельными, так что должны называться *зонами смятия*, и наконец образуется ясная сланцеватая текстура. Совокупность этих структурных изменений обозначается как *катакластическая структура*.



Рис. 28. Сильно давленый гранитит, так называемый очковый гнейс. Malmagen, Herjeadalen, Швеция. Увелич. 15 : 1. Николи +.

Рука об руку с этими структурными изменениями часто идет и изменение минералогического состава. Из ортоклаза образуется микроклин с прожилками и врастками альбита или смесь кварца с (большей частью зеленоватым) мусковитом (серицитом); в олигоклазе развиваются эпидот, цоизит, также гранат; из биотита образуется множество фибролитовых иголочек, а при переходе его в хлорит нередко встречается рутил. Таково, напр., состояние многочисленных давленых гранитов в Альпах, называемых *протогинами*, встречающихся при аналогичных обстоятельствах и в других горах.

С этим процессом не связаны более или менее значительные количественные химические изменения, как показывают следующие анализы:

	1	2
SiO_2	68,60	70,10
Al_2O_3	16,15	16,56
FeO	2,93	1,66
MgO	0,66	0,61
CaO	2,35	1,85
Na_2O	5,54	5,58
K_2O	3,31	3,69
Потеря при прокаливании	1,04	0,97
Σ	100,58	101,02

1. Протогин гранитового характера — Cevins, долина Изеры.
2. Протогин гнейсовидного характера — там же.

Таким превращениям часто подвергаются только некоторые части, так что узкие и широкие зоны смятия, с характером гнейсовидным или же (при богатом образовании слюды) подобным серицитовым сланцам, неправильно перемежаются с неизмененной породой; или широкие и приближающиеся к параллельности зоны смятия переходят друг в друга, разделяясь плитообразными массами неизмененной породы; или кажущиеся неизмененными части породы собираются в мелкие или крупные линзы внутри зоны смятия; или же, наконец, исчезают все неизмененные участки, и вместо гранита появляется гнейсовидная порода.

В то время как первая форма перехода легко распознается по своей природе как динамическая благодаря оптическим и механическим деформациям составных частей породы, во второй форме перехода гранита в гнейс как оптические и механические деформации, так и минеральные новообразования отсутствуют более или менее полностью, и параллельное расположение беспорядочно до этого связанных составных частей таково, как если бы оно возникало при перекристаллизации из неполного раствора со скользящими движениями. Вместо грубоцентрической гипидиоморфно-зернистой структуры возникает параллельная аллотриоморфно-зернистая. Первый процесс превращения, повидимому, является более поверхностным, второй — более глубинным по отношению к земной поверхности.

Семейство сиенитовых пород [1]

§ 87. *Сиениты представляют собой глубинные породы, бедные кварцем до бескварцевых, и обладают гипидиоморфно-зернистой структурой, часто переходящей в порфировидную. Существенной составной частью их является щелочной полевой шпат*, с которым повсюду связаны один или несколько минералов из семейства *биотита, амфиболов и пироксенов*. Так же как и в гранитах, здесь различают две подгруппы: *щелочные сиениты* и *известково-щелочные сиениты*. К ним как третья, в определенных отношениях самостоятельная группа присоединяются *монцониты*. В известково-щелочных сиенитах и монцонитах щелочной полевой шпат сопровождается некоторым количеством *известково-натрового полевого шпата*, совершенно отсутствующего в типичных щелочных сиенитах. Как второстепенные составные части присутствуют *железные руды, апатит* и *циркон*. Во всех трех группах как характерная примесь часто наблюдается *титанит* и в некоторых членах семейства сиенитов — *оливин, содалит* и *нефелин*.

§ 88. Согласно точным исследованиям щелочной полевой шпат в нормальных известково-щелочных сиенитах представлен бедным Na ортоклазом, реже микроклином с решетчатой структурой или пертитовым полевым шпатом; в щелочных сиенитах находится преимущественно натровый ортоклаз, микроклин либо микроклин-микропертит или же анортоклаз либо криптопертит (анализы 1 — 4, стр. 122). Цвет их в большинстве случаев красный или белый. Образование двойников и сростания аналогичны таковым же в гранитах, так же как и выветривание. Щелочные полевые шпаты часто выделяются порфировидно, и так как они всюду слагают главную массу породы, то ими, как правило, обусловливается и основная окраска породы. Облик (габитус) последней меняется в различных членах семейства сиенитов. Альбит в самостоятельных индивидах находится в щелочных сиенитах.

Там, где встречается известково-натровый полевой шпат, он принадлежит к *олигоклазу* или *андезину*; более основной состав *(лабрадор)* встречается в монцонитах и сиенитах типа Gröba, а также в основных

[1] Название встречается впервые у Плиния и обозначает часто употреблявшийся в древности для памятников амфиболовый гранит из Сиены (современного Ассуана) в Верхнем Египте. Вернер перенес название на амфиболовые сиениты плауэнского типа у Дрездена. Романская и английская литература, особенно старинная, отличительным свойством сиенита считает содержание роговой обманки, немецкая — бедность кварцем.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	66,95	62,81	65,70	66,85	36,25	45,06	44,80	42,50	35,42	58,50	37,49	47,57	50,33	47,56	45,38	50,53	50,11	49,81	35,74
TiO_2	—	—	—	—	5,25	1,88	2,22	сл.	1,34	—	0,86	0,55	0,66	—	1,14	—	0,54	0,54	0,97
Al_2O_3	17,87	23,21	20,80	19,5	15,28	6,68	6,48	9,91	8,89	12,38	10,81	—	0,30	6,65	14,05	3,51	3,56	3,47	8,16
Fe_2O_3	0,90	—	—	0,13	9,45	6,18	7,04	5,07	9,73	14,32	7,52	17,58	—	1,67	8,21	2,39	4,71	15,64	19,32
FeO	—	—	—	—	9,35	11,53	9,80	22,51	24,48	4,79	25 14	22,09	12,37	22,29	12,27	7,35	11,29	6,80	3,42
MnO	—	—	—	—	—	1,02	1,24	сл.	1,17	3,16	0,95	0,81	—	сл.	—	сл.	0,60	0,48	0,77
MgO	0,24	0,07	—	сл.	11,27	13,84	13,95	2,39	0,17	4,30	1,34	0,22	10,98	1,90	1,46	12,61	7,98	4,95	0,84
CaO	0,52	2,60	0,84	0,11	0,39	10,81	11,14	11,35	6,93	0,92	9,77	1,14	22,01	19,08	14,06	21,24	17,57	9 89	31,16
Na_2O	5,20	4,23	6,52	7,44	0,66	3,99	4,07	1,92	5,13	4,09	2,06	7,62	2,14	0,27	1,80	1,44	3,05	7,77	—
K_2O	7,82	7,54	6,43	5,80	9,44	0,60	0,64	3,65	3,23	0,48	1,91	1,15	0,94	0,20	0,86	сл.	0,26	0,85	—
H_2O	0,30[1]	—	0,50	0,31[1]	1,86[1]	—	—	0,36	3,15	—	2,01	1,12	—	0,12	0,86	—	0,19[1]	0,30[1]	—
Σ	99,80	100,46	100,79	100,21	99,73	101,59	101,38	99,85	99,64	102,94	99,86	100,01	99,73	99,86	100,09	99,07	99,86	100,50	100,38
Уд. вес	—	2,619	2,575	—	3,024	3,225	3,204	—	—	—	—	—	3,401	—	3,55	2,94	—	—	—

1. Натро-нортоклаз из пуласкита —Fourche Mts., Арканзас.
2. Анортоклаз (микропертит) из лаурвикита — Laurvik, округ Осло.
3. Криптопертит из нордмаркита — Brome Mt., Monteregian Hills, Квебек.
4. Криптопертит из пуласкита — Red Hill, Moltenborough, Нью-Гэмпшир — с 0,07 BaO.
5. Биотит из авгитового сиенита — Gröba, Саксония — с 0,53 H_2O^-.
6. Роговая обманка из роговообманкового сиенита — Plauen, Саксония.
7. Роговая обманка из роговообманкового сиенита — Coschütz, Саксония.
8. Щелочно-железистый амфибол из кварцсодержащего умптекита — Wausau, Висконсин — с 0,19 H_2O^-.
9. Щелочно-железистый амфибол из умптекита — Beverley у Бостона, Массачузетс.
10. Щелочной амфибол из натронсиенита — Миасс, Урал.
11. Гастингсит из умптекита — Seglinge близ Almunge, Швеция.
12. Озоннит из умптекита — Alter Pedroso, Португалия — с 0,16 H_2O^{-110}.
13. Диопсидовый пироксен из лаурвикита — Byskoven близ Laurvik, округ Осло.
14. Геденбергитовый пироксен из кварцсодержащего умптекита — Wausau, Висконсин — с 0,42 H_2O^-.
15. Пироксен из щелочного авгитового сиенита — Peninsula, Онтарио.
16. Зеленый авгит из авгито-слюдяного сиенита — Neudeck, Нижняя Силезия.
17. Пироксен из щелочного сиенита — Собачья гора, Кыштым, Урал.
18. Эгирин-авгит из щелочного сиенита — река Черемшанка, Урал.
19. Известково-железистый гранат из святоносита — Святой Нос, Прибайкалье.

[1] Потеря при прокаливании.

продуктах расщепления сиенитовых пород. Зонарное строение, срастание со щелочными полевыми шпатами и выветривание соответствуют таковым же в гранитах.

Кварц в щелочных сиенитах, как правило, отсутствует совершенно, в известково-щелочных — почти совершенно. Он всегда аллотриоморфен и является наиболее молодым образованием.

Слюда, принадлежащая к группе *биотита* (анализ 5, стр. 122), черная в отраженном свете и коричневая, сильно плеохроирующая в проходящем, образует идиоморфные гексагональные таблички. При выветривании, как и в гранитах, биотит переходит в зеленый хлорит и часто белеет совершенно. Светлая слюда отсутствует совсем.

Амфибол известково-щелочных сиенитов представлен *обычной зеленой роговой обманкой* с умеренным содержанием глинозема и малым — щелочей, в большинстве случаев идиоморфной в поясе призмы и часто с неправильными концевыми ограничениями. В слюдяных сиенитах эрценбахского типа она светлозеленая или желтоватая до почти бесцветной, бедная щелочами и с большим содержанием воды. В монцонитах она нередко находится в параллельном срастании с диопсидом и обладает зеленым цветом средней интенсивности. Срастание с пироксеном в богатых диопсидом сиенитах в большинстве случаев представляет собой пронизывание пироксена амфиболом в неправильно ограниченных вростках; в роговообманковых сиенитах диопсид заключен в виде ядра в роговой обманке. Распространено образование двойников по первому пинакоиду. Явления изменения такие же, как и в граните. В щелочных сиенитах амфибол — то красно-бурый, то серо-синий — принадлежит к содержащим титан и щелочи и притом богатым железом и глиноземом *базальтическим* и *гастингситовым*, *баркевитовым* (бурым) или же *арфведсонитовым* (голубовато-зеленым) разностям. Последние бросаются в глаза благодаря слабому двупреломлению. При постепенных переходах от красно-бурого до серо-голубого цвета нередки параллельные срастания. Формы образования двойников и спайность такие же, как в обычных роговых обманках. Чистый синий *рибекит* встречается в большинстве случаев в скудных количествах как акцессорный минерал. Амфиболы щелочных сиенитов при выветривании легко переходят в смесь окислов железа.

Из пироксенов в известково-щелочных, как и в щелочных сиенитах встречается светлозеленый до бесцветного, реже густозеленый, в большинстве случаев вполне идиоморфный *диопсид*, часто геденбергитового характера, с ограничениями по призме и по обоим пинакоидам и основной пирамидой, к которым могут присоединяться также и другие плоскости. Часто образование двойников по первому пинакоиду. В щелочных сиенитах диопсид содержит щелочи. При выветривании этот пироксен переходит в кальцит и серпентин или хлорит. В щелочных сиенитах зеленый диопсид иногда сопровождается или замещается фиолетово-бурым, титансодержащим диаллаговым пироксеном или же — чаще — *эгирин-авгитом* и *эгирином*, частью образующими самостоятельные индивиды, частью обрастающими диопсид. Некоторые щелочные сиениты содержат только эгирин при более или менее полном отсутствии других окрашенных составных частей.

Желтый до коричневого *титанит* идиоморфен и в известково-щелочных сиенитах имеет форму конверта с $(\bar{1}23)$, (001), $(\bar{1}01)$; в щелоч-

ных сиенитах господствует форма (011) с подчиненными (001) и ($\bar{1}$01). Образование двойников по базису особенно часто в щелочных сиенитах.

Апатит и *железные руды* (часто Ti-содержащие) распознаются обычно только под микроскопом. При выветривании из железных руд часто образуется титанит в неправильных угловатых зернышках.

Ортит в идиоморфных единичных индивидах, смоляно-черный в отраженном свете и каштаново-бурый в проходящем, находится спорадически в сиенитах всех типов. *Корунд* встречается в виде примеси в щелочных сиенитах Мадрасского президентства в Ост-Индии, в подобных им сиенитах восточного Онтарио в Канаде и в уральских сиенитах из окрестностей Кыштыма и так распространен в этих породах, что Холлэнд Миллер и Морозевич называют их корундовыми сиенитами. Известково-железистый гранат находится только в определенных месторождениях, и его появление связано, повидимому, с определенными геологическими условиями.

§ 89. *Структура* и *текстура сиенитов* повторяют отношения, описанные в §§ 77 и 78 для гранитов. Выделение из магмы начинается с образования апатита и руд; затем следуют цветные силикаты, богатые Mg и Fe, затем силикаты, богатые Ca, и наконец щелочные полевые шпаты и кварц. Необходимо отметить, что образование диопсида — частью определенно, частью вероятно — предшествует образованию амфибола, а выделение амфиболов и пироксенов, богатых щелочами, происходит в наиболее позднюю стадию затвердевания породы. Здесь, так же как и в гранитах, при последовательном выделении минералов образуются иногда крупные скопления наиболее рано выделившихся составных частей (основные конкреции) или, наоборот, шлировидные образования из светлых составных частей породы, в которых наиболее ранние выделения почти совершенно отсутствуют. Подобные основные конкреции, состоящие из пироксена, фаялита и магнетита, описал Гейер из Rackberget в Norrbotten (Швеция). В Rödekornberget роговообманковый сиенит переходит в шлиры почти чистого горнблендита, который в свою очередь окружает рудные скопления, достигающие величины кулака. Эта рудная масса состоит из магнетита, ильменита, небольшого количества фаялита, биотита и 3 — 5% циркона. Миаролитовые пустоты и отношение их к пневматолитово-пегматитовым образованиям часто достаточно ясны (окрестности Мейссена, Осло и т. д.).

Расположение составных частей массивное, гипидиоморфно-зернистое, причем величина зерна меняется от тонкого до грубого. Флюидальные текстуры проявляются часто в параллельном расположении щелочного полевого шпата, образующего тонкотабличатые формы по M = (010) *(трахитоидная текстура)*, как напр. в Плауэнском Грунде у Дрездена и в других местах. Цветные составные части тоже нередко располагаются параллельно, так что возникает ясная слоистая текстура, напоминающая кристаллический сланец. Динамические текстуры обнаруживают те же соотношения, как и в гранитах, отличаясь лишь незначительным, доходящим до полного исчезновения, содержанием кварца.

§ 90. *Все сиениты тесно примыкают к соответствующим гранитовым породам и связаны с ними в своих обнажениях промежуточными формами и переходами в отношении как химического, так и минералогического состава*; они представляют собой бедные кремнекислотой разности гранитовой магмы. Вместе с тем эти переходы не произвольны,

и геологически известково-щелочные сиениты ассоциируют только с известково-щелочными гранитами, в то время как, с другой стороны, щелочные сиениты появляются в геологических провинциях щелочных гранитов и переходят в них. Подобные промежуточные формы, стоящие между типичными гранитами и типичными сиенитами, часто называются *кварцевыми сиенитами*. * Известково-щелочные сиениты вообще довольно редкие породы, а щелочные сиениты — гораздо более часты, в то время как в соответствующих гранитовых типах наблюдается обратное соотношение. Объяснение этого факта заключается в том, что вместе с уменьшением в известково-щелочных гранитах содержания SiO_2 увеличивается количество CaO, так что известково-натровые полевые шпаты получают перевес над щелочными полевыми шпатами, т. е. совершается переход в диоритовые, а не в сиенитовые породы. Подобное явление не может произойти в щелочных гранитах, так как они почти не содержат извести.

Внутри каждой из указанных главных групп известково-щелочных и щелочных сиенитов наблюдается большее или меньшее различие, зависящее от цветных составных частей, связанных с полевыми шпатами. Только изредка присутствует какой-либо один цветной минерал; в большинстве же случаев один из таких минералов лишь является господствующим, так что в обоих главных рядах сиенитов можно выделить слюдяные, амфиболовые и пироксеновые разности. Но эти подразделения еще не вполне соответствуют разнообразию этих пород в природных их месторождениях.

§ 91. Наиболее давно известный ряд *известково-щелочных сиенитов* с биотитом в качестве господствующей цветной составной части настолько отвечает по структуре относительному количеству составных частей, окраске и всему облику гранитов, что породы эти могут быть названы *бедными кварцем гранититами*. Они распространены в виде фациальных образований в больших гранитных массах канадской Лаврентьевской системы, где незаметно переходят в гранититы в Moritzburg, в гранито-сиенитовой провинции Мейссена и т. д. В гнейсе Шварцвальда, особенно между Renchtal и Kinzigtal в окрестностях Oberwolfach, Hausach, Zell a. H. и от Schapbach до плоскогорья около Unterkirnach (анализ 8), широко распространен в виде штоков и жил тип, несколько отклоняющийся от описанного, со средним до тонкого зерном, не красного, а серого цвета, с большим содержанием очень равномерно распределенного биотита. Месторождения частью представляют собой краевые образования гранитита (см. выше о дурбахите), но в других случаях видимая связь непосредственно не наблюдается. Кварц присутствует в переменном количестве, часто встречается желто-зеленоватая роговая обманка, обрастающая биотит, и нередко — титанит. Олигоклаз по отношению к ортоклазу значительно меняется в количестве. Зерно часто грубое, особенно при высоком содержании слюды. В жилах нередко наблюдаются явления расщепления (сложные жилы), так что в большинстве случаев центральные и краевые части их различны, и иногда встречается неоднократное чередование светлых, богатых кварцем и полевыми шпатами слоев со слоями, богатыми слюдой. Шаровая отдельность особенно свойственна темным частям жил. Этот тип, часто содержащий ортит, называется —

* [Их называют также спенито-гранитами.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	65,63	62,51	61,93	61,01	60,75	60,52	59,95	59,86	59,79	54,50	51,93	51,89	58,97
TiO_2	сл.	0,81	0,78	—	0,63	0,88	1,57	0,75	0,67	2,18	1,22	1,34	0,99
Al_2O_3	13,85	12,78	17,41	15,36	19,68	16,65	17,47	16,68	17,25	13,67	17,90	17,94	16,33
Fe_2O_3	2,02	2,56	1,16	2,98	1,54	2,97	2,59	2,78	3,60	0,63	6,12	3,85	2,72
FeO	2,80	4,76	3,74	7,77	2,98	2,15	3,15	3,00	1,59	11,44	3,19	3,37	4,14
MnO	сл.	сл.	0,18	0,18	сл.	сл.	—	—	0,20	0,21	—	0,08	0,09
MgO	2,79	3,33	0,73	0,78	0,81	2,32	1,18	3,51	1,24	3,25	3,99	2,88	2,72
CaO	3,43	4,76	2,14	4,05	2,29	4,73	3,25	3,96	3,77	6,41	7,29	5,62	4,29
Na_2O	1,84	2,71	5,07	3,68	4,89	4,43	6,38	3,58	5,04	2,97	4,11	4,63	4,10
K_2O	6,25	4,81	6,16	3,90	5,90	4,39	2,98	4,30	5,05	3,07	3,42	4,50	4,54
H_2O+	1,17	1,53	0,37	0,49	0,08	0,64	1,04 [1]	1,44	0,39	0,13 [1]	0,53	2,09	0,87
H_2O-	—	—	0,08	—	0,24	0,27	—	—	0,19	0,15	0,09	0,72	—
P_2O_5	сл.	сл.	0,32	—	сл.	0,29	0,02	—	0,35	0,46	—	0,67	0,24
Σ	99,77	100,59	100,38	100,10	99,79	100,20	99,58	99,86	100,14	99,60	99,79	100,32	100,00
Уд. вес	2,864	2,901	2,703	—	—	—	—	—	2,704	—	2,867	—	2,81

1. Авгитово-слюдяной сиенит (кварцсодержащий) — Follmersdorf, Силезия.
2. Авгитово-слюдяной сиенит (кварцсодержащий) — Reichenstein, Силезия.
3. Гиперстеновый сиенит — Suletind, Норвегия — с 0,21 BaO, 0,08 CO_2, 0,02 S.
4. Авгитовый сиенит — Tupper Lake, штат Нью-Йорк.
5. Роговообманковый сиенит — Belknap Mts., Нью-Гэмпшир.
6. Роговообманковый сиенит—Плауэнский Трунд в Дрездене—со следами BaO, SrO.
7. Авгито-слюдяной сиенит — Cilaos, остров Réunion.
8. Слюдяной сиенит (эрценбахский тип) — Frohnau, Шварцвальд.
9. Авгито-роговообманково-биотитовый сиенит — Tirbircio, Колорадо — с 0,14 BaO, 0,11 SrO, 0,72 CO_2, 0,04 SO_3 и следами Li_2O, Cl.
10. Авгитовый сиенит — Горошки, Волынь — с 0,16 редких земель, 0,12 Cl, 0,25 S.
11. Авгитовый сиенит — Gröba, Саксония.
12. Авгито-роговообманковый сиенит — Portland mine, Колорадо — с 0,03 ZrO_2, 0,41 FeS_2, 0,19 BaO, 0,11 SrO, следами Li_2O, Cl, CO_2.
13. Среднее этих 12 анализов (перечислено на 100; H_2O^- откинуто).

[1] Потеря при прокаливании.

Получаем для:

	s	a	c	f	n	ряд
1.	71,92	10,0	4,0	16,0	3,1	*δ*
2.	68,38	8,0	2,5	19,5	4,6	*χ*
3.	69,99	16,0	2,5	11,5	5,6	*β*
4.	67,50	9,0	4,5	16,5	5,9	*β*
5.	69,10	16,0	4,5	9,5	5,6	*β*
6.	67,42	11,0	4,0	15,0	6,0	*β*
7.	68,44	13,5	4,0	12,5	7,6	*α*
8.	66,75	9,0	5,5	15,5	5,6	*β*
9.	67,82	13,0	3,5	13,5	6,0	*β*
10.	61,60	5,5	3,5	21,0	6,0	*β*
11.	58,34	6,5	5,0	18,5	6,5	*β*
12.	60,61	9,5	4,0	16,5	6,1	*β*
13.	65,96	9,5	4,0	16,5	5,8	*β*

по имени месторождения в Erzenbachtal у Oberwolfach в Шварцвальде — *эрценбахским типом.*

Роговообманковые сиениты, или просто сиениты, отличаются от амфиболовых гранитов лишь незначительным содержанием кварца. В основу этого типа Вернер положил принадлежащие к Мейссенскому гранито-сиенитовому массиву породы Плауэнского Грунда (анализ 6) в Саксонии. Этот же тип встречается в различных местах названного массива, а также в виде фациального образования в амфиболо-гранитовом массиве южных Вогез, в Оденвальде (Kisselbusch у Löhrbach); здесь сиениты бескварцевые, без биотита и титанита и могут принадлежать к гейдельбергским гранититам, в местности между Glatz и Reichenstein в Нижней Силезии, в Biella в Пьемонте и на Piz Giuf в восточном массиве Аара. Облик их всюду гранитовый; темные составные части находятся в достаточном количестве (что выражается содержанием в анализе MgO и железа) и принадлежат, помимо роговой обманки биотита, нередко также и широксену, который появляется преимущественно в виде ядра в индивидах роговой обманки. Титанит довольно постоянен, ортит присутствует не очень редко. В отличие от других сиенитов он называется *сиенитом типа Плауэнского Грунда.*

Авгитовые сиениты типа Gröba значительно богаче известково-натровым полевым шпатом; характер их становится диоритовым, причем возрастает также значение окрашенных составных частей и следовательно железа и магнезии (анализы 10 и 11). В типе Gröba ортоклаз часто выделяется в виде вкрапленников, а более мелкие полевые шпаты принадлежат плагиоклазу (основному андезину и лабрадору). Содержание кварца очень падает; среди цветных составных частей господствует зеленый (иногда с фиолетовым оттенком) авгит, сопровождаемый идиоморфным гиперстеном и биотитом, реже — роговой обманкой. Этот тип обнажается в виде особой фации Мейссенского гранито-сиенитового массива у Gröba вблизи Riesa и в других местах Саксонии, а также в древнейших горных системах Мичигана и Висконсина.

Гиперстеновые сиениты, которые, как и гиперстеновые граниты (§ 76), богаты микропертитом, описаны из области Jotunheimen в южно-норвежском высокогорьи. Порода из Suletind (анализ 3) очень богата щелочами и близка к щелочным сиенитам.

Под общим названием *кодуритов* Фермор описывает серию изверженных пород, встречающихся вместе с чарнокитами и кристаллическими сланцами в Пе-

редней Индии, особенно на восточном побережьи в областях Vizagapatam и Ganjam. Для них характерно содержание спандита — марганцевого граната, стоящего между спессартитом и андрадитом. Типичный кодурит (название происходит от Kodur в области Vizagapatam) состоит из калиевого полевого шпата, спандита и апатита (примерный состав: 41,29% ортоклаза, 55,04% спандита, 3,36% апатита). Другие породы этой серии отчасти содержат кварц, пироксен или реже биотит и соответственно называются кварцевыми кодуритами, пироксеновыми кодуритами и т. д. Бесполевошпатовые разности представляют собой марганцевые пироксениты, пироксено-спандитовые и почти чистые спандитовые породы. Пироксены представлены родонитом и двумя другими, ближе еще не описанными, марганцевыми авгитами. Присутствующий повсюду, часто заметный и макроскопически, голубовато-зеленый апатит является марганецсодержащим фторапатитом. Кодуриты в среднем равномерно среднезернистые породы (величина зерна 1,5—6 *мм*); иногда спандит и апатит выделяются порфировидно в округлых кристаллах. Основные разности обычно находятся среди кислых в виде неправильных или шлировидных масс; их образование приписывается магматической дифференциации. Породы подобного состава Фермор причисляет к кристаллическим сланцам (серии гондит). Кодуриты вскрыты разработками марганцевой руды и всегда сильно изменены. Марганцевая руда происходит из них и из гондитов.

§ 92. Особое и очень важное положение занимает тип сиенитов, изученных впервые в массиве Монцони в юго-восточном Тироле и названных *монцонитами*.[1] Полевые шпаты в нормальной породе принадлежат ортоклазу и лабрадору, причем последний идиоморфен в значительно более высокой степени, чем первый; в основных разностях лабрадор замещается близким к анортиту битовнитом, в кислых — андезином. Относительные количества щелочного полевого шпата и плагиоклаза сильно меняются. Ортоклаз часто окружает известково-натровый полевой шпат, откуда содержание CaO в его анализах. Характерно отсутствие красной окраски полевых шпатов, благодаря чему тонкозернистые породы имеют серый цвет. Количественные отношения бесцветных и окрашенных минералов колеблются, так же как и количество различных полевых шпатов. В нормальной породе полевые шпаты и цветные составные части — преимущественно зеленый идиоморфный авгит, зеленая роговая обманка и коричневый биотит — находятся в примерно равных количествах. Авгит и роговая обманка часто находятся в пертитовых срастаниях, таблички биотита дают однородный отблеск в больших пятнах, но не идиоморфны и испещрены при этом пойкилитовыми вростками других составных частей. Кварц или отсутствует совершенно или же присутствует лишь в очень малых количествах. Примеси представлены большим количеством апатита, скудным — циркона, переменным — магнетита; как редкие и местные образования встречаются меланит, шпинель и пирит; титанит является общей и местами богатой примесью. При появлении несколько большего количества кварца образуется — как подчиненный тип — *кварцевый монцонит*, при появлении ромбического пироксена — *гиперстеновый монцонит*, при появлении оливина — *оливиновый монцонит*. Изменение относительных количеств

[1] Название *монцониты* часто употребляется в еще более широком смысле. Как уже следует из описания типов Erzenbach и Gröba, известково-щелочные сиениты при увеличении содержания известково-натрового полевого шпата связываются всеми переходами с диоритами, так же как известково-щелочные граниты — с кварцевыми диоритами. Брёггер предложил подобные переходные породы, содержащие примерно равные количества щелочных и известково-натровых полевых шпатов, различать в зависимости от содержания SiO_2, а именно: породы, содержащие около 67—82% SiO_2, называть адамеллитами, такие же с содержанием 63—66% SiO_2 — банатитами и с содержанием 50—62% SiO_2 — монцонитами.

бесцветных и окрашенных составных частей обусловливает появление многочисленных шлировых образований гранитового, сиенитового, диоритового, габброидного и — при более или менее полном выпадении полевых шпатов — пироксенитового, перидотитового и шонкинитового состава. Кварцево-монцонитовые и пироксенитовые разности выступают, особенно в Тироле, как самостоятельные образования, в то время как в североамериканских месторождениях все разновидности всегда являются нераздельными членами общего тела породы. При этом монцонитовая магма обнаруживает такую высокую способность к расщеплению, как ни одна другая гранитовая или сиенитовая магма. Это может, пожалуй, основываться на том, что средний состав монцонита обладает несомненным родством со средним составом теллурической магмы (стр. 18—20) — свойство, которое они разделяют с эссекситами, занимающими среди пород с преобладающими известково-натровыми полевыми шпатами положение, аналогичное монцонитам в ряду щелочно-полевошпатовых пород. Насколько равномерно проходят эти изменения, показывает сравнение нормальных, богатых полевыми шпатами и бедных полевыми шпатами членов этого типа пород в Монцони и в Predazzo в Тироле (анализы 1 a — 1 c) на Yogo Peak в горах Little Belt в Монтане (анализы 2 a — 2 c), на Beaver Creek в горах Bearpaw там же (анализ 3 a — 3 c) и в других местах. Повсюду содержание SiO_2, Al_2O_3 и Na_2O падает в указанной последовательности, в то время как содержание окислов железа, MgO и CaO возрастает; содержание K_2O частью падает, частью остается довольно постоянным (последнее имеет место в том случае, когда налицо шонкинитовые, а не пироксенитовые продукты расщепления). Что аналогичные процессы расщепления появляются также и в нефелиновых монцонитах и соммаитах, показывают анализы 4 a — c и 5 a — c.

Монцониты в некотором смысле являются связующим звеном между известково-щелочными и щелочными сиенитами. По химическому и минералогическому составу они ближе к первым, по крайней мере в своем нормальном проявлении и в кислых продуктах расщепления, в то время как основные продукты расщепления всегда обладают тералитовым характером. Что монцониты действительно родственны щелочным породам, доказывает прежде всего их совместное появление с типичными щелочными породами, а также и связанные с ними жильные породы. Связь с первыми становится особенно очевидной благодаря появлению монцонитов вместе с эссекситами в так называемой древней диабазовой формации острова Пальма (Канарские острова) и появлению их в виде выбросов в брекчии туфового кратера острова Vivara в Неаполитанском заливе. В Европе монцониты находятся — также совместно со щелочными гранитами и сиенитами — в области Рагунда в Jemtland (Швеция). *Кенталлениты*, описанные впервые Гики и образующие множество мелких интрузивных тел в окрестностях Ballachulish, Kilchrenan и Inveraray в Шотландии, представляют собой (анализ 6) основные оливиновые монцониты.

Монцониты юго-восточного Тироля прорывают и метаморфизуют известняки триаса. Монцонит *иогоит* (Yogoit) на высоте 9 000 футов (2700 *м*) — Yogo Peak в горах Little Belt, Монтана, прорывает мел. Это среднезернистая до тонкозернистой порода (2 a), состоящая преимущественно из ортоклаза, часто образующего кайму вокруг олигоклаза, и бледнозеленого диопсида, обрастаемого по периферии роговой обман-

	1 a	1 b	1 c	2 a	2 b	2 c	3 a	3 b	3 c	4 a	4 b	4 c	5 a	5 b	5 c	6
SiO_2	58,38	52,64	50,43	61,65	54,42	49,98	68,34	52,81	50,00	48,45	46,40	44,80	51,65	50,20	50,10	48,00
TiO_2	1,01	1,10	—	0,56	0,80	1,44	0,21	0,71	0,73	0,90	1,57	2,60	1,19	1,19	0,97	0,22
Al_2O_3	16,24	14,96	10,21	15,07	14,28	12,29	15,32	15,66	9,87	22,60	21,60	17,30	19,59	18,80	18,93	12,52
Fe_2O_3	1,63	4,44	11,57	2,03	3,32	2,88	1,90	3,06	3,46	1,90	4,07	4,90	0,93	1,79	2,65	8,74
FeO	4,85	5,63	—	2,25	4,13	5,77	0,84	4,76	5,01	3,37	4,95	6,85	6,23	4,62	4,65	
MnO	0,18	0,22	—	0,09	0,10	0,08	0,07	сл.	сл.	—	—	—	—	—	—	—
MgO	2,41	3,92	5,58	3,67	6,12	9,19	0,54	4,99	11,92	1,68	2,75	5,72	4,24	5,55	6,60	15,26
CaO	4,57	7,82	14,82	4,61	7,72	9,65	0,92	7,57	8,31	7,23	8,44	11,70	8,02	8,77	9,75	7,94
Na_2O	3,98	3,82	1,48	4,35	3,44	2,22	5,45	3,60	2,41	8,60	6,29	4,03	2,38	1,71	2,03	3,11
K_2O	5,36	3,98	3,70	4,50	4,22	4,96	5,62	4,84	5,02	3,87	2,71	2,08	4,90	6,07	4,21	2,68
H_2O	0,89	1,17	0,87	0,41	0,38	0,56	0,30	0,93	1,16	2,25[1]	1,25[1]	0,35[1]	1,38	1,37	0,75	1,36[1]
P_2O_5	0,20	0,27	0,70	0,33	0,59	0,98	0,13	0,75	0,81	—	0,26	0,50	0,41	0,31	0,57	—
Σ	100,08	99,97	99,88	99,89	99,97	99,73	99,95	100,24	100,01	100,85	100,29	100,83	100,92	100,38	101,21	99,83

1 a. Кварцевый монцонит — южная сторона Monte Mulatto, Predazzo — с 0,38 ZrO_2.

1 b. Монцонит, нормальный тип — мост южнее Mezzavalle, левый берег Avisio, западная сторона Mulatto.

1 c. Шонкинитовая фация монцонита, богата цветными составными частями — Canzacoli, Predazzo — с 0,52 $CaCO_3$.

2 a. Монцонит, бедный цветными составными частями — Yogo Peak, Little Belt Mountains, Монтана — с 0,27 BaO, 0,10 SrO и следами Cr_2O_3 и Li_2O.

2 b. Монцонит нормальный — там же — с 0,32 BaO, 0,13 SrO, следами Cr_2O_3 и Li_2O.

2 c. Шонкинитовая фация монцонита — там же — с 0,43 BaO, 0,08 SrO, 0,22 F, следами Cr_2O_3 и Li_2O.

3 a. Кварцевый щелочной сиенит, тонкозернистый, образующий ядро 3 b — Beaver Creek, Bearpaw Mountains, Монтана — с 0,08 BaO, 0,04 SrO, 0,15 гигроскопической воды, 0,04 Cl.

3 b. Монцонит, главная масса лакколита — там же — с 0,24 BaO, 0,09 SrO, 0,16 гигроскопической воды, 0,07 Cl, следами F, SO_3 и Li_2O.

3 c. Шонкинитовая фация 3 b — с 0,32 BaO, 0,07 SrO, 0,17 гигроскопической воды, 0,11 Cr_2O_3, 0,07 NiO, 0,08 Cl, 0,16 F, 0,02 SO_3, 0,31 CO_2 и следами Li_2O.

4 a. Нефелиновый монцонит, богатый бесцветными составными частями — ручей Andevenanaomby, массив Bezavona, северо-западный Мадагаскар.

4 b. Нефелиновый монцонит нормальный — ручей Berondra в том же массиве.

4 c. Нефелиновый монцонит — тип, богатый цветными составными частями; включение в 4 b.

5 a. Соммаит, тонкозернистый тип, очень богатый авгитом и лейцитом — Монте Сомма.

5 b. Соммаит грубозернистый, богатый авгитом и лейцитом — там же.

5 c. Соммаит грубозернистый, богатый оливином и бедный лейцитом — там же.

6. Кенталленит — Kentallen Quarry, западнее Ballachulish, в Шотландии — беден полевым шпатом, почти черный; уд. вес 2,95.

[1] Потеря при прокаливании.

кой в сноповидных аггрегатах, скудного количества биотита и кварца, а также небольшого количества апатита, титанита и железных руд. К западу красновато-серая порода становится темносерой и с зеленым оттенком (2 b), диопсид становится идиоморфным, вместо олигоклаза появляется андезин, количество биотита и железных руд возрастает, роговая обманка становится скудной, ортоклаз и диопсид присутствуют почти в равном количестве. Еще далее к западу образуется шонкинитовая (2 c) краевая фация с качественно одинаковым, но количественно очень разнообразным минеральным составом. Облик становится подобным габбро с грубым зерном, с большими таблицами биотита, более темно-зеленым диопсидом, значительно возросшим количеством апатита и магнетита и чрезвычайно уменьшившимся содержанием ортоклаза, образующего аллотриоморфные таблицы с врастками андезина. Появляется оливин. Близ границы шонкинит содержит неправильные массы породы, в которых таблицы биотита достигают величины 1 *см* и пойкилитово заключают другие составные части. Авгит является господствующей составной частью, количество ортоклаза становится очень скудным. На Beawer Creek монцонитовый лакколит метаморфизует меловые сланцы в адинолеподобные массы, а песчаники — в кварциты. Ядро массы образовано тонкозернистым кварцевым щелочным сиенитом, состоящим из микропертита и щелочного полевого шпата с кварцем, скудного количества светлозеленого диопсида и рудных зерен; биотит и титанит наблюдаются только раздельно; известково-натровый полевой шпат отсутствует совершенно. Шонкинит (3 c) является периферическим. Другие месторождения находятся в Highwood Mountains, на Highwood Peak, Square Butte и на Shonkin Sag, — все в штате Монтана (см. стр. 47).

Соммаитами названы А. Лякруа глубинные породы монцонитового характера со средним до грубого зерном, распространенные в выбросах Монте Соммы выше Pollena, Ottajano и Sta Anastasia. В светлой массе породы, состоящей из полевых шпатов и лейцита, находятся крупные кристаллы оливина и авгита. В виде микроскопической составной части присоединяются апатит и Ti-содержащий магнетит. Полевые шпаты состоят из битовнита с каймой, богатой альбитом, и из ортоклаза, крупные таблицы которого образуют цемент для всех других составных частей. Анализы 5 a — c показывают соотношения, аналогичные нормальным монцонитам. Поэтому соммаиты можно характеризовать как лейцит-содержащие оливиновые монцониты.

В массиве Bezavona на северо-западе Мадагаскара находятся, по Лякруа, значительные образования нефелиновых монцонитов, связанных с элеолитовыми сиенитами. Наиболее распространенный тип содержит в гипидиоморфно-зернистой смеси из анортоклаза, основного лабрадора, элеолита, фиолетового титан-авгита, баркевикита, титаномагнетита и апатита, иглы баркевикита, достигающие 5 *мм* длины. Относительные количества названных минералов колеблются в широких пределах, чем обусловлено, как это показывают анализы 4 a — c, изменение типов, подобное таковому в нормальных монцонитах. Нефелиновые монцониты с элеолитовыми сиенитами встречаются также на островах Таити, совместно со щелочными породами и с меньшим содержанием нефелина на Pik Maros на Целебесе и в неизвестной ассоциации у Kadi-Kalé в провинции Смирна.

Более основные представители пород, приведенных здесь под общим именем монцонитов, * по химическому и минералогическому составу принадлежат уже к эссекситам, шонкинитам и тералитам.

§ 93. Известково-щелочные и *щелочные сиениты* в большинстве случаев непосредственно связаны соответственно с известково-щелочными и щелочными гранитами, в то время как меньшая группа монцонитов лишь близка к ним. Обе группы обычно содержат значительно меньшее количество цветных составных частей, чем полевых шпатов. Дальнейшие подразделения в обеих главных группах производятся в зависимости от нахождения тех или иных цветных составных частей и постоянных примесей. В первой группе, непосредственно связанной со щелочными гранитами, различают нордмаркиты и пуласкиты, умптекиты и эгириновые сиениты. К близко стоящей группе монцонитов принадлежат лаурвикиты, ** содалитовые сиениты и акериты.

Нордмаркиты из области Осло, описанные впервые Брёггером, и пуласкиты из Арканзаса, описанные впервые Вильямсом, в действительности образуют одно семейство и различаются лишь по незначительному содержанию кварца в нордмаркитах. Обе разности представляют собой серовато-белые в свежем состоянии до светлорозовато-серых в выветрелом среднезернистые до грубозернистых породы с гипидиоморфно-зернистой структурой и состоят из щелочного полевого шпата (микропертита, микроклин-микропертита, натрон-ортоклаза и альбита) и небольшого количества идиоморфных табличек коричневого биотита и светлозеленых идиоморфных столбиков диопсида (в нордмаркитах последние часто отсутствуют), нередко с каемкой эгирина. Плагиоклазы обычно отсутствуют совершенно. Кроме диопсида в переменном (но всегда малом) количестве встречается баркевикитовая или арфведсонитовая роговая обманка, а также и рибекит. Железные руды присутствуют в скудном количестве вплоть до исчезновения, так же как и циркон. Титанит и апатит отсутствуют редко. Характерными, нередкими и часто довольно заметными примесями являются нефелин и содалит, частью превращенные в анальцим. Они всегда аллотриоморфны и заполняют пространство между остальными составными частями.

Текстура при ясном миаролитовом строении, в зависимости от менее или более отчетливой табличатой формы (по М) полевых шпатов, то массивная и гранитовая, то трахитовая и в этом случае часто флюидальная. Нередка порфировидная структура. Краевая фация норвежских нордмаркитов — микропегматитовая в том случае, когда они содержат кварц, и ортофировая — в случае его отсутствия.

Нордмаркиты широко распространены к северу от Осло до озера Mjösen и образуют лакколиты Hillestadvand на северо-западе Holmstrand, Aneröd, Sande и Gjerpental на севере Skien. Они принадлежат к постсилурийской эруптивной формации южной Норвегии. Породы этой же фации находятся в массиве Рагунда в Angermanland (Швеция),

---

* [Покойный киевский петролог Тарасенко совершенно справедливо называл монцониты габбро-сиенитами. Часть их действительно представляет по всем свойствам переходные от нормальных сиенитов к габбро породы, другие монцониты являются породами щелочного типа, переходными от щелочных сиенитов к эссекситам и тералитам. Многие петрографы употребляют термин «монцонит» совсем в другом смысле.]

** [Или ларвикиты.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2 . .	64,54	64,04	63,76	62,99	62,64	62,59	62,57	62,46	62,12	61,80	61,77	60,50	58,81	58,75	58,46	58,17	55,79	53,71	60,78	58,55
TiO_2 . .	сл.	0,62	0,70	0,16	0,43	0,54	0,22	0,38	0,84	—	0,74	0,75	0,70	0,77	0 28	2,09	1,81	3,40	0,85	0,92
Al_2O_3 . .	18,13	17,92	17,37	14.25	17,36	17,23	16.72	17,10	17,57	16,39	18,05	16,86	13,37	17,46	16,56	16,07	15,76	15,37	16,62	15,62
Fe_2O_3 . .	2,63	0,96	0,10	2,78	2,79	1,51	1,32	2,49	2,16	3,44	1,77	1,67	3,88	2,37	5,69	1,30	1,60	3,28	2,32	3,02
FeO . .	0,97	2,08	1,11	5,15	0,63	2,02	4,25	2,65	2,59	0,48	1,75	2,54	6,97	2,45	2,59	5,04	7,56	5,72	3.14	2,57
MnO . .	—	0,23	0,37	0,18	0,04	сл.	0,07	0,18	сл.	—	0,08	0,20	0,20	сл.	сл.	0,07	0,14	0,14	0,12	0,17
MgO . .	0,67	0,59	0,93	1,30	0,53	1,30	0,52	0,28	0,86	0,58	0,89	1,11	0,51	1,03	0,62	1.20	0,41	1.58	0,83	1,14
CaO . .	0,62	1,00	1,72	2,72	1,70	1,99	1,76	1,27	2,37	2,30	1,54	2,95	3,89	2,55	2,62	3,42	3,70	5,20	2,41	7,34
Na_2O . .	6,60	6,67	6,60	4,86	7,00	5,50	6,27	6,84	6,78	6,70	6,83	6,46	4,96	6,81	6,23	7,41	7,72	6,84	6,50	5,11
K_2O . .	5,99	6,08	5,97	6,35	4,97	6,74	6,00	5,44	4,79	7,04	5,21	5,42	5,42	5,87	5,44	4,65	4,34	4,11	5,54	4,16
H_2O^+ . .	0,31	1,18	0,40	0,18[1]	0,53	0,30	0,37	0,49	0,43	0,94[1]	1,10	1,40	—	0,74	1,21	0,41	0,18	0,45	0,64	0,26
H_2O^- . .	—	—	—	—	0,43	—	—	0,15	0,09	—	—	—	1,04	—	—	0,19	0,34	0,33	—	—
P_2O_5 . .	сл.	—	0,16	—	0,12	0,11	0,20	0,11	0,23	0,57	0,15	0,21	0,31	0,30	0,23	0,42	0,36	0,52	0,25	0,49
Σ	100,88	101,37	99,28	100,92	99,99	99,83	100,45	99,97	100,88	100,24	99,97	100,77	100,06	100,03	100.26	100,44	99,71	100,65	100,00	99,35
Уд.вес .	—	—	—	2,732	—	—	—	2,581	—	—	—	—	—	2,672	2,674	2,74	2,77	2,70	2,70	—

1. Пуласкит — Lövas Bucht, округ Осло — с 0,42 BaO.
2. Нордмаркит — Tonsenas, округ Осло.
3. Пироксеновый сиенит — Ahvenvaara, Финляндия.
4. Умптекит — Beverley, Массачузетс.
5. Пуласкит — Mt. Waas, Утах — с 0,02 ZrO_2, 0,16 BaO, 0,07 SrO, 0,03 Cl, 0,06 SO_3, 0,54 CO_2.
6. Пуласкит — Rossland, Британския Колумбия.
7. Умптекит — Seglinge у Almunge, Швеция — с 0,05 BaO, 0,13 S.
8. Пуласкит — Santiago Mts, Техас — с 0,10 ZrO_2, 0,03 редких земель, следами Li_2O.
9. Умптекит — Tripyramid Mt., Нью-Гэмпшир.
10. Пуласкит — Corail, острова Los, Сенегал.
11. Нордмаркит — Brome Mt., Канада.
12. Хедрумит — Ostö, округ Осло — с 0,70 CO_2.
13. Авгитовый сиенит — Peninsula, Онтарио.
14. Умптекит — Cabo Frio, Бразилия — с 0,65 Cl, 0,16 SO_3, 0,12 CO_2.
15. Нордмаркит — Cabo Frio, Бразилия — с 0,29 Cl, 0,04 CO_2, следами SO_3.
16. Нордмаркит — Narsak, Гренландия.
17. Авгитовый сиенит — Nunasarnausak, Гренландия.
18. Авгитовый сиенит — Korok, Гренландия.
19. Среднее этих 18 анализов (перечислено на 100; H_2O^- откинуто).
20. Свитоносит — Святой Нос, Прибайкалье.

[1] Потеря при прокаливании.

Получаем для:

	s	a	c	f	n	ряд		s	a	c	f	n	ряд
1.	71,69	20,5	1	8,5	6,2	β	11.	69,98	18,5	1,5	10	6,7	β
2.	71,68	20,5	0,5	9	6,2	β	12.	68,50	16	0,5	13,5	6,4	β
3.	71,98	21	0	9	6,3	β	13.	66,66	11,5	0	18,5	5,8	β
4.	69,15	13,5	0	16,5	5,4	β	14.	67,30	17	0	13	6,4	β
5.	71,13	19,5	0,5	10	6,8	β	15.	66,54	14,5	0,5	15	6,3	β
6.	70,23	17,5	1	11,5	5,5	β	16.	66,68	15,5	0	14,5	7,1	β
7.	69,80	17,5	0	12,5	6,1	β	17.	64,74	14,5	0	15,5	7,3	β
8.	70,59	19	0	11	6,6	β	18.	62,76	11,5	0	18,5	7,2	β
9.	69,47	17	1	12	6,8	β	19.	68,74	16,5	0	13,5	6,4	β
10.	70,48	22,5	0	7,5	5,9	β							

в северо-западной Шотландии у Ledberg в связи с элеолитовыми сиенитами, в кульме близ Serra de Monchique (Foya) в южной Португалии и, вероятно меловые, в Fourche Mountains (пуласкит) в Арканзасе; встречаются вместе с рибекитовыми и эссекситами в Essex co. (Массачузетс), в Техасе, на Cabo Frio в Рио-де-Жанейро, там же в Serra de Mendonha, как и в провинции S.-Paulo (в кристаллических сланцах). Пуласкитовые и нордмаркитовые типы описаны также и из Монтаны (Gallatin co. и другие места). В восточной холмистой части у Montreal в Канаде многочисленные купола («Monteregian Hills») щелочных пород, в которых пуласкит и нордмаркит ассоциируют с элеолитовыми сиенитами и эссекситами, прорывают нижнепалеозойские отложения. В области West-Kootenay Британской Колумбии пуласкит встречается совместно с умптекитами. В области щелочных излившихся пород в Dunedin на полуострове Otago в Новой Зеландии находится пуласкит с небольшим содержанием нефелина. На Мадагаскаре нордмаркит, очень сходный с норвежским, образует массив в Ankaramy в северо-восточной части острова, а в северо-западной встречается во многих пунктах массива Bezavona. Они указываются также из области Borán в северо-восточной части африканского континента и с островов Los в Сенегамбии. В Julianehaab (в западной Гренландии) нордмаркиты и пуласкиты сопровождают нефелиновые сиениты. Замечательны корундовые пуласкиты или нордмаркиты, описанные Морозевичем из окрестностей Кыштыма на Урале и Миллером из графства Renfrew в Канаде.

Хедрумиты (Брёггер) южной Норвегии являются в сущности трахитоидными нордмаркитами или пуласкитами (анализ 12, стр. 135).

§ 94. Щелочные сиениты, в которых цветные составные части принадлежат исключительно или преимущественно амфиболу, частью арфведсонитового и рибекитового, частью баркевикитового типа, распространены в Нью-Гэмпшире — в окрестностях Албани, где они тонкозернисты, очень бедны темными составными частями и содержат некоторое количество кварца, и в Moltenborough, где они, наряду с большим количеством амфибола, содержат некоторое количество нефелина и пироксена. Они находятся также в Массачузетсе у Curtis Point, Beverly (анализ 4) и в других местах, на горе Ascutney у Windsor в Вермонте, где они геологически связаны со щелочными гранитами и другими щелочными породами. Подобные породы, с нефелином и без него, Рамзай нашел во многих местах на окраине элеолитовых сиенитов Умптека на Кольском полуострове и назвал их *умптекитами*. Название было перенесено на всю группу, хотя Рамзай рассматривал коль-

ские породы как эндоморфные контактовые образования. Породы, подобные кольским, находятся также на Cabo Frio, в Рио-де-Жанейро. Известково-натровый полевой шпат во всех этих породах отсутствует. Во всех местах близость умптекитов к элеолитовым сиенитам доказывается также тем, что они содержат характерные примеси последних. Умптекиты известны далее из прихода Almunge, Upland, в Швеции, из Миасса на Урале, из румынских Карпат, с юго-восточного побережья Верхнего озера (с гастингситом в качестве господствующей цветной составной части), из многих пунктов Мадагаскара и с пика Maros на Целебесе. Умптекиты месторождения Gibraltar Rock около Bowral в Новом Южном Уэльсе наряду с переменными количествами щелочного амфибола содержат преимущественно эгирин и связаны с эгириновыми сиенитами.

Эгириновые сиениты очень часто кроме эгирина содержат некоторое количество биотита или щелочного амфибола, а эгирин может более или менее полностью уступать место эгирин-авгиту. В виде примеси нередко присутствуют нефелин и содалит. Эгириновые сиениты были впервые найдены в связи с элеолитовыми сиенитами в Grönne Dal восточного Ивигтута в южной Гренландии, в Areia Preta в области Iguape штата S.-Paulo в Бразилии, в горах Fourche в Арканзасе, в графстве Эссекс в Массачузетсе, в Mosquez Canon между Fort Davis и станцией Alpine Южной тихоокеанской железной дороги. Кроме того они описаны также из Монтаны и, особенно разнообразные, с Мадагаскара — кварцсодержащие с акцессорным арфведсонитом и значительным содержанием энигматита из Ambongo на западном побережьи, с акцессорным пирохлором из бухты Passandava и из бассейна на Mangoro. В Финляндии эгириновые сиениты встречаются как породы, переходные между ийолитами и гранитами, в Jivaara в приходе Kuusamo.

На Святом Носе в Прибайкальи находятся щелочные сиениты богатые гранатом *(святоноситы)*. Они состоят из щелочного полевого шпата, эгирин-авгита и известково-железистого граната (андрадита). Необычайно высокое содержание извести (анализ 20) объясняется ресорбцией богатых известью включений.

§ 95. Наиболее важный член второй группы щелочных сиенитов, который в целом химически характеризуется тем, что молекулярные количества щелочей в нем недостаточны для насыщения глинозема, назван Брёггером *лаурвикитовым типом.* Он широко распространен между Осло и Лангезунд-фиордом от Тёнсберга до Лаурвика.[1] То микропертитовые, то анортоклазовые полевые шпаты породы дают остроромбические и равносторонние треугольные сечения вследствие ограничений по плоскостям (110) и ($\bar{2}01$), которые образованы так, что их форма до некоторой степени похожа на тупые ромбоэдры известково-полевых шпатов. Часты округлые формы, особенно в главных сечениях (010), благодаря чему разрезы по (001) оказываются остроугольными, как если бы они соответствовали призме полевых шпатов. Часто образование двойников по карлсбадскому закону, причем, в отступление от обычных образований, плоскостью срастания является первый пинакоид. Эти так называемые ромбовые полевые шпаты (Rombenfeldspäte) и вместе с ними вся порода, наиболее существенной составной частью которой они являются, обладают в западной

[1] В последнее время Брёггер пишет «ларвик» и «ларвикит».

части массива жемчужно-серым, в восточной — красным цветом. Плагиоклаз в лаурвикитах отсутствует совершенно, кварц встречается только в окрестностях Тёнсберга, вообще же отсутствует. Как случайные примеси распространены содалит и нефелин. Цветные составные части (темный TiO_2-содержащий авгит, диопсид, эгирин-авгит, иногда гиперстен, лепидомелан и баркевикитовая роговая обманка) очень изменчивы в количестве и часто скопляются в кучки, богатые апатитом; в центре их нередко встречается оливин. Титанит очень редок; железная руда представлена титансодержащим магнетитом; циркон присутствует то в значительном, то в скудном количестве. Структура породы то нормальная зернистая, то флюидальная, очень часто своеобразно порфи-

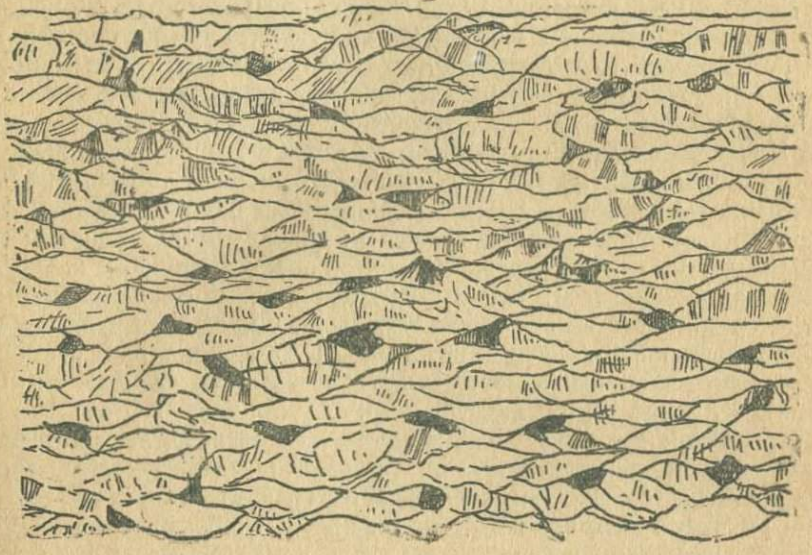


Рис. 29. Лаурвикит. Farrisvand у Лаурвика, Норвегия. $^1/_2$ натур. велич.

ровидная, причем крупные ромбы полевых шпатов заключены в массе из мелких полевошпатовых зерен. Рис. 29 представляет достаточно отчетливо чрезвычайно характерную флюидальную текстуру породы. Краевая фация этих лаурвикитов представлена ромбовым порфиром.

Анализы 1 и 2 (стр. 139) дают состав породы; известь содержится почти исключительно в цветных составных частях; ясно преобладание натра.

Эти щелочные сиениты с ромбовыми формами полевых шпатов, известные ранее исключительно из Норвегии, утратили свое особое положение после того, как Озанн доказал, что краевая фация щелочных сиенитов гор Sawtooth (восточнее станции Valentine Южной тихоокеанской железной дороги в западном Техасе) представлена порфировым лаурвикитовым типом, в котором сочетается характер акеритов и некоторых умптекитов. По Лякруа лаурвикиты значительно распространены на Мадагаскаре, совершенно сходные с норвежскими — на северном Мадагаскаре у Ambalika, Ampasibitika и на острове Nosi Bé и без ромбических очертаний полевых шпатов и с фаялитом — на горе Beza-

vona. В известном смысле ромбическая форма полевых шпатов определяет понятие лаурвикита, однако иногда она отсутствует и в Норвегии (Porsgrund и острова в Лангезунд-фиорде) и в Техасе.

Существенное различие *акеритов* (анализы 4—8) от лаурвикитов заключается в том, что содержание извести, примерно равное в обеих породах, в акеритах ведет к образованию плагиоклаза, в то время как в лаурвикитах только очень небольшая часть ее входит в анортоклаз. Акериты, образующие по Брёггеру лакколит в Foss и Ramnäs в южной Норвегии и встречающиеся также в Ullernaas и Vettakolln близ Осло, сложены щелочным полевым шпатом, с ядром из известково-натрового полевого шпата, и то зеленым, то коричневым диопсидовым пироксеном, а также коричневым биотитом. С пироксеном нередко срастается некоторое количество роговой обманки; существуют также разновидности, содержащие гиперстен. Кварц присутствует в большинстве случаев в небольших количествах — или как наиболее молодая составная часть или в микропегматитовых срастаниях с полевым шпатом. Структура акеритов нормальная массивная гипидиоморфно-зернистая или трахитовая. По периферии они иногда становятся порфировидными до настоящих порфировых. При этом содержание окислов двухвалентных металлов сильно уменьшается, а количество SiO_2 увеличивается, давая непрерывный ряд, как показывают приведенные анализы. В наиболее кислых конечных членах ряда молекулярное отношение щелочей к глинозему достигает значения 1 : 1.

Это отношение действительно достигается в «авгитсодержащих слюдяных сиенитах» Брёггера (анализ 9) из прихода Hedrum.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	58,88	56,85	55,73	58,48	62,35	66,13	66,40	71,49	55,18
TiO_2	—	—	0,34	0,96	1,25	0,74	1.00	0,45	2,38
Al_2O_3	20,30	21,56	15,47	19,24	19,50	17,40	17,37	15,33	17,44
Fe_2O_3	3,63	3,44	8,16	5,75	3,05	2,19	4,30	2,15	5,56
FeO	2,58	1,14	3,88		2,25		0,50		1,36
MnO	—	—	0,76	сл.	0,18	0,13	0,11	сл.	—
MgO	0,79	0,85	0,99	0,99	1 46	0,04	0,20	—	0,27
CaO	3,03	5,26	3,56	5,02	2,40	0,81	0,75	0,30	5,10
Na_2O	5,73	6,07	5,09	5,52	2,71	5,28	3,88	4,32	6,83
K_2O	4,50	3,66	4,86	3,06	3,28	5,60	4,39	5,86	5,48
H_2O	1,01	0,52	0,95	0,47	0,75	1,22	0,50	0,54	0,88
P_2O_5	0,54	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,99	99,35	99,79	99,49	99,18	99,54	99,40	100,44	100,48

1. Лаурвикит серый — Byskoven, Лаурвик, южная Норвегия.
2. Лаурвикит красный — Тёнсберг, южная Норвегия.
3. Сиенит акеритовый — Рагунда, Angermanland, Швеция.
4. Акерит кварцсодержащий, среднезернистый — Ramnäs, южная Норвегия.
5. Акерит тонкозернистый — вблизи границы. Thingshoug, южная Норвегия.
6. Акерит порфировидный — между Thingshoug и Fjellebua, южная Норвегия.
7. Щелочной кварцевый акеритовый сиенит-порфир — Fjellebua, южная Норвегия.
8. Акеритовый кварцевый порфир — Gislerud, южная Норвегия.
9. Авгитсодержащий слюдяной сиенит — Hedrum, южная Норвегия.

Они отличаются от акеритов тем, что наряду с содержанием, как и в последних, некоторого количества известково-натрового полевого

шпата содержат акцессорные нефелины и содалиты, отсутствующие в акеритах. Высокое содержание TiO_2 обусловливает частоту нахождения титанита. Отношение акерита к нордмаркитам в округе Осло нуждается еще в дальнейшем исследовании.

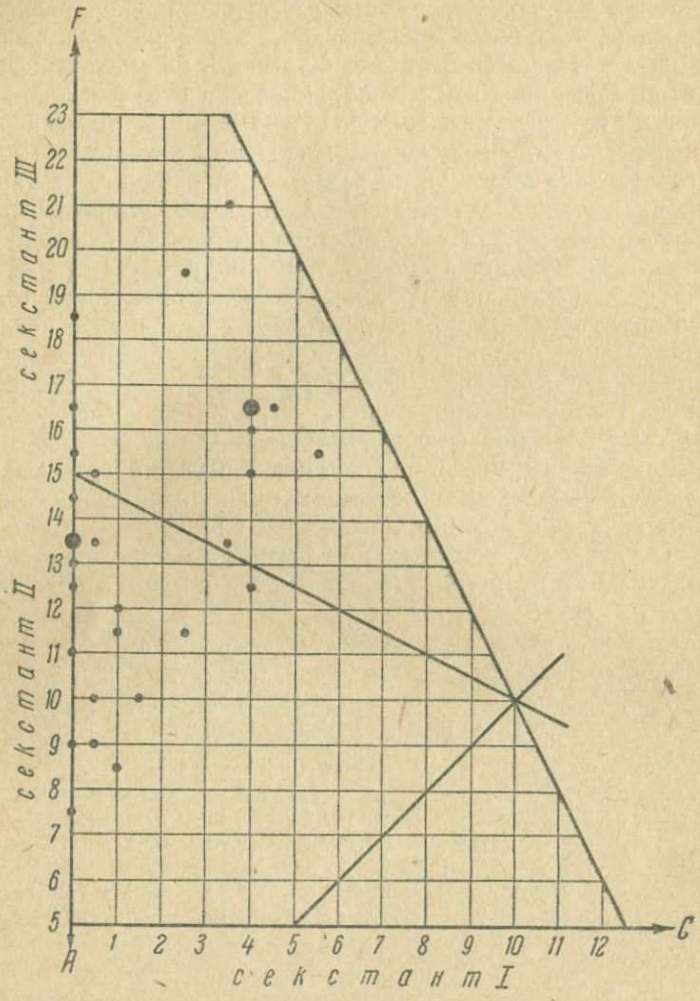


Рис. 30. Проекционная диаграмма анализов сиенитов 1—13, (стр. 126) и 1—19 (стр. 122). Щелочные сиениты находятся влево от вертикали 2, известково-щелочные — направо от вертикали 2. Среднее анализов — двойной величины.

Акеритовый тип был описан уже Хэвсом в Нью-Гэмпшире из окрестностей Jackson и Stark (здесь он богат монацитом). Он встречается, по-видимому, также в массиве Рагунда в Jemtland и в Южной Америке.

Эгирин-авгитовыми сиенитами называют ряд щелочных сиенитов, распространенных в окрестностях Hobart в южной Тасмании. Они от кислых конечных членов ряда, содержащих кварц, доходят до совершенно бескварцевых и в таком случае содержащих некоторое количество не-

фелина, или содалита, или же продукта их превращения — анальцима. Кислые члены ряда содержат кроме ортоклаза значительные количество андезина с оболочкой более кислого состава, богатого альбитом; более основные породы не содержат никаких полевых шпатов кроме микропертита и некоторого количества альбита. Господствующей цветной составной частью является диопсид, всегда обогащенный к краям эгирин-авгитовой молекулой. Его часто сопровождают биотит и амфибол в небольших количествах. Характерной примесью всех типов является титанит; некоторое количество бурого граната находится только в типах, бедных кремнекислотой. Родственные породы встречаются в Монтане.

§ 96. По *химическому характеру* сиениты непосредственно и со всеми переходами примыкают к гранитам. Соответственно бедности кварцем или отсутствию последнего содержание SiO_2 в среднем ниже на 10 — 12%. Это отношение лучше всего выражается в коэфициенте кремнекислоты: k составляет для среднего

щелочных сиенитов 0,92	известково-щелочных сиенитов 1,03
щелочных гранитов 1,51	известково-щелочных гранитов 1,61

И здесь k для щелочного ряда имеет меньшее значение. Далее сиениты в среднем несколько богаче окислами двухвалентных металлов, т. е. темными составными частями; их проекционные точки на рис. 30 сдвинуты вдоль стороны *AF* к полюсу проекционного треугольника и сильнее захватывают III секстант.

Различия между атлантическим и тихоокеанским типами здесь такие же, как и в гранитах, и так же хорошо видны на проекции. Отношение щелочей к глинозему обусловливает отсутствие анортитовой молекулы в щелочных сиенитах и тем самым расположение проекционных точек на стороне *AF* или близ нее; затем они находятся, как это лучше всего видно для средних значений, ближе к углу *A*, чем в случае известково-щелочных сиенитов. Темные составные части богаты щелочами и в большей части заключены в *A*. Как и в гранитах, и в щелочном ряду в среднем выше; среди щелочных полевых шпатов в большем количестве присутствует альбит, и в щелочных пироксенах и амфиболах натрий является господствующим щелочным металлом.

Семейство элеолитовых сиенитов и лейцитовых сиенитов [1]

§ 97. Семейство *элеолитовых* или *нефелиновых сиенитов и лейцитовых сиенитов* охватывает *бескварцевые глубинные породы гипидиоморфнозернистой*, иногда также порфировидной *структуры, которые характеризуются комбинацией щелочных полевых шпатов с элеолитом (нефелином) или лейцитом* при большей частью значительно *меньшем количестве окрашенных составных частей. Известково-натровые полевые шпаты совершенно отсутствуют в нормальных типах и приурочены к шлировидным продуктам расщепления. Содалит и канкринит — частые случайные примеси и заменяют в некоторых типах элеолит. Из окрашенных*

[1] Под именем элеолитовых сиенитов Розенбушем (1878) объединены породы, различавшиеся прежде под названиями «циркон-сиенит» (Гаусман), «миаскит» (Розе, Rose), «дитроит» (Циркель), «гаюиновая порода» (Гайдингер, Haidinger) и «фойяит» (Блюм, Blum). Наименование «лейцитовый сиенит» было предложено Вильямсом (1890).

составных частей присутствуют темная слюда и многие члены семейства амфиболов и пироксенов. Постоянные примеси — в незначительном количестве *железная руда* (часто содержит Ti), *апатит* (часто в большом количестве) и *циркон* в изменчивом количестве. Из случайных примесей широко распространен *титанит; эвдиалит* и *катаплеит* ограничиваются некоторыми местонахождениями, но становятся здесь типообразующими. Большого значения достигают среди случайных примесей *титано-* и *цирконо-силикаты* и наряду с ними *плавиковый шпат;* эти последние встречаются изредка уже в щелочных сиенитах, к которым нефелиновые сиениты непосредственно примыкают и с которыми они связаны переходами.

§ 98. *Щелочные полевые шпаты* элеолитовых и лейцитовых сиенитов — ортоклаз, микропертит, криптопертит, микроклин, микроклин-микропертит, анортоклаз и альбит. Окраска этих полевых шпатов белая, бледнорозовая, желтовато-белая, в некоторых типах также зеленовато-белая и жемчужно-серая; очень редка интенсивно красная окраска. Внешний облик по большей части мутный, но в некоторых местностях и повсюду в плотных краевых фациях (тингуаитовая фация) он стекловидный. Формы — частью толсто- или тонкотабличатые по M, реже изометрические, равномерно развитые по M, P и y, или вытянутые по ребру M: P = [100]. В родственном лаурдалитовому типу лаурвиките господствует ромбическая форма с комбинацией и третьего (110) и второго ($\bar{2}01$) рода. Кроме обычных трещин спайности по базису и клинопинакоиду очень распространены — встречающиеся также в полевых шпатах щелочных сиенитов — трещины спайности по крупным пинакоидам второго рода, которые образуют с базисом угол около 70—75° (мурчисонитовая спайность) и имеют символы ($\bar{7}01$), частью ($\bar{8}01$) или ($\bar{1}502$).

Ортоклаз — отнюдь не наиболее часто встречающийся калиевый полевой шпат элеолитового сиенита; он то богат Na (анализ 1, стр. 141) и приближается к натрон-ортоклазу или криптопертиту, то беден им (анализ 2, там же). Когда он находится вместе с другими полевыми шпатами, то отличается от них меньшей свежестью. Там, где ортоклаз имеет стекловидный, санидиноподобный внешний облик, он обладает малым углом оптических осей. Исключительным распространением пользуется *микропертит*, господствующий также в щелочных сиенитах. Альбитовые полоски в нем расположены преимущественно, параллельно плоскостям мурчисонитовой спайности, реже на плоскостях параллельных первому пинакоиду; в первом случае — на плоскостях спайности по M под $\angle$ 70—74° по отношению к следу грани P, во втором — под $\angle$ 64—65°. Другие способы срастания встречаются реже. Альбитовые полоски могут быть очень тонки, что дает незаметные переходы из микропертита в натрон-ортоклаз. Чрезвычайно распространены *микроклин*, иногда идеально чистого состава (анализ 3). Решетчатая структура этого полевого шпата, столь частая в граните, здесь за редкими исключениями (Ditró) отсутствует, и местами образуется простая чрезвычайной тонкости полисинтетическая двойниковая полосчатость по альбитовому закону, или же двойниковых образований совершенно нет. Микроклин прорастает альбитом точно так же, как ортоклаз, и переходит в микроклин-микропертит с переменным содержанием Na_2O. Наряду с указанными при ортоклазе плоскостями срастания альбита с калиевым полевым

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	62,77	65,14	64,68	62,31	67,46	68,28	43,74	45,31	37,33	41,56	36,99	38,25	35,83	32,35	36,90	32,33	37,98	31,48
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	сл.	—	1,40	0,12	2,50
Al_2O_3	19,77	18,19	19,04	22,63	19,18	19,62	34,48	32,67	31,87	29,48	31,77	26,16	29,45	17,47	10,40	11,14	10,96	17,23
Fe_2O_3	0,35	—	0,24	—	0,19	—	—	—	—	—	0,17	0,35	сл.	24,22	23,62	10,77	7,40	5,85
FeO	—	0,25	—	—	—	0,23	—	—	—	0,49	—	—	—	13,11	12,40	21,28	20,25	27,96
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	сл.	1,02	—	3,54	1,60	1,61
MgO	0,20	0,16	сл.	—	—	0,09	—	0,16	—	0,15	—	0,14	—	0,89	2,95	4,82	5,76	2,99
CaO	0,39	0,33	—	0,63	0,08	0,31	сл.	2,00	—	0,49	0,05	4,78	5,12	—	—	1,84	0,12	1,33
Na_2O	5,04	1,68	0,53	7,68	12,07	10,81	16,62	12,60	24,56	19,21	25,84	20,36	19,33	0,70	3,05	0,99	2,93	1,68
K_2O	10,52	14,14	15,82	4,79	сл.	0,39	4,55	5,70	0,10	0,91	0,16	0,71	0,09	6,40	9,25	9,04	9,00	4,17
H_2O	0,23	0,17 [1]	—	0,72 [1]	0,64	0,09	0,86	1,56	1,07	3,73	—	3,31	3,79	4,67	1,79	3,38	3,45	3,94
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	6,83	4,79	6,44	0,08	—	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,42	6,50	—	—	—	—	—
Σ	99,27	100,06	100,31	100,26	99,62	99,82	100,25	100,00	101,76	101,26	101,81	101,13	100,11	100,83	100,36	100,53	99,57	100,74
Уд. вес	2,572—2,618		2,567	—	2,622	2,622	—	—	—	2,265	2,325	2,45	2,448	—	—	—	—	3,25

1. Ортоклаз из нефелинового сиенита — Zwart Koppjes у Рустенбурга, южная Африка.
2. Ортоклаз из нефелинового сиенита — Litchfield, Мэн, США.
3. Микролин из нефелинового сиенита — Kumerngit, Гренландия.
4. Анортоклаз из нефелинового сиенита — Crazy Mts., Монтана — с 0,77 BaO, 0,57 SrO, 0,16 H_2O^-.
5. Альбит из нефелинового сиенита — Мариуполь, юг Украины.
6. Альбит из нефелинового сиенита — Litchfield, Мэн.
7. Нефелин из нефелинового сиенита — Litchfield, Мэн.
8. Нефелин из нефелинового сиенита — Red Hill, Нью-Гэмпшир, США.
9. Содалит из нефелинового сиенита — Litchfield, Мэн. Сумма после вычета 1,54 O для Cl = 100,22.
10. Содалит из содалитового сиенита — Square Butte, Highwood Mts., Монтана — с 0,45 H_2O^-. Сумма после вычета 1,08 O для Cl = 100,18.
11. Гекманит — Луявр-урт, Кольский полуостров — с 0,39 S. Сумма после вычета 1,64 O для Cl = 100,17.
12. Канкринит из канкринитового сиенита — Siksjöberg в Särna, Далекарлия, Швеция — с 0,54 SO_3, 0,03 P_2O_5.
13. Канкринит (желтый) из эleолитового сиенита — Litchfield, Мэн.
14. Лепидомелан из эleолитового сиенита — Litchfield, Мэн.
15. Лепидомелан из мариуполита — Мариуполь. В Fe_2O_3 также TiO_2, в FeO также MnO + Mn_2O_3.
16. Биотит из миаскита — Черемшанка, Ильменские горы, Урал.
17. Биотит из эleолитового сиенита — Laven, Норвегия.
18. Лепидомелан из нефелинового сиенита — Monmouth Township, Онтарио.

[1] Потеря при прокаливании.

шпатом встречается часто пинакоид четвертого рода из зоны мурчисонитовой спайности и второго пинакоида. Часто взаимное проникновение альбита и микроклина в кристалле распределено пятнами. Нередко оно бывает неразличимо тонкого строения. *Анортоклаз* (анализ 4) многократно указывался в довольно кислых элеолитовых сиенитах Crazy Mountains в Монтане и в лаурдалите Норвегии; в последнем он имеет ромбические очертания. Следует отметить, что химически в калиевых полевых шпатах элеолитовых сиенитов, а также всех богатых щелочами пород многократно были обнаружены BaO (в фойяите из Alnö количество его поднимается до 1,45%) и в меньшем количестве SrO. Выветривание полевых шпатов одинаково с таковым же в граните.

Альбит (анализы 5 и 6) — преобладающий щелочной полевой шпат в некоторых элеолитовых сиенитах (Мариуполь, Litchfield, Almunge, Dunganoon) и в меньших количествах сопровождает как ортоклаз, так и микроклин. Там, где породы отчетливо миаролитовые, он довольно часто выделяется в небольших друзах. Кроме того альбит часто располагается в форме оторочек вокруг калиевых полевых шпатов. Обычно он свежее последних.

§ 99. Нефелин, обычно в виде мутного *элеолита* с жирным блеском, имеет то серовато-белую, то красную (благодаря листочкам железной слюдки), то зеленоватую (благодаря эгирину или слюде) окраску. Но часто он обладает стеклянным блеском и обликом нефелина; тогда краснота отсутствует, минерал является водянопрозрачным и в этой модификации встречается всегда в плотной тингуаитовой краевой фации. Спайность по призме и базису имеет различную степень совершенства; плоскости разлома обладают жирным блеском и очень напоминают кварц, от которого нефелин отличается меньшей твердостью и растворимостью в кислоте. В большинстве случаев элеолит старше полевых шпатов и образует тогда сжатые гексагональные призмы; но нередко он заполняет промежутки между полевошпатовыми таблицами и лишен идиоморфных очертаний, в особенности тогда, когда количество его очень незначительно сравнительно с полевыми шпатами. Срастания с полевым шпатом происходят часто так, что многие индивиды элеолита в параллельном положении прорастают кристалл полевого шпата. То, что элеолит чаще полевого шпата содержит жидкие включения, хорошо объясняется различием в совершенстве спайности. Элеолит чаще всего переходит в цеолиты (гидронефелин или ранит, анальцим, натролит), реже в аггрегаты бесцветной слюды. Легкий переход элеолита в цеолиты обусловливает частое и значительное содержание воды в анализах. Но нередко элеолит совершенно свеж даже тогда, когда полевой шпат уже сильно разложен.

Лейцит постоянно идиоморфен в форме тетрагонтриоктаэдра (икоситетраэдра), но всегда превращается в смесь из ортоклаза и нефелина по уравнению $2[(NaK)AlSi_2O_6] = NaAlSiO_4 + KAlSi_3O_8$. В центре псевдоморфоз оба минерала образуют неправильный зернистый аггрегат; у периферии они стебельчато образованы и радиально расположены.

В большей части элеолитовых сиенитов вместе с элеолитом находится также *содалит*, преимущественно бесцветный, часто синий, также красный и зеленоватый; в некоторых случаях он становится существенной составной частью и замещает элеолит. Содалит, как правило, идиоморфен (ромбический додекаэдр), но встречается, так же как элеолит, в промежутках между полевыми шпатами в виде наиболее позднего образо-

вания. В пегматитовых шлирах он образует также жилки в полевом шпате или неправильно зернистые смеси с полевым шпатом и с элеолитом. В единичных случаях удается доказать, что он вторичный — произошел из элеолита. Для отличия от анальцима, с которым содалит можно легко смешать, служит химическая проба на хлор, которого он содержит до 7% (анализ 9). Превращение в цеолиты так же часто, как и у элеолита (содалитовые мякинные камни — Sprеusteine). В некоторых месторождениях место содалита занимают нозеан, гаюин (Монреаль) или красноватый гакманит [1] (Луявр-урт, анализ 11).

В некоторых породах *канкринит* в длинновытянутых аггрегатах сопровождает элеолит и, вероятно, в значительной степени также замещает его (анализы 12 и 13). Он частью бесцветный, частью желтый (Litchfield), розовато-красный (Dungannon), реже синеватый (Миасс). Химически он характеризуется легкой растворимостью в кислоте при слабом, но беспрерывном выделении двуокиси углерода. Канкринит очень распространен в виде вторичного образования в неправильных листочках и стебельках в элеолите, по которому он образует также полные псевдоморфозы.

§ 100. *Слюда* элеолитовых сиенитов — то темнозеленый (Litchfield), то темнокоричневый *лепидомелан* или *биотит* (анализы 14—18) в гексагональных табличках или в более неправильных листочках. Ее количество невелико даже там, где она единственная цветная составная часть (Litchfield, Itatiaia и другие места). Чаще она лишь сопровождает пироксены или амфиболы и тогда обычно срастается с ними. Очень редко и лишь в мелких, по большей части микроскопических, листочках встречается иногда светлая слюда, которая принадлежит, повидимому, к лепидолиту (Serra de Monchique). Из гренландской элеолитово-сиенитовой провинции происходит *полилитионит*.

Все *амфиболы*, встречающиеся в элеолитовых сиенитах (анализы 1—6, стр. 144), относятся к членам этого семейства, богатым железом и содержащим щелочи. Они образуют легко распознаваемые по своей косоугольной призматической спайности, часто совершенно идиоморфные призмы или стебельчатые индивиды и аггрегаты и дают во многих породах пойкилитовые, реже пертитовые срастания с пироксенами. Можно различать следующие виды: 1) *баркевикит* — бархатно-черный, сильно блестящий, с темнооливково-зеленой чертой, коричневый в проходящем свете; 2) *богатая железом и содержащая щелочи роговая обманка* — темнозеленая до черной, в проходящем свете *коричневато-зеленая*, отличаемая благодаря высокому удельному весу и сильному окрашиванию пламени паяльной трубки в желтый цвет; 3) *арфведсонит* — сине-черный с темной серо-синей чертой, со слабым двупреломлением и синим оттенком цвета в проходящем свете; 4) *гастингсит — темно-сине-зеленый*, прозрачный, с очень слабым двупреломлением, и 5) зелено-синяя роговая обманка. Различные виды амфиболов также обрастают друг друга или переходят, как показывает окраска, изнутри наружу в одном и том же индивиде один в другой. Баркевикит по большей части превра-

[1] Карминово-красный содалитовый минерал в элеолитовом сиените Kishengarh (Раджпутана), по Вреденбургу (Rec. Geol. Surv. Ind., XXXI, 43), на ярком солнечном свете почти мгновенно, а в рассеянном дневном свете быстро теряет свою окраску и приобретает ее вновь в некоторых образцах после месячного хранения в темноте. Красный гакманит также постепенно блекнет при дневном свете.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	37,02	42,46	43,85	34,18	56,45	35,66	37,92	45,50	42,27	46,72	49,32	51,82	52,55	53,78	49,51	49,02	31,15	36,60	36,16
TiO_2	3,38	—	—	1,53	0,39	4,17	7,57	сл.	0,92	сл.	1,25	—	—	0,06	0,61	2,04	6,73	1,08	2,49
Al_2O_3	7,22	11,45	4,45	11,52	5,47	11,53	3,23	5,93	8,67	2,41	4,88	0,60	2,27	3,93	2,72	3,00	3,14	9,77	17,59
Fe_2O_3	11,46	6,18	3,80	12,62	9,49	13,78	5,81	5,77	13,93	17,29	16,28	21,02	30,28	27,19	22,26	29,40	23,83	16,00	3,91
FeO	6,48	19,93	33,43	21,98	1,90	13,43	35,88	18,81	6,24	10,57	5,65	8,14	1,05	0,77	5,82	1,30	—	3,85	1,80
MnO	—	0,75	0,45	0,63	0,52	1,16	1,00	сл.	—	1,31	—	1,00	—	0,15	1,51	0,40	0,58	1,30	0,34
MgO	11,74	1,11	0,81	1,35	9,43	7,02	0,33	1,75	10,95	2,57	4,28	1,47	0,20	0,22	1,09	0,50	—	1,38	0,81
CaO	16,88	10,24	4,65	9,87	0,35	10,11	1,36	19,89	12,32	13,51	9,39	3,01	0,52	0,80	7,16	сл.	33,44	29,31	33,67
Na_2O	2,74	6,08	8,15	3,29	11,30	3,66	6,58	1,54	3,66	4,88	8,68	11,87	13,13	12,76	8,62	12,72	0,68	—	0,86
K_2O	—	1,44	1,06	2,29	2,41	1,29	0,51	0,16	2,12	0,48	0,68	0,85	—	0,27	0,38	сл.	—	—	0,13
H_2O	3,18	—	0,15 [1]	0,35 [1]	0,33	—	—	0,33	—	—	—	0,50 [1]	—	0,08	0,57	0,68	—	0,28 [1]	2,10
Σ . .	100,10	99,64	100,80	99,61	101,30	101,81	100,19	99,87	101,08	99,74	100,41	100,28	100,00	100,01	100,25	100,06	99,55	99,57	99,86
Уд. вес	—	—	3,44	3,433	3,165	3,316	3,80—3,85	—	3,473	—	3,465	—	3,502	—	—	—	—	3,739	3,415

1. Роговая обманка, зеленовато-коричневая в проходящем свете, из элеолитового сиенита — остров Альнё.
2. Баркевикит из нефелинового сиенита — Skudesundskjär в Barkevik, округ Осло.
3. Арфведсонит из содалитового фойяита — Tupersuatsiak, Гренландия.
4. Гастингсит, темносиний в проходящем свете, из элеолитового сиенита — Dunganoon, Онтарио.
5. Амфибол, зелено-синий в проходящем свете, из катаплеитового сиенита — Norra Kärr, Швеция — с 0,67 ZnO, 2,59 F. Сумма после вычета 1,09 O для F = 100,21.
6. Амфибол из нефелинового сиенита — Ditró, Семиградье (Siebenbürgen).
7. Энигматит из элеолитового сиенита — Julianehaab, Гренландия.
8. Геденбергит из нефелинового сиенита — Wausau, Висконсин — с 0,19 H_2O.
9. Эгирин-авгит из нефелинового сиенита — Barranco do Banho, Serra de Monchique, Португалия.
10. Эгирин-авгит из нефелинового сиенита — Zwart Koppjes, у Рустенбурга, южная Африка.
11. Эгирин-авгит из канкринитового нефелинового сиенита — Särna, Далекарлия, Швеция.
12. Эгирин из элеолитового сиенита — Луявр-урт, Кольский полуостров.
13. Эгирин из мариуполита — Мариуполь, юг Украины.
14. Эгирин из катаплеитового сиенита — Norra Kärr, Швеция.
15. Эгирин из нефелинового сиенита — Mt. Royal у Montreal, Канада.
16. Эгирин из нефелинового сиенита — Läven, округ Осло.
17. Меланит из нефелинового сиенита — Norrvik, Альнё, Швеция.
18. Меланит из нефелинового сиенита — Dunganoon, Онтарио.
19. Везувиан из канадита — Sagen у Almunge, Швеция.

[1] Потеря при прокаливании.

щается по краям в аггрегат из эгирина и лепидомелана (птеролит Брейтгаупта); то же самое указывается относительно арфведсонита, только здесь на место эгирина становится по большей части акмит.

К амфиболам в известном смысле присоединяется — как незначительная, но не слишком редкая случайная примесь — триклинный *айнигматит* (или *энигматит* — анализ 7, стр. 144), который имеет амфиболовую спайность с $110 : \bar{1}10 = 114°$. Он коричнево-черный с красно-коричневой чертой и лишь слабо просвечивает коричневым до коричнево-красного цвета.

§ 101. *Семейство пироксенов* представляет самую распространенную окрашенную составную часть (анализы 8—16 на стр. 144); это — светло-зеленый, почти бесцветный в проходящем свете *диопсид* в коротких сжатых столбиках с восьмиугольными поперечными разрезами с основной пирамидой по концам; густозеленый *эгирин-авгит* и *эгирин* — первый в коротких, второй в тонких, сплющенных по (100) столбиках от густозеленой до зелено-черной окраски. Эти три пироксена, — из которых присутствуют то лишь один, то два, то все три,—очень часто обрастают друг друга в указанной последовательности изнутри наружу, с постепенными переходами или резкими разграничениями, и таким образом происходит изменение в химическом составе, которое показывают анализы 9—16 (стр. 144). Эгирин образует также различные лучистые аггрегаты с параллельным, расходящимся или радиальным расположением, которые находятся, как более поздние образования, в углах и на ребрах полевых шпатов и элеолитов или заполняют промежутки между ними. В некоторых элеолитовых сиенитах появляется черно-коричневый акмит вместо или наряду с эгирином. Более богатый железом геденбергитовый авгит (анализ 8, там же) имеет лишь ничтожное распространение. В более ранних основных выделениях и очень редко в нормальных породах находится *титан-авгит*, в проходящем свете серовато-фиолетовый, который довольно часто обрастает с наружной стороны каймой эгирин-авгита или эгирина. Двойниковые образования по (100) встречаются у всех этих пироксенов, точно так же как у амфиболов. Диопсид, выветриваясь *, превращается в смесь серпентина и кальцита; эгирин редко появляется в выветрелом виде и выделяет тогда непрозрачную руду.

§ 102. *Эвдиалит* и *эвколит* (анализы 1—3, стр. 146), отдельно или в срастании по форме песочных часов, то идиоморфные по отношению к бесцветным составным частям, то аллотриоморфные (Умптек), в некоторых элеолитовых сиенитах (Кола, Гренландия, Тасмания) образуют существенную составную часть, но по большей части совершенно отсутствуют. В элеолит-сиенитовых породах Швеции существенной составной частью является катаплеит, встречающийся кроме того лишь в щелочных пегматитах (анализ 4, стр. 146). В некоторых месторождениях (Dungannon, Онтарио), особенно же в определенных продуктах расщепления, большого значения достигает известково-железистый гранат *меланитового* ряда (анализы 17 и 18, стр. 144), частью со значительным содержанием TiO_2; в широком смысле к последнему принадлежит также шерломит из Magnet Cove в Арканзасе. *Титанит*, часто призматический по (011) и сдвойникованный по (001), чрезвычайно распространен.

---

* [См. примечание на стр. 95.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	45,15	48,63	47,85	43,69	33,02	29,17	30,71	29,08	31,36	31,60	28,90
TiO_2	—	—	0,11	—	11,11	2,00	5,33	13,36	6,85	1,50	27,70
ZrO_2	12,51	14,49	13,39	32,00	3,65	28,90	7,43	—	20,10	21,48	—
ThO_2	—	—	—	—	—	—	0,34	—	—	—	—
CeO_2	—	—	—	—	—	—	6,34	—	—	—	—
$(Ta, Nb)_2O_5$	3,52	—	1,22	—	—	4,13	—	—	—	—	—
$(Ce, La, Di)_2O_3$	4,80	2,27	2,97	—	—	—	10,45	21,25	0,33 (?)	—	—
V_2O_3	0,32	—	3,90	—	—	—	3,52	0,92	—	—	—
Al_2O_3	—	—	—	—	0,98	—	—	—	—	—	3,75
Fe_2O_3	—	—	—	—	2,53	0,78	0,56	—	1,00	0,34	0,95
FeO	3,90	5,54	2,92	0,27	21,76	3,02	—	0,44	—	0,94	2,07
MnO	3,60	0,42	2,69	—	11,96	7,30	0,45	—	1,39	0,96	2,72
MgO	—	0,15	0,08	—	0,92	—	0,63	—	—	0,10	2,38
CaO	12,11	10,57	7,63	3,12	1,26	6,93	22,53	23,26	24,87	32,53	19,00
Na_2O	11,17	15,90	13,19	12,62	2,77	11,23	2,44	8,98	9,93	6,53	10,30
K_2O	0,11	—	0,51	0,24	5,78	—	0,38	—	—	—	0,60
H_2O	2,11 [1]	1,91 [1]	2,64	8,63	3,47	0,65	7,70	—	—	0,58	1,00
F	—	—	0,32	—	0,97	3,82	2,06	5,82	5,83	5,83	—
Cl	0,55	1,04	0,43	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	99,85	100,92	99,85	100,57	100,18	101,01	100,87	103,11	101,66	102,39	99,37
O	—	—	—	—	—0,41	—1,50	—0,86	—2,45	—2,45	—2,43	—
	—	—	—	—	99,77	99,41	100,01	100,66	99,21	99,96	—
Уд. вес	3,104	2,928	2,946	2,790	3,3—3,4	3,51—3,55	3,00	3,45	3,30—3,31	3,24—3,27	—

1. Эвколит — Barkevik, Лангезунд, южная Норвегия.
2. Эвдиалит — Kangerdluarsuk, Гренландия.
3. Эвдиалит — Norra Kärr, Швеция.
4. Катаплеит — Norra Kärr, Швеция.
5. Астрофиллит — Eikaholmen, Лангезунд, южная Норвегия.
6. Лавенит — Laaven, Лангезунд. Остаток 3,08% — нерастворимый циркон, который не мог быть отделен.
7. Мозандрит — Laaven, Лангезунд.
8. Ринкит — Kangerdluarsuk, Гренландия (редкие земли в анализе Лоренцена обозначены как окислы).
9. Розенбушит—Skudesundskjär близ Barkevik, Лангезунд.
10. Хиортдалит — Midtre-Arö, Лангезунд.
11. Моленграафит — Wijdhoek, Pilandsberge, Трансвааль.

[1] Потеря при прокаливании.

Элеолитовые сиениты содержат довольно распространенные, но почти всегда лишь в микроскопически малом количестве, важные случайные примеси, по большей части желтой окраски, в высшей степени характерные и для соотношения пород и для истории их образования. До сих пор точнее известна лишь незначительная часть этих примесей, а именно те из них, которые находятся в больших индивидах в пегматитовых жилах пород этого семейства и семейства щелочных сиенитов. Наиболее важные из них—слюдоподобный *астрофиллит* (анализ 5, стр. 146) и родственный ему *лампрофиллит* Колы; призматической формы, пироксеноподобный, оранжево-желтый *лаавенит* (анализ 6), коричневый табличатой формы *мозандрит* (анализ 7) и близкий к последнему соломенно-желтый *ринкит* (анализ 8); коричневато-желтый до сероватожелтого *розенбушит* (анализ 9) в расходящихся лучистых кристаллических аггрегатах и медово-желтый *хиортдалит* (анализ 10), до сих пор известный лишь с острова Midtre-Arö в Лангезунде. Все они являются цирконо- и титаносиликатами с содержанием фтора и всюду сопровождаются фиолетовым или бесцветным *плавиковым шпатом*. Их присутствие объясняет редкость циркона и руд, равно как — в связи с пироксенами—содержание извести в анализах этих бесплагиоклазовых пород. До сих пор эти минералы встречались только в щелочных сиенитах, но не в известково-щелочных породах. Более редки случайные примеси — пирохлор, перовскит, коппит, вильяумит (NaF), моленграафит (анализ 11) и многие другие. Как в пуласкитах, так и в некоторых, особенно пегматитовых, элеолитовых сиенитах находится иногда значительное количество корунда (восточное Онтарио).

Кальцит в некоторых элеолитовых сиенитах достаточно распространен и по крайней мере во многих случаях является продуктом инфильтрации в миаролитовые пустоты. В других случаях — как на острове Alnö, в графстве Hastings в Онтарио, в Ботогольском гольце в Восточной Сибири и в других местах — он оказывается в такого рода срастании с первичными составными частями, что его кристаллизация из магмы является несомненной.* Его появление связано тогда с близостью контакта с известковыми породами, и он вероятно является продуктом перекристаллизации включений известковых пород. Ничтожная кислотность многих нефелин-сиенитовых магм и высокое давление делают возможным такое образование. Если включения разлагаются, то образуются известковые силикаты — волластонит (Alnö), везувиан (Almunge) или скаполит. Образование канкринита и меланита объясняется частью таким же образом.

§ 103. *Последовательность выделения* в элеолитовых сиенитах подчиняется в большинстве случаев общему правилу, которое было изложено на стр. 65, но претерпевает некоторые видоизменения благодаря особенности в химической конституции пород (незначительное содержание CaO и MgO) и их компонентов (соединение двухвалентных металлов Mg, Fe, Ca вместе с щелочами в тех же самых минералах). Апатит, незначительное количество руды, титанит и другие случайные примеси, особенно богатые известью титано- и цирконо-силикаты — наиболее ранние образования; биотит и диопсид оказываются также сплошь более ранними, чем полевые шпаты, нефелин и лейцит. Доказано, что

* [См. мое дополнение на стр. 236 и 237.]

щелочные пироксены и щелочные амфиболы начали свое выделение ранее, чем бесцветные компоненты, частью же кристаллизовались вместе с ними, но период их кристаллизации затягивается до окончания отвердевания породы. Часто можно доказать, что после остывания породы во время пневматолитового периода имеет место повторное образование эгирина или арфведсонита, которое напоминает образование мусковита гранитовых пород. Последовательность выделения полевых шпатов, лейцита и элеолита указывалась при описании этих минералов.

Текстура элеолитовых и лейцитовых сиенитов очень близка к текстуре сиенитов, особенно щелочных сиенитов и, смотря по преобладающей толстотабличатой до изометричной или тонкотабличатой форме полевых шпатов, то бывает массивной до грубоцентрированной гранитов, то соответственно становится трахитоидной, при всегда ясном гипидиоморфно-зернистом характере и часто миаролитовом строении. Параллельная текстура флюктуационного характера выражается то благодаря одинаковому расположению полевошпатовых таблиц (очень распространена), то благодаря линейному расположению темных составных частей (Dunganoon) или благодаря чередованию богатых и бедных темными составными частями слоев породы, то благодаря ясно выраженному обволакиванию полевых шпатов и элеолитов потоками эгирина и т. д. (Кола); в таких случаях породы принимают иногда гнейсовидный облик. Порфировидная структура проявляется нередко, причем вкрапленники представлены полевым шпатом или лейцитом, реже элеолитом (элеолит-порфировая фация); в краевых частях она изменяется до настоящей порфировой структуры фонолитового или тингуаитового облика.

Пегматитовые формы структуры также довольно распространены и очень часто позволяют, как при граните, отчетливо видеть их отношение к миаролитовому строению. Темно окрашенные конкреции ранее выделенных составных частей присутствуют в них, но находятся в ничтожных количествах и повидимому реже, чем в известково-щелочных породах; точно так же как в гранитах, встречаются мелкозернистые и кислые шлировые жилы. На основании имеющихся наблюдений можно заключить, что катакластические явления носят местный характер.

§ 104. Так как элеолитовые сиениты и лейцитовые сиениты геологически встречаются вместе со щелочными сиенитами и щелочными гранитами, тесно к ним примыкают по составу главных и случайных компонентов и сопровождаются точно такими же, как у щелочных гранитов и сиенитов, жильными образованиями, то они имеют и такой же химический характер. Общим для всех этих пород являются сильное уменьшение окислов двухвалентных металлов и преобладание щелочей и глинозема; более низкое содержание кремнекислоты в связи с более высоким содержанием воды в измененном состоянии (следствие образования цеолитов) и меньший удельный вес (следствие содержания содалита и цеолитизации) отличают их от гранитов и сиенитов. Относительное количество полевых шпатов и элеолита отчетливо выражается содержанием SiO_2, которое от 62%, как у щелочных сиенитов, убывает до 48,5%. Содержание CaO определяет количество диопсидового пироксена, содержание Fe_2O_3 относится главным образом к эгирину, содержание FeO — к арфведсониту, или содержание обоих вместе — к лепидомелану. Количество содалита в анализах недооценивается, так как хлор не отыскивается или количественно не определяется; точно так же не-

достает в анализах F и ZrO_2, которые в небольших количествах находятся в цирконо-силикатах и сопровождающем их плавиковом шпате. Определения TiO_2 (титанит, титаносиликат) также часто (особенно в старых анализах) не производилось. Удельный вес элеолитовых сиенитов меньше, чем у всех глубинных пород.

§ 105. *Элеолитовые сиениты* имеют значительное *распространение* в виде массивов, лакколитов и жил и обнаруживают большое многообразие в составе и структуре. Благодаря значительному разнообразию цветных составных частей более строгое разделение — частью еще в недостаточно известных местонахождениях — встречает затруднения. Придерживаясь установленных в щелочных сиенитах типов, получаем следующие группы.

Лаурдалит Брёггера (анализы 14 и 19 на стр. 151), который геологически тесно связан с лаурвикитом, образует массив площадью 26 *кв. км* между Lougental и озером Farrisvand у Laurvik в южной Норвегии. Это — грубо- до крупнокристаллической порода, характеризуемая, как и лаур-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	62,53	60,36	58,85	58,77	58,61	58,61	58,40	57,95	56,75	56,67
TiO_2	—	—	0,50	0,31	—	1,10	0,25	0,55	0,03	сл.
ZrO_2	1,08	—	—	0,11	—	—	—	1,57	1,60	—
Al_2O_3	18,72	22,57	20,86	22,64	21,80	21,12	20,25	13,80	21,10	19,64
Fe_2O_3	3,26	0,42	1,34	1,54	1,76	2,62	1,78	5,72	2,55	3,45
FeO	0,34	2,26	1,04	1,04	1,77	1,14	2,41	1,73	—	0,86
MnO	0,16	0,08	—	сл.	—	сл.	сл.	2,76	0,12	0,06
MgO	0,08	0,13	0,36	0,19	0,62	0,79	0,49	0,53	0,08	0,02
CaO	0,54	0,32	1,50	0,74	0,30	0,62	3,11	1,43	0,76	1,25
Na_2O	11,77	8,44	6,74	9,62	9,45	7 85	7,01	8,95	11,66	10,08
K_2O	0,79	4,77	7,01	4,89	5,21	5,93	5,39	2,71	3,88	4,07
H_2O+	0,68	0 57	1,15 [1]	0,90	0,75	1,01 [1]	0,57	1,71	1,69	3,66
H_2O-	—	—	—	0,07	—	—	0,27	—	—	—
P_2O_5	—	—	0,02	—	—	сл.	0,20	—	0,01	0,03
Σ	99,95	99,95	99,97	100,82	100,27	100,79	100,21	99,58	100,30	99,79
Уд. вес	2,699	—	—	—	—	—	—	—	—	2,66

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	56,45	56,44	56,40	56,35	56,31	56,10	55,15	54,79	54,55	54,34
TiO_2	0,29	0,12	0,84	1,00	2,82	0,50	0,34	0,31	1,40	1,09
ZrO_2	—	—	—	—		—	—	0,07	—	0,07
Al_2O_3	20,08	20,52	21,36	19,85	20,11	22,03	20,50	22,87	19,07	19,23
Fe_2O_3	1,31	2,72	2,96	1,91	3,93	0,30	1,84	1,74	2,41	3,19
FeO	4,39	4,51	2,39	2,03	1,45	4,50	1,73	3,24	3,12	2,11
MnO	0,09	0,06	0,49	0,20	0,60	0,30	0,59	сл.	0,17	0,08
MgO	0,63	0,28	0,90	1,17	0,36	0,72	0,55	сл.	1,98	1,28
CaO	2,14	1,23	1,81	2,60	0,62	0,70	0,55	1,92	3,15	4,53
Na_2O	5,61	9,01	8,57	8,89	8,76	6,73	11,00	10,75	7,67	6,38
K_2O	7,13	4,80	4,83	5,31	4,65	6,54	4,91	4,06	4,84	5,14
H_2O+	1,77	0,75	0,01 [1]	0,70 [1]	1,13	1,40	2,25	—	0,72 [1]	1,17
H_2O-	—	0,12	—	—	—	—	—	—	—	0,14
P_2O_5	0,13	0,10	—	0,67	0,13	—	—	—	0,74	0,27
Σ	100,45	100,49	100,56	100,68	101,02	99,82	99,90	100,37	99,82	99,77
Уд. вес	—	—	—	—	2,67	—	—	—	—	2,68

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO_2	54,14	53,74	53,73	53,68	53,67	53,50	53,01	51,35	50,72	48,60	55,51
TiO_2	0,95	0,50	0,09	1,35	1,96	0,86	0,33	2,75	2,84	1,34	0,90
ZrO	0,92	1,63	—	—	—	—	0,65	0,54		сл.	—
Al_2O_3	20,61	14,02	20,35	18,42	16,79	16,44	15,33	11,45	15,45	19,89	19,17
Fe_2O_3	3,28	10,63	3,74	5,91	6,57	8,72	9,14	9,40	11,82	2,97	3,95
FeO	2,08	1,71	2,13	2,57	2,53	1,48	4,44	2,41	0,80	5,76	2,33
MnO	0,25	0,36	0,51	0,75	0,11	0,47	0,13	1,25	0,31	0,36	0,37
MgO	0,83	сл.	0,47	0,88	1,74	1,05	0,10	0,54	0,13	1,32	0,61
CaO	1,85	1,18	2,72	2,05	2,47	1,50	0,67	3,27	0,14	4,43	1,66
Na_2O	9,87	9,02	7,94	9,46	9,07	9,98	11,86	10,80	10,83	8,74	9,05
K_2O	5,25	4,77	6,05	4,92	4,14	4,58	2,60	2,52	2,94	2,26	4,55
H_2O^+	0,40[1]	3,40	2,02	0,89	0,34	1,76	1 88	3,20	4,66	1,73	1,68
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	0,20	—	—	0,21	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	сл.	—	—	0,56	0,22
Σ	100,55	100,96	99,98	100,90	100,40	100,34	100,57	99,48	100,64	100,11	100,00
Уд. вес	—	2,67	—	—	—	—	2,84	—	2,70	—	2,70

1. Мариуполит — Мариуполь, юг Украины.
2. Слюдяной фойяит (личфильдит) — Litchfield, Мэн — со следами CO_2.
3. Гастингситовый нефелиновый сиенит — Tamara, острова Лос.
4. Нефелиновый сиенит — Salem neck, Массачузетс.
5. Эгириновый фойяит — Ampangarinana, Мадагаскар — со следами Cl.
6. Эгирин-катофоритовый фойяит — Heum, округ Осло.
7. Нефелиновый сиенит — Tamaulipas, Мексика — с 0,06 SO_3, 0,02 Cl, следами BaO.
8. Луяврит с эвдиалитом — острова Лос, Сенегал.
9. Катаплеитовый сиенит — Norra Kärr, Швеция — с 0,04 Cl, 0,03 S.
10. Диопсид-эгирин-баркевикитовый фойяит — Somlóhöhe, горы Mecsek, Венгрия — со следами Cl, CO_2.
11. Содалитовый сиенит — Square Butte, Highwood Mts., Монтана — с 0,43 Cl.
12. Канадит — Lilla Ellringe, Швеция — с 0,06 Cl, 0,07 S.
13. Элеолитовый сиенит — Путеличорр, Кольский полуостров, Белое море.
14. Лаурдалит — Pollen, округ Осло.
15. Фойяит — Naujakasik, Гренландия — с 0,15 Cl.
16. Миаскит — Черемшанка близ Миасса, Урал.
17. Нефелиновый сиенит — острова Лос, Сенегал — с 0,49 Cl.
18. Содалит — нефелиновый сиенит — Wausau, Висконсин.
19. Лаурдалит (нормальный тип) — Löve, округ Осло.
20. Нефелиновый сиенит — Longfellow Mine, Колорадо — с 0,24 BaO, 0,16 SrO, 0,07 SO_3, 0,28 Cl, 0,02 V_2O_3, следами Li_2O.
21. Хибинит — Часначорр, Кольский полуостров, Белое море — с 0,12 Cl.
22. Эгириновый луяврит — Kangerdluarsuk, Гренландия.
23. Нефелиновый сиенит — Zwart Koppjes, Трансвааль — с 0,23 Cl.
24. Эвдиалитовый луяврит — Луявр-урт, Кола, Белое море.
25. Эвдиалит — лампрофиллитовый луяврит — Луявр-урт, Кола, Белое море.
26. Луяврит — Луявр-урт, Кола, Белое море.
27. Арфведсонитовый луяврит — Lille Elv, Гренландия — с 0,23 Cl.
28. Арфведсонит-эгириновый луяврит, с эвдиалитом и астрофиллитом — Pilandsberg, Трансвааль.
29. Эгириновый луяврит — Siorarsuit, Гренландия.
30. Канадит—Byske, Швеция—с 0,59 Ce_2O_3, 0,05 BaO, 0,06F, 1,10 CO_2, 0,10 SO_3, 0,01 S, следами Cl.
31. Среднее из 30 анализов (пересчитано на 100; ZrO_2 и H_2O^- отброшены).

[1] Потеря при прокаливании.

	s	a	c	f	n	ряд		s	a	c	f	n	ряд
1.	71,08	26	0	4	9,6	α	17.	64,97	25,5	0	4,5	7,7	α
2.	68,55	24,5	1	4,5	7,4	β	18	62,86	20,5	0,5	9	8,0	α
3.	68,45	22	2,5	5,5	5,9	β	19.	62,80	14,5	1	14,5	7,1	β
4.	67,19	24	1,5	4,5	7,5	α	20.	63,26	14	2,5	13,5	6,5	β
5.	66 64	22,5	0,5	7	7,3	β	21.	63,44	20,5	0	9,5	7,4	β
6.	67,53	21	2	7	6,7	β	22.	66 65	22,5	0	7,5	7,4	β
7.	66,41	17,5	3	9,5	6,6	α	23.	62,76	17,5	0,5	12	6,6	β
8	68,85	19	0	11	8,3	α	24.	62,81	18,5	0	11,5	7,4	β
9.	67,14	28	0	2	8,2	β	25.	63,18	16,5	0	13,5	7,7	α
10.	67,10	24	0	6	7,9	α	26.	63,77	21	0	9	7,7	α
11.	65,26	16,5	3	10,5	5,4	γ	27.	63,91	23	0	7	7,7	α
12.	64,33	18	0,5	11,5	7,4	β	28.	64,38	20,5	0	9,5	8,7	α
13.	64,17	17,5	2	10,5	7,3	β	29.	65,13	23,5	0	6,5	8,5	α
14.	64,48	19	0	11	7,2	β	30.	58,06	12,5	2	15,5	8,5	α
15.	66,66	20	0,5	9,5	7,4	β	31.	64,79	18,5	0	11,5	8,5	α
16.	65,53	19,5	1,5	9	6,1	β							

викит, общей серой окраской, часто порфировидной структурой, ромбической формой полевых шпатов (натрон-ортоклаз и анортоклаз), сравнительно высоким содержанием лепидомелана и диопсидового пироксена, а также апатитом и титаномагнетитом и акцессорным оливином. Он относится к эруптивному ряду щелочного гранита, нордмаркита, экерита и лаурвикита, которые прорывают силур между озером Mjösen и Лангезунд-фиордом. Химический характер лаурдалита (анализ 19), точно так же как и лаурвикита, типично монцонитовый в том отношении, что молекулярных количеств щелочей часто нехватает для насыщения глинозема. Это соотношение остается также свойственным в ограниченном размере элеолит-сиенитовым жилам, которые, имея часто большую мощность и нормальное гранитное строение, рассекают лаурвикит и лаурдалит, как, напр., при входе в Landgangsfiord и на Bratholmen, Arö, Stockö и т. д. Их полевой шпат большей частью микропертитовый; господствующая темная составная часть — пироксен. В зальбандах и узких жилах трахитовой структуры молекулярные количества щелочей и глинозема достигают нормального соотношения 1 : 1. Там, где эти элеолит-сиенитовые жилы прорывают покровы авгитового порфирита, развивается, должно быть благодаря ресорбции последних, богатая эгирином и эгирин-авгитом сланцевая фация — так называемый эгириновый сланец. На границе их с прорываемыми лаурвикитами находятся частью брекчиевидные образования разнообразного состава.

§ 106. Если назвать элеолитовые сиениты, соответствующие пуласкитам и нордмаркитам, умптекитам и эгириновым сиенитам, *фойяитами*, то эта группа охватит главную массу месторождений, которые уже далее расчленяются по преобладающей цветной составной части на пироксеновые биотитовые и амфиболовые фойяиты. Конечно, эти подразделения не очень строго разграничены.

В *пироксеновых фойяитах* вместе с определяющей минеральной комбинацией щелочной полевой шпат-элеолит и вышеуказанными постоянными и случайными примесями встречаются в очень меняющихся количествах диопсид, геденбергит, эгирин-авгит и эгирин, часто сопровождаемые незначительным количеством биотита или амфибола. В качестве типа пироксеновых фойяитов рассматриваем мы породу из давшего ей наименование месторождения Serra de Monchique в южной Португалии; фойяит в тесной связи с пуласкитом прорывает в форме штоков кульм-

ские сланцы в обеих главных вершинах гор Фойа и Пикота. У Pouzac, севернее Bagnères de Bigorre в южной Франции, пироксеновый фойяит прорвал лейасовые известняки и обогатился контактовыми минералами. Незначительные месторождения гранатсодержащих пироксеновых фойяитов встречаются с монцонитами юго-восточного Тироля, как, напр., на западной стороне долины Viezzena на высоте 1450 *м*. Преимущественно трахитово-флюидальный фонолитоподобный пироксеновый фойяит из гор Meczek вблизи Fünfkirchen в Венгрии (анализ 10) внедряется в нижний мел. На острове Alnö у Sundsvall в Ботническом заливе пироксеновый фойяит образует массив в гнейсе, содержащем линзы зернистого известняка, в которых местами находятся минералы фойяита. Сам фойяит содержит включения зернистого известняка и (пожалуй из него происшедшего) волластонита, кальцита и скаполита.

Первое африканское месторождение пироксенового фойяита изучено на острове S. Vicente (острова Зеленого Мыса). Широкое распространение имеют вместе с другими типами элеолитовых сиенитов пироксеновые фойяиты на островах Лос (Kassa, Tumbo, Ruma и т. д.) у западноафриканского побережья под 9,5° северной широты (анализы 8 и 17). Они содержат множество случайных примесей, как содалит, лаавенит, астрофиллит, эвдиалит, катаплеит, ринкит, хиортдалит, пирохлор, флюорит и новый минерал виллиамит (NaF). В некоторых разновидностях лаавенит и астрофиллит находятся в таком же изобилии, как эгирин, в других нефелин замещается частично или полностью гаюином. Эгириновые луявриты и фойяиты частью с эвколитом, астрофиллитом и моленграафитом встречаются в ряде пунктов среднего Трансвааля, в местностях Претория, Рустенбург, Лиденбург (анализы 23 и 28). Броувер описал под именем *писнаарита* богатый эгирином и титанитом очень меланократовый фойяит (свыше 7% TiO_2) с реки Pienaar в Претории. Пироксеновые фойяиты указывают также из Granitberg в области Pomona в юго-западной Африке и в Анголе. Большое распространение имеют они в северо-западном Мадагаскаре, особенно в массиве Bezavona (анализ 5). Кроме того месторождения в Восточной Африке находятся на горе Jombo у Mombassa и на горе Кения в Британской Восточной Африке. В Азии пироксеновый фойяит в настоящее время известен лишь из южного Китая в форме жил, прорывающих гнейсы.

[Пироксеновые фойяиты известны из Восточно-сибирского края (Боготол), с острова Сахалина и из других мест Азии. Породы эти описаны также из южной части Донецкой области и с Кольского полуострова.]

Пироксеновый фойяит в связи со щелочными сиенитами находится в гнейсе местности Рио-де-Жанейро, в Serra de Tinguá и на Cabo Frio и прилежащих островах и сопровождает своеобразные туфовидные брекчии. Пироксеновые фойяиты Serra dos Poços de Caldas на границе штатов Minas Geraes и S. Paulo имеют трахитоидную структуру, наряду с которой присутствует порфировидная и гранитоидная. Они прорывают слои, которым приписывают карбоновый возраст, в виде частью мощных жил с преимущественно элеолит-порфировыми и тингуаитовыми плотными зальбандами. Гранитоидные пироксеновые фойяиты в области Iguape, на побережьи штата S. Paulo, связаны с эгириновыми и частью бедными элеолитом сиенитами.

На североамериканском континенте встречаются элеолитовые породы и между ними пироксеновые фойяиты в больших разнообразных

интрузивах в меловых слоях у Magnet Cove и в графстве Saline. Возле перевала Paisano в западном Техасе имеется трахитоидный пироксеновый фойяит, богатый арфведсонитом и энигматитом. Лакколит той же самой породы в карбоновых известняках Mount Ord Range в западном Техасе отличается своей красивой фонолитовой и тингуаитовой краевой фацией с минералом эвдиалитового семейства. В округах Salem, Essex co. (Массачузетс), встречается в связи со щелочными гранитами, щелочными сиенитами, монцонитами и эссекситами богатый альбитом элеолитовый сиенит неизвестного возраста, колеблющийся по составу между пироксеновым фойяитом и слюдяным фойяитом; он прорывает эссекситы. К пироксеновым фойяитам относятся лакколиты и пластовые жилы Crazy Mountains в Монтане. Они бедны элеолитом и по составу приближаются к щелочным сиенитам. В центральном Висконсине совместно с гранитами и щелочными сиенитами встречаются пироксеновые фойяиты двух типов: пироксен одного типа — геденбергитовый авгит, пироксен другого типа — эгирин.

Меланитсодержащий пироксеновый фойяит в связи с монцонитовыми эгирин-авгитовыми сиенитами и многочисленной ассоциацией щелочных жильных пород выходит у порта Cygnet неподалеку от Гобарта в Тасмании.

К *слюдяным фойяитам* принадлежит элеолитовый сиенит Ditró в восточном Семиградьи, местами очень богатый содалитом и с гранитоидной, а иногда катакластической структурой. Очень грубозернистый слюдяной фойяит Cnoc-na-Sroin в Шотландии содержит меланит. Богатый канкринитом и содалитом миаскит из окрестностей Миасса у Ильменского озера на Урале, описанный еще Густавом Розе, тоже богат слюдой (анализ 16); он находится в тесной связи со щелочными сиенитами и щелочными гранитами и залегает в гнейсе. Сланцеватый слюдяной фойяит, который слагает гору Sivamalai и некоторые другие вершины в кристаллических сланцах округа Coimbatore в президентстве Мадрасс (Ост-Индия), интересен благодаря постоянному и равномерному по распространению содержанию графита и достаточному содержанию кальцита. В ручье Gentungan у пика Maros на острове Целебесе находятся выносы слюдяного фойяита вместе с монцонитом, умптекитом и другими щелочными породами. Жильные образования в известковых породах встречаются в верховьях Зеравшана в Туркестане в сопровождении амфиболовых фойяитов и биотитовых фойяитов, которые наряду с микроклин-пертитом, нефелином и биотитом содержат также канкринит, кальцит, меланит и шпинель. * У контакта с известковыми породами происходит обогащение канкринитом за счет нефелина. **

---

* [Здесь же нередки содалитовые сиениты.]

** [Слюдяные нефелиновые сиениты находятся также на Ботоголе. Разнообразные фойяиты находятся на Кольском полуострове. Очень оригинальные нефелиновые сиениты описаны В. А. Николаевым из района Джебаглы в Таласском Алатау (Туркестан). Оригинальность их заметна только по химическому анализу, в котором видно богатство породы K_2O, что объясняется богатством нефелина калиофилитовой молекулой. Наконец, интереснейшая провинция нефелиновых сиенитов открыта на р. Ишиме (левый приток Иртыша). По данным А. Н. Заварицкого здесь имеется много разновидностей этой породы (из них упомяну разновидность с большим количеством флюорита, с анальцимом и пр.) в сопровождении эссекситов, кенталленитов (т. е. оливиновых щелочных монцонитов) и лейцитовых порфиров, в которых лейцит превращен в смесь ортоклаза и мусковита.]

Из американских слюдяных фойяитов упоминаются породы из Serra de Itatiaia у Рио-де Жанейро и из Fourche Mts. в Аркансасе. Слюдяные фойяиты имеют большое распространение в среднем Онтарио; структура их нередко пегматитовая; часть их богата канкринитом и содалитом, часть очень богата корундом. Богатые корундом разности пород из местности Craigmont, которые Эйдемсом названы были *дунганноонитом*, *рагланитом* и *крейгмонтитом*, из полевых шпатов содержат существенно олигоклаз-андезин (в противоположность нефелиновым сиенитам) и частью скаполит и кальцит. Корунд хорошо окристаллизован и несомненно магматического образования. Из темных составных частей встречается в них лишь биотит и наряду с ним немного мусковита. Сопровождающие их пегматитовые жилы содержат до 35% корунда. Из Канады, вероятно, происходят также слюдяные фойяиты, близкие к дитроитам Семиградии и названные *литчфильдитами;* они встречаются разбросанными в виде эрратических валунов в городских округах Litchfield, Gardiner и Monmouth в Мэне (анализ 2); местами они богаты лимонно-желтым канкринитом и синим содалитом.

Как в пироксеновых фойяитах различные пироксены, так и в мало до сих пор известных *амфиболовых фойяитах* различные амфиболы меняются как от месторождения к месторождению, так и в одной и той же породе, и точно так же здесь наблюдаются обрастания различных амфиболов. В амфиболовых фойяитах, залегающих в трентонском известняке Монтреаля в Канаде, преобладают коричневато-зеленые роговые обманки. Гранат и волластонит встречаются в единичных случаях, чаще на границе с прорываемыми известковыми породами. Это месторождение вместо содалита содержит гаюин. Амфиболовый фойяит Port Coldwell в Онтарио довольно богат олигоклазом. Амфиболовый фойяит Moltenborough в Нью-Гэмпшире находится вместе с умптекитом, эссекситом и другими щелочными породами. Известны очень богатые темными составными частями амфиболовые фойяиты в области S. José, Tamaulipas (в Мексике), которые рассматривают как промежуточные члены между элеолит-сиенитовыми и эссекситовыми породами. Подобные же приближающиеся к эссекситу образования известны из области Крипль Крик в Колорадо, из Арканзаса, а также из Монреаля. Амфиболовые фойяиты, бедные элеолитом, указываются с Восточного мыса в Сибири у Берингова пролива. В постлейасовом гранитоидном амфиболовом фойяите острова Nosy Komba и противолежащего берега Мадагаскара баркевикит — преобладающая цветная составная часть. Благодаря увеличению цветных составных частей и большей замене щелочных полевых шпатов известково-натровыми полевыми шпатами здесь развиваются также многочисленные переходные формы к эссекситам и шонкинитам, часто содержащие псевдолейцит *.

§ 107. В то время как в лаурдалитах и фойяитах калиевый и натровый полевые шпаты встречаются либо самостоятельно один наряду с другим, либо в пертитовом срастании, либо наконец в изоморфной смеси в анортоклазе, разумеется, в меняющихся соотношениях, [1]имеется также

---

* [Роговообманковые нефелиновые сиениты, большею частью с биотитом и пироксенами, известны с Кольского полуострова, из Туркестана (р. Тагобысобак) и из Восточно-сибирского края.]

[1] Нефелиновые сиениты, в которых альбитовая молекула совершенно или почти совершенно отсутствует, Брёггер называет — по хутору Juvet в области Fen в Норвегии — *ювитами*.

небольшая группа элеолитовых сиенитов, в которой калиевый полевой шпат совершенно отсутствует и которую следовательно можно объединить под названием *бескалиево-полевошпатовые фойяиты* (*канадиты*). * В качестве типичного представителя этой небольшой группы мы должны рассматривать описанную И. Морозевичем и названную *мариуполитом* (анализ 1) породу из Мариупольского округа у Азовского моря. Последняя состоит из сахаровидно-зернистых белых альбитовых аггрегатов, более крупных кристаллов и зерен серого элеолита, игольчатых и часто потоковидно расположенных эгиринов и отдельных листочков лепидомелана наряду с многочисленными цирконами в форме основной пирамиды. Структура то грубозернистая, то порфировидная, то плотная и тогда тингуаитовая, и породу местами пересекают шлироподобные массы перидотита, состоящего из диаллага, оливина и титансодержащего магнетита. Этому типу родственен элеолит-сиенитовый массив в лаврентьевских слоях графства Hastings между рекой Онтарио и озером Онтарио. Наряду с преобладающим стекловидным нефелином, реже жирно-блестящим элеолитом и альбитом находится незначительная по количеству цветная составная часть из биотита и гастингсита. Акцессорными являются кальцит и скаполит (южная граница массива образована лаврентьевским зернистым известняком), меланит, содалит, канкринит и др. Количество полевого шпата уменьшается часто до полного исчезновения, и тогда развиваются породы уртитового облика. Структура гранитоидная при грубом до крупного зерне; вместе с этим в них встречается на большом протяжении гнейсовидная полосчатая текстура, параллельная лаврентьевским гнейсам.

В Almunge, Upland (в Швеции), встречается канадит (анализы 12 и 30) в линзовидных массах в умптеките; темные составные части породы представлены гастингситом, кроме того биотитом и частью эгирин-авгитом. Канкринит — распространенная постоянная примесь, частью первичная, частью образовавшаяся из нефелина. Анальцим представляет собой первичную составную часть породы. Везувиан (анализ 19, стр. 144) в призматических кристаллах до 2 *см* длиной может быть обусловлен ассимиляцией включений извести.

§ 108. Под именем *эвдиалитового сиенита* здесь объединяется группа элеолит-сиенитовых пород, в которой эвдиалит или эвколит образуют постоянную и характерную составную часть, хотя и не всегда бросающуюся в глаза по количеству. При таком разграничении эвдиалитовые сиениты характеризуются кроме того зеленоватой окраской (лаурдалиты имеют серую, фойяиты—белую до светлокрасноватой окраску), в большей степени стекловатым обликом полевых шпатов и нефелина, обилием эгирина, арфведсонита и редких случайных примесей. Такие породы образуют на Кольском полуострове у Белого моря двойной массив Умптек, между озерами Имандра и Умпт-явр, и Луявр-урт между Умпт-явр и Луявр с площадью 1 600 *кв. км* и до 1 000 *м* мощности. Они прорывают и метаморфизуют гнейсы и палеозойские (девонские?) слои. Полевые шпаты — микроклин без двойников или с простыми двойниками по альбитовому закону в индивидах табличатой по М формы, в микропертитовом прорастании и обрастании альбитом. Преобладающая

* [Гораздо правильнее — и в отношении приоритета и по типичности — их следовало бы называть мариуполитами.]

окрашенная составная часть — эгирин. Полевой шпат и идиоморфный элеолит часто обволакиваются эгирином. Эвдиалит и эвколит идиоморфны. Нормальная порода Луявр-урта — среднезернистая до грубозернистой, с плитняковой и пластовой горизонтальной отдельностью, сланцевата и обладает трахитовой структурой и флюидальной текстурой (рис. 31). Арфведсонит или катафорит лишь в незначительном количестве сопровождают эгирин; лампрофиллит часто обилен. Рамзай и Гакман называют нормальную породу Луявр-урта *луявритом* (анализы 24, 25 и 26). В глубине массива сланцеватость уменьшается, размер зерна увеличивается; в верхних горизонтах в различных плитах минералогический состав часто изменчив. Нормальная порода Умптека имеет грубое зерно с гипидиоморфной, не совсем трахитовой структурой и бедна нефелином и особенно эгирином. Рамзай и Гакман называют ее по русскому названию Умптека *хибинитом* (анализ 21) и объясняют параллельную текстуру ее и вместе с ней луяврита медленным охлаждением и спокойной кристаллизацией магмы от верхней контактовой границы книзу. Таким образом хибинит можно рассматривать как более глубокую, луяврит — как поверхностную часть массива. К эвдиалитовым сиенитам Кольского полуострова очень близки по минералогическому составу и структуре породы (анализы 15, 22 и 29) большого массива менее мили севернее и северо-восточнее Julianehaab в Гренландии у фиордов Kangerdluarsuk и Tunugdliarfik, только в них часто преобладающей темной составной частью является арфведсонит, а микроклин-микропертит иногда заменяется ортоклазом и анортоклазом. Как краевые образования здесь встречаются также сланцеватые, тонкозернистые зеленые, очень богатые эгирином, или черные арфведсонитовые породы. Последние содержат также псевдоморфозы по лейциту и в качестве наиболее поздних внедрений образуют иногда, как и в Лангезунде, первичные брекчии с нормальными формами породы. Позднее обильное образование цветных составных частей здесь так же характерно. Весьма интересным является грубозернистый миаролитовый нефелиновый сиенит, названный *какортокитом*. Он слагает плато Kringlerne у фиорда Kangerdluarsuk. Плитообразное тело породы имеет мощность около 400 *м* и состоит приблизительно из 100 слишком горизонтально залегающих пластов, которые обладают разнообразной светлой, красной и почти черной окраской (белый, красный и черный какортокиты), так что в целом издали они напоминают свиту осадочных пород. Толщина пластов меняется и составляет в среднем для белых 6 — 9, для красных 1 — 2, для черных 2 — 3 *м*. Все разновидности породы имеют одинаковый ка-



Рис. 31. Краевая фация луяврита. Умптек, Кола. Эгирин (заштрихован) в волокнах с полевым шпатом и нефелином. Увелич. 15 : 1.

чественный минералогический состав: щелочные полевые шпаты, нефелин, эдиалит, арфведсонит и эгирин с акцессорным энигматитом, биотитом, ринкитом, флюоритом и частью содалитом. В светлых пластах преобладают полевые шпаты, в черных—арфведсонит и эгирин; красные очень богаты эвдиалитом (анализы 1, 2 и 3, стр. 158). Уссинг (Ussing) предполагает, что какортокит образовался благодаря дифференциации из одной магмы.

Эвдиалитовые сиениты химически характеризуются, по сравнению с другими элеолитовыми сиенитами, высоким содержанием окислов железа и очень низким MgO. Меняющееся содержание CaO в них связано с эвдиалитом.

§ 109. *Катаплеитовый сиенит*, описанный А. Е. Тёрнебомом, образует примерно в 1,5 *км* к востоку от озера Веттерн у Norre Kärr эллиптической формы массив в граните около 1 200 *м* длины в направлении с севера на юг, при наибольшей ширине в 400 *м*. Порода серо-зеленая тингуаитового облика, от мелко- до плотнозернистой, часто сланцеватая, с узкими лейстовидной формы до 4 *см* длины белыми вкрапленниками катаплеита или, где последний отсутствует или его мало, округлыми индивидами эвдиалита. Полевой шпат относится главным образом к ортоклазу и анортоклазу и содержит ядра альбита. Нефелина очень много; цветная составная часть — эгирин в иглах и зернах. В подчиненном количестве в нормальной породе (анализ 9) встречается среднезернистый тип, в котором уже невооруженным глазом можно различить главные составные части. В четырех местах отмечены небольшие шлирообразные массы крупнозернистой породы, которая характеризуется своеобразным темным сине-зеленым амфиболом (анализ 5, стр. 144). Тёрнебом назвал эти массы из области распространения катаплеитового сиенита *лакарпитом* — по хутору Lakarp.

В содалитовых сиенитах нефелин нефелинового сиенита весь или в наибольшей части замещен содалитом. В окрестности Grosspriesen богемского Mittelgebirge встречаются содалитовые сиениты в ряде мелких интрузивных тел; как представителя их можно рассматривать лакколит горы у Grosspriesen, залегающий между меловыми слоями. Эта средне- до мелкозернистой серая порода состоит, по Гибшу, существенно из щелочного полевого шпата, незначительного количества плагиоклаза (№№ 40 — 50), баркевитовой роговой обманки, диопсида, эгирин-авгита, около 10% содалита и незначительного количества гаюина. Подобные породы встречаются также в виде лакколитов в мелу Монтаны (анализ 11, стр. 158). Богаче содалитом содалитовый фойяит фиорда Tunugdliarfik у Julianehaab в Гренландии (анализ 4 на стр. 158). Это грубозернистая серая порода, которая состоит из микроклин-микропертита (около 36%), содалита (22%), нефелина (5%), эгирина, арфведсонита и энигматита с акцессорным ринкитом, стеенструпином, полилитионитом и местами малым количеством астрофиллита и флюорита.

[Содалитовые сиениты известны у нас из долины Зеравшана в Туркестане и из Ловозерских тундр на Кольском полуострове.]

В области Лаахерского озера найдены богатые нозеаном изверженные породы зернистой структуры, которые Браунсом описаны как *нозеановые сиениты*. Анализ 5 дает состав одной такой очень свежей породы, которая состоит из щелочного полевого шпата, светлосерого нозеана в кристаллах, циркона и магнетита. Биотит и железистые силикаты от-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	51,62	49,39	48,90	49,38	61,04	51,04	52,25	56,44	49,59	48,19	41,80	49,67	49,95	3,10	6,32
TiO_2	0,44	0,49	1,96	0,63	0,11	0,29	0,32	1,16	0,36	1,75	4,14	не опред.	0,64	12,14	4,57
ZrO_2	1,70	4,89		0,61	0,08	—	сл.	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	15,63	10,39	7,85	17,31	20,25	20,47	20,46	15,54	14,51	18,52	14,56	17,99	22,50	сл.	2,10
Fe_2O_3	6,06	4,31	11,46	4,20	0,86	1,89	3,82	3,27	3,51	4,51	6,09	13,06	2,20	64,38	23,12
FeO	4,98	7,72	13,32	5,25	0,64	2,19	0,68	3,67	5,53	1,68	6,41		6,57	8,95	15,80
MnO	0,33	0,97	1,11	0,08	0,15	—	0,09	—	сл.	сл.	—	—	—	1,15	0,51
MgO	сл.	—	0,38	0,53	0,40	0,97	0,14	1,73	6,17	1,12	4,66	3,06	3,71	8,00	1,92
CaO	3,13	5,11	1,95	2,23	0,69	2,62	2,39	4,16	9,04	10,29	14,87	6,63	6,80	2,30	26,26
Na_2O	10,09	11,45	7,40	13,87	8,50	11,62	10,05	5,81	3,52	3,44	4,25	6,21	5.01	—	—
K_2O	4,19	2,62	3,23	2,55	5,44	3,52	6,18	4,27	5,60	8,05	1,94	2,62	2,68	—	—
H_2O^+	2,12	1,24	1,80	1,30	0,46	5,85	1,75	2,06	1,95	3,00	1,18	0,86	1,12	—	—
H_2O^-	—	0,22	—	0,16	0,13	—	0,08	0,44	—	0,45	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	0,23	0,27	0,05	0,83	0,15	сл.	0,52	—	—	—	16,47
Σ	100,46	100,36	99,39	99,78	100,26	101,35	100,15	100,35	100,78	101,00	100,82	100,10	100,18	100,09	97,07
Уд. вес	2,76	2,85	3,12	2,653	2,42	2,65	2,64	—	—	2,77	—	—	—	—	—

1. Какортокит (белый) — Kringlerne у Julianehaab, Гренландия — с 0,17 Cl.
2. Какортокит (красный) — там же — с 0,51 Cl, 0,75 F, 0,30 Nb_2O_5.
3. Какортокит (черный) — там же — с 0,03 Cl.
4. Содалитовый фойяит — Tunugdliarfik-Fjord, Гренландия — с 1,68 Cl. Сумма после вычета 0,38 O = 99,40.
5. Нозеановый сиенит — область Лаахерского озера — с 1,05 SO_3, 0,12 Cl, 0,11 CO_2.
6. Канкринитовый сиенит — Särna, Далекарлия, Швеция — с 0,62 CO_2.
7. Канкринитовый сиенит — Куола-ярви, Финляндия — с 0,05 NiO, 0,06 BaO, 0,09 SrO, 1,69 CO_2, следами SO_3, S.
8. Анальцимовый сиенит — Howford Bridge, Mauchline, Айршир (Ayrshire) — с 0,97 CO_2.
9. Лейцитовый сиенит — Davis Creek, Highwood Mts., Монтана — с 0,49 BaO, 0,21 SrO, 0,13 Cl, 0,02 SO_3.
10. Бороланит — Meallan, Шотландия.
11. Основной шлир из элеолитового сиенита — Monchique, Португалия — с 0,40 CO_2, следами Cl.
12. Основной шлир из элеолитового сиенита — там же.
13. Основной шлир из элеолитового сиенита — Nosy Komba, Мадагаскар.
14. Железная руда из элеолитового сиенита — Alnö, Швеция — с 0,07 S.
15. Апатито-железная руда из элеолитового сиенита — Alnö. Главным образом титаномагнетит с незначительным количеством фиолетового авгита. Дополнение к 97,07 — существенно F апатита (рассчитано 1,50%).

сутствуют. *Гаюиновые сиениты* описаны с Tamara — из группы островов Лос у западной Африки.

§ 110. *Канкринитовыми сиенитами* называют такие элеолитовые сиениты, в которых нефелин в большей части замещен идиоморфными индивидами первичного канкринита. Это доказывает, что в магме может содержаться угольная кислота, которая, конечно, лишь тогда образует соединения с окислами металлов, когда нет налицо свободной кремнекислоты. Первое местонахождение этой редкой породы открыто Тёрнебомом у Siksjöberg вблизи Särna в Далекарлии, где она встречается не только в жилах небольшой мощности в кварцевом кератофире и песчанике Dala, но и образует горный хребет в 3 *км* длиной и 1 *км* шириною, который возвышается над ближайшими окерестностями примерно на 200 *м*. Здесь порода — светлой белой окраски, мелкого до среднего зерна и состоит из небольшого количества пертитового ортоклаза, большого количества альбита и канкринита с малым количеством светло-зеленого эгирина и титанита. Микропертит, альбит, канкринит выделяются местами в виде вкрапленников из основной массы, богатой в этом случае эгирином. Этот тип представляет собой переходы к плотным зеленоватым и фонолито- или тингуаитоподобным типам пород, распространенных в тонких жилах и рассеянных в ледниковых наносах по Северогерманской низменности. Из анализа 6 (стр. 158) содержание канкринита рассчитывается в 26%. В канкринитовом сиените из ущелья Pyhäkuru в приходе Kuolajärvi в Финляндии содержание канкринита поднимается до 29%.

[Канкринитовые сиениты известны с Кольского полуострова. Отсюда же происходит много оригинальнейших щелочных пород, описанных иногда под непозволительно сходными названиями, как напр. турьяиты (16,8% нефелина, 32,2% биотита, 35,2% мелилита, 9,9% апатита, затем примеси перовскита, кальцита и рудного минерала) и турьиты (без буквы «я»), состоящие из 40% слюды, 20% анальцима, 20% кальцита, 20% меланита и 1,5% апатита, считающиеся магматическими. Совершенно очевидно, по-моему, что подобная терминология, построенная на различном этимологическом преобразовании одного и того же собственного имени, не может быть допустима: петрографам пришлось бы разговаривать, держа в руках специальные словарики.]

Анальцимовые сиениты с первичным анальцимом по Тиреллю находятся в западной Шотландии. Анализ 8 относится к свежей породе из Howford Bridge у Mauchline в Айршире, которая состоит из щелочных полевых шпатов, очень малого количества лабрадора, титан-авгита, эгирина, щелочных амфиболов, анальцима и иногда незначительных количеств оливина. Анальцим наиболее поздно выделившаяся составная часть.

§ 111. *Лейцитовый сиенит*, связанный наиболее тесно с фойяитом и постепенно в него переходящий, описан впервые Вильямсом из жилы у Magnet Cove в Арканзасе. В действительности эти породы содержат не лейцит, а так называемый псевдолейцит, т. е. смесь ортоклаза и нефелина в кристаллической форме лейцитоэдра (211). Эти псевдолейциты выделяются как бы в форме вкрапленников из породы, в действительности гипидиоморфно-зернистой, остальные составные части которой представлены элеолитом, ортоклазом, меланитом, диопсидом с оторочкой эгирин-авгита, титанита, апатита и содалита. Лейцитовый сиенит с подобной структурой и подобным составом встречается точно так же в форме жил и в тесной связи с фойяитом в Serra dos Poços de Caldas в штате S. Paulo в Бразилии. К лейцитовому сиениту относится также *борола-*

нит (Хорн и Тилл), названный так по озеру Borolan; он встречается в виде интрузии в кембрийских известняках Assynt и в форме жил в песчаниках Torridon из Rossshire в Шотландии (анализ 10). Это темносерая порода с красными или белыми кругловатыми или вытянутыми пятнами псевдолейцита; ортоклаз и элеолит или продукты их превращения, меланит, зеленый авгит, биотит, минерал из семейства содалита и железная руда представляют остальные составные части. Бороланит коротко можно охарактеризовать, как богатый меланитом лейцитовый сиенит.

[Бедные меланитом разности, приближающиеся к типичным бороланитам, известны из района Джебаглы (Туркестан).]

По Шэнду (S. J. Schand. On Borolanite and its associates in Assynt, Transact. Edinburgh, Geol. Soc. 1909, p. 202) некоторые так называемые бороланиты в Rossshire представляют собою богатые меланитом порфировидные нефелиновые сиениты, и их пятна являются не псевдолейцитами, а механически деформированными анортоклазами. Богатые меланитом нефелиновые сиениты, сопровождающие бороланиты, но без светлых пятен, Шэнд называет *ледморитами*. Бороланитовые разности элеолит-сиенитовых пород встречаются также в Арканзасе. В лейцитовых сиенитах, по сравнению с фойяитами, химически замечается более высокое содержание CaO. То же самое повышение содержания извести имеют и излившиеся формы лейцитовой магмы (лейцитофиры) по сравнению с излившимися формами фойяитовой магмы (фонолитами).

§ 112. В очень тесной связи с элеолитовыми сиенитами, частью в форме шлиров, которые имеют постепенные или же резкие переходы в нормальную главную породу, встречается небольшое число образований, которые следует рассматривать лишь как продукты расщепления фойяитовой магмы. Некоторые из них сопровождают также элеолитовые сиениты в виде самостоятельных тел. Сюда принадлежат преимущественно черновато-серые, часто — благодаря авгиту или амфиболу — порфировые массы, которые имеют состав эссекситов. Крупных размеров и особенно хорошо развитыми встречаются они в фойяите Serra de Monchique (анализы 11 и 12, стр. 160), где состоят преимущественно из короткопризматического титан-авгита, часто имеющего оторочку эгирин-авгита, с баркевикитовым амфиболом и биотитом, из некоторого количества оливина и небольшого количества полевого шпата (преимущественно запыленный известково-натровый полевой шпат) вместе со случайным нефелином. Они встречаются точно так же в элеолитовом сиените из Альнё в фойяите Мадагаскара (анализ 13), в эгирин-авгитовом фойяите Port Cygnet в Тасмании и в других местах. Прочие продукты расщепления существенно состоят из *железной руды*, магнетита или титаномагнетита, как, напр., на Альнё (анализ 14), в Бразилии, в графстве Hastings, Онтарио (здесь часто со значительным количеством синего содалита). Анализ 15 относится к очень богатой апатитом железной руде. * Богатые пироксеном продукты расщепления будут еще упомянуты при пироксенитах.

§ 113. Подобно тому как щелочные сиениты примыкают к щелочным гранитам, так и элеолитовые сиениты по своему химизму связаны

* [Богатейшие апатитом залежи, связанные с нефелин-сиенитовыми же породами, находятся на Кольском полуострове у Хибиногорска; на возможное промышленное значение их указывал еще Е. С. Федоров.]

со щелочными сиенитами. Отличительный признак заключается здесь также в низком содержании кремнекислоты, k в среднем от 0,92 (у щелочных сиенитов) понижается до 0,73. Проекционные точки (рис. 32) нефелиновых сиенитов почти исключительно принадлежат II секстанту, и это в значительно меньшей мере связано с уменьшением темных составных частей, чем с резко выраженным щелочным их характером. Очень

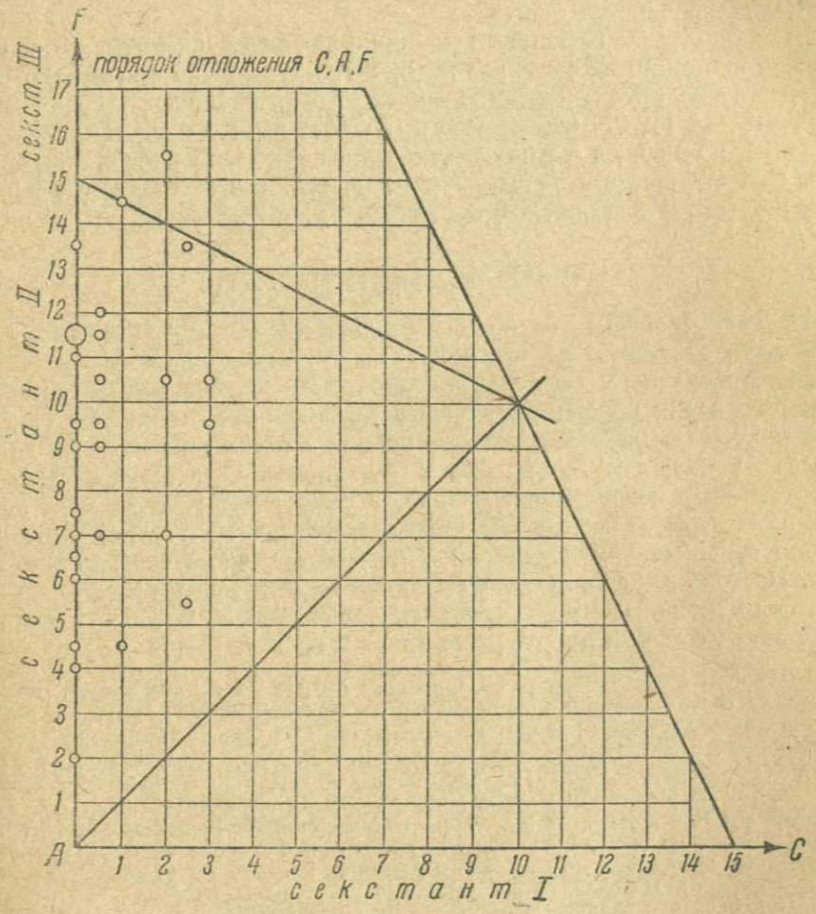


Рис. 32. Проекционная диаграмма анализов нефелиновых сиенитов с 1 по 30 (стр. 151). Средний анализ 31 изображен вдвое бо́льшим кружком.

высокие местами количества окислов железа уходят почти целиком в чистые пироксены и амфиболы. Квенсель также обращает внимание на близкое химическое родство канади а Byske, попадающего в III секстант, с тералитом; n по сравнению со щелочными сиенитами заметно увеличивается, и среднее нефелиновых сиенитов принадлежит α-ряду, среднее щелочных сиенитов β-ряду.

Особенно сильно выражен атлантический характер нефелиновых сиенитов, когда их сравнивают с породами тихоокеанского типа, содер-

жащими одинаковое с первыми количество кремнекислоты. Для этого удобно взять бескварцевые диориты (§ 122); среднее содержание кремнекислоты у обеих групп пород почти одно и то же. При этом сравнении можно заметить более высокое содержание глинозема, окислов железа и главным образом щелочей и более низкие значения для магнезии и извести в противоположность диоритам. Также бросаются в глаза различия в положении проекционных точек. Все диориты группируются в секстантах III и IV и скопляются около высоты *F* треугольника. Типичное различие выражено также в коэффициентах кремнекислоты, который у диорита равняется 0,99.

Содалитовый, гаюиновый и канкринитовый сиениты, если не обращать внимания на содержание Cl, SO_3 и CO_2, тесно примыкают по химическому составу к нефелиновым сиенитам. Лейцитовые сиениты мало изучены для того, чтобы можно было дать верное представление об их химизме, но в общем n у них значительно ниже, чем у нефелиновых сиенитов. Оба анализа в столбцах 9 и 10 на стр. 158 принадлежат переходным породам к шонкинитам, о которых речь будет ниже.

Семейство диоритовых пород [1]

§ 114. *Диориты — гипидиоморфно-зернистые*, очень редко порфировидные, *глубинные породы* с грубозернистым до плотного сложением и в таком случае с серой до зеленовато-серой общей окраской. *Минералогически они характеризуются сочетанием вообще кислого или среднего известково-натрового полевого шпата с одним или многими членами семейства биотита, амфиболов и пироксенов.* Существуют разности с существенным содержанием кварца, с акцессорным кварцем, и во всяком случае редки совсем бескварцевые. Щелочной полевой шпат встречается в переменном подчиненном количестве, часто чрезвычайно скудном. Постоянными примесями являются апатит, руды и некоторое количество циркона. Примесями, до некоторой степени распространенными, являются титанит и пирит, реже ортит и гранат.

Диориты с существенным содержанием кварца по химическому и минералогическому составу тесно и в непрерывной последовательности примыкают к известково-щелочным гранитам; диориты с подчиненным содержанием кварца или без него примыкают к известково-щелочным сиенитам. Благодаря этому их различие становится не совсем определенным; обычно границу проводят скорее по выделениям крупных индивидов щелочного полевого шпата, чем по действительным относительным количествам плагиоклаза и щелочного полевого шпата. Вследствие этого граница между этими породами передвигается на практике в сторону гранитов и сиенитов. В последнее время начали, особенно в Америке, краевые члены гранитов называть гранодиоритами. В подобном же смысле употребляется, особенно американскими авторами, название кварцевый монцонит (ср. примечание на стр. 128). Содержание темных составных частей в диоритах вообще (но далеко не всегда) выше, чем в гранитах и сиенитах. С другой стороны, диориты совершенно постепенно переходят в породы группы габбро и их перидотитовые и пироксенитовые краевые разности и связаны с ними всеми промежуточными формами.

---

[1] Название диорит (от греческого *διορίζειν* — отличать) было введено Гаюи для зернистых полевошпатовых роговообманковых пород, которые Броньяр называл диабазами. Гаусман уточнил различие между диоритами — амфиболовыми зеленокаменными породами — и диабазами — авгитовыми зеленокаменными породами. Триклинная природа полевых шпатов в диоритах была установлена Розе.

Ранее диоритами называли глубинные породы с господствующим известково-натровым полевым шпатом, которые в качестве исключительной или весьма существенной составной части содержат биотит и роговую обманку; подобные же породы с ромбическим пироксеном называли норитами и такие же с моноклинным пироксеном (диаллагом) — габбро. В настоящее время обычно называют независимо от природы темных минералов: диоритами — кислые, а габбро — основные члены этого ряда. Первые отличаются от габбро плагиоклазом более богатым натром, незначительным количеством бисиликатов и частым содержанием кварца; габбро, с своей стороны, нередко содержит оливин. Химически граница лежит около 50—52% содержания SiO_2. С этим разделением, по крайней мере в типичных представителях, обычно связаны также и структурные различия. Эта номенклатура проводится еще не достаточно резко: то, что один автор считает еще диоритом, другой относит уже к габбро. Таким образом существует совершенно непрерывный ряд от известково-щелочных гранитов и известково-щелочных сиенитов до диоритов и пород группы габбро. Эта взаимная связь ясна также благодаря тому, что в известных случаях различнейшие члены этого ряда связаны с единым геологическим целым. Напротив того, не существует никакого родства химического или минералогического состава диоритов с гранитами и сиенитами щелочного ряда; так же мало связаны с ними диориты и геологически. Подобные же ассоциации и контрасты наблюдаются и в жильных породах. Диориты часто сопровождаются теми же самыми породами, как граниты и сиениты тихоокеанского типа.

§ 115. Очень редко розоватые, по большей части белые или серые плагиоклазы имеют почти всегда мутный, реже микротиновый характер то с толсто-табличатым, то с тонко-табличатым габитусом по M = (010); реже они изометричны. На плоскости третьего пинакоида (001) повсюду обнаруживаются двойниковые полосы по альбитовому закону; нередкое образование двойников по карлсбадскому закону, так же как и по другими законам, * в большинстве случаев распознается только микроскопически.

По анализам диоритовых полевых шпатов и оптическим исследованиям последних они обладают в различных месторождениях и часто в различных частях одного и того же месторождения (напр. в центре и на периферии массива или в различных шлировых частях) меняющимся составом. Бесспорно доказаны олигоклаз, андезин, лабрадор, реже битовнит до границы с анортитом. Господствует состав от основного олигоклаза до основного лабрадора. Более кислые и более основные члены плагиоклазового ряда встречаются как исключение.

[Характерными плагиоклазами диоритов являются представители ряда от тридцатых до пятидесятых номеров. Остальные разности появляются в членах семейства диоритов, переходных, — кислые — в сторону гранитовых пород, основные — в сторону пород габбровых. Такие же отличающиеся по составу плагиоклазы наблюдаются и в явно гибридизированных членах семейства диоритовых пород.]

Под микроскопом чрезвычайно распространена зонарная структура, причем центральная часть обладает более основным составом, в то время как снаружи следует более кислая оболочка, часто с повторной рекурренцией. Это соотношение наблюдается очень часто и заметно благодаря тому, что центральные части не свежи, разрушены и содержат кальцит, внешние же оболочки свежи и стеклянно-прозрачны; то же самое доказывается тем, что центральные части поддаются при обработке шлифов воздействию кислоты, которая оставляет незмененными внешние оболочки.

* [Из этих других законов все, кроме сложного закона $\perp$ [001] $\parallel$ (010), наблюдаются очень редко — см. В. Н. Лодочников. Главнейшие породообразующие минералы. Геоиздат, 1933, стр. 231.]

[Это объясняется тем обстоятельством, что кислые члены ряда гораздо труднее растворимы, чем разности, более богатые анортитом. Кеннгот, Кларк, Корну, Тугут показали, что плагиоклазы разлагаются даже в воде и тем сильнее, чем они богаче анортитом.]

Выветривание плагиоклазов либо ведет к образованию смеси кальцита с каолином или чаще со светлой слюдой, и в таком случае они становятся матово-землистыми, либо образуются эпидот и цоизит (и может быть гранат), перемешанный с актинолитом и хлоритом; в этом случае они становятся мутными с занозистым изломом и восковым блеском и окрашены в желто-зеленоватый до зеленоватого цвет (зеленокаменный облик). В обоих случаях быстро исчезают видимые микроскопически на (001) двойниковые полоски.

Там, где наряду с плагиоклазом присутствует *щелочной полевой шпат*, он всегда является более молодым и иногда образует тонкую кайму вокруг плагиоклазов, чаще же выполняет пространство между ними. В этой форме известны как ортоклаз, так и — правда, значительно реже — микроклин. Альбит в простых индивидах и в простых не полисинтетических двойниках указывается из диоритов Грайских Альп (с центральными включениями граната и таким образом, может быть, вторичный, образовавшийся из известково-натрового полевого шпата).

Встречаются, как и в гранитах, *микропегматитовые* и *мирмекитовые срастания* полевых шпатов с кварцем. Там, где в диоритовых породах *кварц* появляется в самостоятельных индивидах, он, как и в гранитах, всегда наиболее молодая составная часть, всегда аллотриоморфен и содержит все включения, встречающиеся в кварце гранитов.

§ 116. *Слюда* диоритов часто представляет собой существенную и в таком случае господствующую темную составную часть; это идиоморфный, реже образующий лапчатые листочки, бурый прозрачный биотит со всеми свойствами и с такими же явлениями выветривания и преобразования, как в гранитах и сиенитах. Анализы 1 — 5 и 12 на стр. 167 показывают, что он принадлежит частью к мероксену, частью к лепидомелану. Рутил, очень часто образующийся при выцветании биотита или при преобразовании его в хлорит, указывает на содержание TiO_2, отмеченного также анализами 2, 3, 4, 5 и 12. Биотит часто окружает первые выделения кристаллизации породы — циркон и апатит.

Амфибол диоритовых пород образует более или менее идиоморфные, столбчатые кристаллы; в зоне призмы господствует характерная призматическая спайность; концевые плоскости часто отсутствуют. Распространено образование двойников по первому пинакоиду. В отраженном свете он зеленый до зеленовато-черного, реже бархатно-черный до буро-черного; в проходящем — он в большинстве случаев зеленый, реже бурый. Зеленые амфиболы частью стоят близко к группе анкринолита, бедны полуторными окислами и не содержат щелочей, чаще же богаты полуторными окислами и содержат до 3% щелочей; всегда содержат конституционную воду. * Это те же самые роговые обманки, которые встречаются в нормальных гранитах и сиенитах (стр. 98 и 124). Анализов бурой роговой обманки здесь не произведено; повидимому, она принад-

* [Специальные и тщательные исследования самого последнего времени (Уоррен, Куниц, Берман, Ларсен, Барнес — Warren, Kunitz, Berman, Larsen, Barnes) подтвердили довольно давнее предположение о наличии H_2 в молекуле роговых обманок.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	39,54	38,66	34,98	35,62	34,14	43,03	41,99	41,63	53,84	43,07	47,49	35,75	48,44	40,52	52,37	50,02	51,72	47,14
TiO_2	—	1,05	3,48	2,61	3,61	—	—	—	—	—	1,21	3,16	0,57	1,71	0,35	—	—	0,06
Al_2O_3	13,45	19,00	14,37	15,24	17,75	13,31	11,66	11,63	3,79	13,42	7,07	14,70	6,29	10 99	2,74	5,61	1,00	5,24
Fe_2O_3	8,07	6,37	16,37	4,69	2,46	9,86	—	1.85	3,51	9,00	4,88	4,65	3,53	9,64	2,34	15,61	2,14	7,26
FeO	4,89	9,96	9,14	13,67	18,64	8,21	22,22	8,95	6,83	8,17	10,69	14,08	6,57	9,83	17,08	—	5,75	6,30
MnO	—	0,66	0,09	0,74	0,55		—	0,31	—	—	0,51	0,45	0,65	сл.	—	сл.	0,20	0,80
MgO	22,53	10,61	8,44	12.70	8,53	10,64	12.59	18,51	19,50	9,84	13,06	12,37	15 40	11,82	22,15	12,01	13,77	13,20
CaO	3,39	1,52	0,96	0,95	0,25	10,16	9,55	9,25	10,32	14,46	11,92	0,17	11,94	12,33	4 04	14,84	23,63	16,01
Na_2O	1,22	1,08	0,93	0.50	1,86	2,00	1,02	1,22	—	1,03	0,75	0,32	1,52	2,38	—	0,96	1,13	2,67
K_2O	4,13	8,58	8,22	7,72	8,09	0,81	—	0,63	—	0,34	0,49	9,19	0,74	0.68	—		сл.	0,55
H_2O	1,50	1,85	2,10	4,36	4,37	2,15	1,47	5,40	1,04	1,83	1,86	3,64	4,31	0.50[1]	—	0,76	0,59	0,95
Σ	99,55	100,00	99,67	100,00	100,25	100,17	100,50	99,18	98,91	101,16	100,05	99,90	99,96	100,40	101,07	99,81	99,93	100,18
Уд. вес	2,811	2,81	3,058	—	—	—	—	3,09	—	3,03	3,203	3,05	—	3,223	3,500	—	3,330	3,20

1. Биотит с 0,69% примешанного апатита и с 0,14 Cr_2O_3 из слюдяного диорита — Christianberg, Богемский Лес.
2. Биотит (хаугтонит) из кварцево-слюдяного диорита — Noyang, Omeo, Австралия (с 0,66 F; SiO_2 определено из нерастворимого остатка).
3. Биотит из тоналита — Lana у Мерана — с 0,59 гигроскопической воды.
4. Биотит из кварцевого диорита — Blood's Station, Alpine co., Blatt Big Trees, Сиерра Невада (с 0,26 BaO, 0,94 гигроскопической воды, следами SrO, Li_2O и Va_2O_3, без F; содержание Va_2O_3 было определено в одном из других анализов как 0,006).
5. Биотит из тоналита — Adamello, Тироль.
6. Роговая обманка из диорита (загрязненная небольшим количеством биотита и железных руд) — Шварценберг у Barr, Вогезы.
7. Роговая обманка из диорита — Faymont, Val d'Ajol, Вогезы.
8. Роговая обманка из диорита — остров Fetlar, Шотландия. Полевой шпат этого диорита представлен анортитом.
9. Роговая обманка из слюдяного диорита — Christianberg, Богемский Лес (с 0,08 Cr_2O_3).
10. Роговая обманка из диорита — Kyffhäuser, Тюрингия.
11. Зеленая роговая обманка из кварцевого диорита — Tioga Road, юго-восток Mount Hoffmann, Blatt Mount Dana, Сиерра Невада, Калифорния (с 0,04 Va_2O_3, 0,02 NiO + + CoO, 0,06 F, следами Li_2O; BaO и SrO отсутствуют).
12. Биотит из той же самой породы (с 0,05 Va_2O_3, 0,02 NiO + + CoO, 0,12 BaO, 1,03 гигроскопической воды, 0,03 P_2O_5, 0,17 F, следами Cr_2O_3 и Li_2O).
13. Роговая обманка из диорита — Goryczkowy Posredni, Татры.
14. Соретит из диорита — Косьвинский камень, Урал.
15. Гиперстен, с очень малой примесью авгита, из слюдяно-гиперстенового диорита — Campo Maior, Португалия.
16. Авгит из авгитового диорита — Seven Pagodas, Ост-Индия.
17. Авгит из авгитового диорита — Березовая гора, Магнитная гора, Урал.
18. Авгит из авгитового диорита — Дальняя гора, Магнитная гора, Урал.

[1] Потеря при прокаливании.

лежит к виду, описываемому позже в габбро. Часто наблюдается срастание с биотитом; превращения и выветривание такие же, как и в гранитах. Отмечается небольшое содержание хрома, часто показываемое тщательными анализами биотита и амфибола; он никогда не находится в породах, богатых SiO_2.

[Данные о распространении хрома в минералах и породах собраны недавно П. П. Пятницким.]

Пироксен диоритов (анализы 16 — 18) — макроскопически частью светлозеленый или светлый розово-красный до бесцветного диопсид в коротко-призматических, редко — в резко идиоморфных индивидах; он часто окружается узкой каймой зеленой роговой обманки или прорастает последнюю лапчатыми вростками и совершенно соответствует диопсидовому пироксену гранитов и сиенитов; частью же, благодаря высокому содержанию полуторных окислов, он близок к авгиту. * Кроме этих двух пироксенов появляется более или менее идиоморфный бронзит или гиперстен (анализ 15). Диопсид иногда обладает диаллаговым габитусом. При выветривании он переходит в смесь кальцита и серпентина или хлорита; ромбический пироксен — в серпентин в баститовой форме.

Железные руды, большею частью магнетит с переменным содержанием титанита, реже ильменит, при выветривании часто дают лейкоксен. Они — вместе с апатитом и цирконом, очень распространенным титанитом в форме конверта, редким смоляно-черным, темнокаштаново-коричневым прозрачным ортитом и в большинстве случаев коломбиново-красным обычным гранатом — принадлежат к наиболее ранним выделениям магмы. Гранат иногда окаймлен венчиками из роговой обманки и биотита, местами вместе с плагиоклазом.

§ 117. Диоритовые породы обнажены частью как самостоятельные массивы и жилы, частью как (нередко краевые) фациальные изменения гранитов и сиенитов и по минералогическому составу разделяются на множество видов, хорошо характеризующихся при нормальном образовании, но связанных многочисленными промежуточными формами, часто встречающимися друг возле друга внутри одного и того же месторождения. Сильная дифференциация ведет к образованию более основных пород, называемых габбро, или даже к бесполевошпатовым формам пород, как горнблендиты (в диоритах Cortland — серии в Нью Йорке) или амфиболовые породы (Hummelsberg у Ober-Flockenbach в Оденвальде). В другом направлении дифференциация ведет к аплитовым породам с незначительным содержанием цветных составных частей. Они встречаются иногда как краевые формы (Nyang, Альпы).

Наиболее распространены следующие виды диоритов: *1) слюдяной кварцевый диорит, 2) слюдяно-амфиболовый кварцевый диорит, 3) амфиболовый кварцевый диорит* или просто *кварцевый диорит, 4) гиперстеновый слюдяно-кварцевый диорит, 5) авгитовый кварцевый диорит (повидимому всегда с амфиболом), 6) слюдяной диорит, 7) слюдяной гиперстеновый диорит, 8) амфиболовый диорит* или просто *диорит, 9) гиперстеновый диорит* и *10) авгитовый диорит.*

Хотя вообще среди кварцевых диоритов наивысшим содержанием SiO_2 обладают слюдяные кварцевые диориты, однако развитие един-

* [В шлифах нормальной толщины бесцветен или почти бесцветен.]

ственной или господствующей определенной цветной составной части не связано с определенным содержанием кремнекислоты в химическом составе породы и часто даже вообще не связано с определенным соотношением ее химических составных частей, но, очевидно, зависит отчасти от физических условий кристаллизации магмы во время ее застывания. Это доказывает нередкая ресорбция ранее выделившихся цветных составных частей во время образования других.

[Такая ресорбция может иметь место и при совершенно нормальном течении процесса затвердевания породы. Независимость (частичная), отмечаемая Розенбушем весьма верно и весьма кстати, обусловлена скорее всего тем, что диориты представляют собою всего вероятнее гибридные и недифференцированные (после ассимиляции посторонних включений) породы.]

§ 118. Ясная связь между вещественным составом и *структурой* диоритов выражается в том отношении, что в типах, богатых кремнекислотой, развивается нормальная гипидиоморфно-зернистая структура гранитов, причем преимущественное развитие определенной цветной составной части, повидимому, не имеет значительного влияния на структурные формы. Диориты, богатые кремнекислотой, в то же время богаты полевыми шпатами, и их полевой шпат вообще кислый. При этом, как и в гранитах, периоды выделения примесей, главных окрашенных составных частей, полевых шпатов и наконец кварца, хотя и захватывают друг друга, но тем не менее ясно разделены, что доказывает более высокий, часто совершенный идиоморфизм цветных составных частей по сравнению с полевыми шпатами. Известково-натровые полевые шпаты также более или менее часто совершенно идиоморфны; ортоклаз и кварц, напротив, никогда. С уменьшением же содержания кремнекислоты уменьшается вообще — но не всегда — также и количество полевых шпатов и их кислотность. Вследствие этого выделение полевых шпатов начинается раньше, и кристаллизация бесцветных и окрашенных составных частей долгое время идет рядом. При этом и те и другие минералы лишены кристаллических форм, и полевые шпаты идиоморфны так же, как и цветные составные части. Подобные глубинные породы лучше называть габбро.

Образование скоплений основных и темных более ранних выделений, описанных в гранитах и сиенитах, так же широко распространено и здесь и так же часто сопровождается образованием светлых шлиров, богатых полевыми шпатами и кварцем. Этот процесс может вести к *образованию шаров*, как показывает месторождение Santa Lucia di Tallano вблизи Sartene в Корсике (рис. 20, стр. 74), в котором центры шаров состоят из нормальной диоритовой породы, в оболочках же чередуются почти чистый радиально-лучистый битовнит и бедная полевыми шпатами смесь роговой обманки и пироксена. Подобные шаровые образования находятся в диорите из Rattlesnake Bar, Eldorado co. в Калифорнии. В Finkenwald вблизи Штеттина находится очень большой валун шарового диорита, коренное месторождение которого неизвестно, но без сомнения он принесен с севера. Шары со средним поперечником в 10 *см* состоят из светлого ядра и темной оболочки. Ядро по минералогическому составу и структуре сходно с главной массой породы: и первое и вторая состоят из лабрадора и роговой обманки с подчиненным количеством биотита, микроклина и кварца; в оболочке всегда преобладает роговая обманка. В большинстве случаев оболочка состоит еще из трех зон,

в средней из которых призмы роговой обманки часто расположены радиально и обильно прорастают идиоморфными столбиками эпидота.

Флюидальные явления распространены повсюду и образуются то благодаря параллельному расположению цветных составных частей, то благодаря табличатой форме плагиоклазов. Габитус становится гнейсовидным и часто трудно отличим от рассланцованных разностей (тоналитовый гнейс Adamello и др.), которые образовались уже после застывания породы благодаря орогеническим процессам. Для отличительных признаков действительно все сказанное уже при гранитах (§ 78 и 86).

В краевых частях массивов часто наблюдается уплотнение зерна; также нередко на периферии массивов и в их апофизах образуются порфировые (в большинстве случаев диорит-порфиритовые) структурные формы с полнокристаллической основной массой. Крупные выделения представлены то цветными составными частями и полевыми шпатами, то только последними. Для образования кварцевых выделений магма является недостаточно кислой.

Пегматитовые образования встречаются так же, как и в гранитах, и обладают теми же свойствами и отношениями, с одной стороны — к миаролитовой текстуре, с другой — к аплитовым жилам. Они обычно богаче полевым шпатом, чем главная масса породы, и часто содержат ортит. В пегматитовых образованиях основных диоритов, стоящих близко к габбро, иногда распространены и цветные составные части. Миаролитовое строение в этих богатых известью породах часто скрыто благодаря заполнению угловатых пустот кальцитом и становится заметным лишь после удаления последнего путем вышелачивания (жильный диорит Оденвальда, лабрадоровый диорит из Schriesheim на горной дороге).

§ 119. *Слюдяной кварцевый диорит* в чистом своем проявлении находится в виде штоков в филлите Mojatal около Edolo и Rabbiatal у Rino в Val Camonica; в виде жил — в палеозойских отложениях (Steiger Schiefern) Нижнего Эльзаса около Barr и при неизвестных ближе обстоятельствах — в больших массах в палеозойских сланцах провинции Alemtejo в Португалии. Содержащие роговую обманку и пироксен и отчасти связанные с гранититами и амфиболовыми гранититами слюдяные кварцевые диориты обнажаются в силуре Omeo, Gipsland, Victoria, и в Новом Южном Уэльсе, где они находятся в связи с золотосодержащими кварцевыми жилами. В палеозойских кварцевых филлитах Тироля у Klausen находятся штоки и жилы слюдяного кварцевого диорита; они переходят в *слюдяно-гиперстеновые кварцевые диориты*, *кварцево-гиперстеновые диориты* и *гиперстеновые диориты* и обнаруживают вблизи поверхности остывания превосходные порфировые образования. Подобное же месторождение находится в Valsassina. В восточной части Сен-Готардского кристаллического массива обнажается кварцево-слюдяной диорит в Ufirntal, может быть представляющий собой более глубокую часть Готардского гранитита. В графстве Wicklow также находятся массивы слюдяных кварцевых диоритов, содержащих роговую обманку. *Слюдяные диориты* с незначительным содержанием кварца или совсем без него редко наблюдаются в самостоятельных массах больших размеров; чаще они представляют краевые фации других типов (в Peekskill на Гудзоне, выше Нью-Йорка) или жилы небольшой мощ-

ности (побережье Arklow в Ирландии, Суматра, Christianberg в Богемском Лесу и другие местности). *Слюдяно-гиперстеновые диориты* (с некоторым количеством амфибола) известны из Klausen, из Campo Maior и S. Pedro между Arronches и Elvas в провинции Alemtejo (Португалия) и *гиперстеновые диориты* — из Montrose Point на р. Гудзон в штате Нью-Йорк и из Лихтенберга в Оденвальде, кварцсодержащие в виде фации норитов — из окрестностей Ivrea в Пьемонте.

[Огромное количество преимущественно небольших лакколитов кварцевых и бескварцевых, разнообразных в отношении цветных минералов диоритов и гранодиоритов встречается в пределах Казакстана, начиная, как это мне удалось наблюдать, от холмистой местности к югу от Кокпектов вплоть до местности к юго-западу от Батов. Преобладающими породами на протяжении всего советского Тарбагатая являются диоритовые породы. Формы залегания, богатство включениями, ассоциации различных типов этих пород, изменения последних, жильные породы, их сопровождающие, продукты отщепления — словом почти все характерные черты указывают на единую диоритовую магматическую провинцию, как видим, огромного размера. Последний еще более увеличится, если принять во внимание, что подобные же породы наблюдаются и далее к северу, а также и в Средней Азии. Возраст этих пород не древнее герцинского. Весьма многочисленные наблюдения заставляют считать все эти породы по существу гибридными, что подтверждается и микроскопическими исследованиями (ср. последний абзац § 117 и примечание к нему).]

§ 120. Из группы собственно *кварцевых диоритов* и *диоритов*, как переходная форма к слюдяному кварцевому диориту, выделяется так называемый *тоналит* (T. Pat) гор Adamello в Тироле. Он образует огромную массу, которая в ее длинном контакте с филлитовыми сланцами пермских и триасовых отложений образует такую же контактовую зону, какую дали бы граниты. Облик его всегда гранитовый; господствующий белый полевой шпат — андезин; темнозеленовато-черная роговая обманка и темнокоричневый биотит в высокой степени идиоморфны; кварц присутствует в большем количестве. Тот же самый тоналит образует эруптивный шток Rieserferner, а также многочисленные жилы в восточнотирольских Альпах; равным образом на западе тоналит образует массив, переходя здесь в нормальный диорит в верховьях Val Savaranche Грайских Альп. Совершенно такие же породы находятся среди гранодиоритов Сиерра Невады и кроме того в Калифорнии, отчасти в связи с кварцевыми жилами, содержащими золотоносные сульфиды и арсениды (Meadow Lake). В связи с микроклиновыми гранитами они указываются из Hoogeveld в Трансваале.

К тоналитам и гранодиоритам в широком смысле принадлежат называвшиеся ранее «белыми гранитами» *трондьемиты* (или троньемиты) каледонских цепей в южной Норвегии. Это богатые кварцем диориты (анализы 1 и 3 на стр. 170) с олигоклаз-андезином, биотитом и в большинстве случаев только скудным, часто отсутствующим ортоклазом, амфиболом или диопсидом. * Более основным, но также содержащим кварц и принадлежащим к той же области является *ондалит*, который кроме биотита содержит еще гиперстен и диопсид. По Гольдшмидту (Goldschmidt) состав ондалитов (анализ 16 на стр. 170) очень близко сходится со средним составом изверженных пород (см. § 65).

* [Трондьемиты относят иногда в группу гранитовых пород. Однако это нельзя считать верным: породы эти представляют собою олигоклазовые или андезин-олигоклазовые кварцевые лейкодиориты с очень небольшим количеством цветных минералов, преимущественно биотита.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	72,13	72 07	71,66	71,23	69,56	69,22	68,63	68,10	65,70	65,06	64,95	64,85	64,04	63,73	63,43	62,25	60,49	67,00
TiO_2	—	0,16	сл.	0,34	0,55	0,36	0,69	0,35	0,72	0,61	0,11	0,91	0,69	0,27	0,73	0,94	0,69	0,51
Al_2O_3	14,95	15,51	15,29	14,61	15,2	14,29	13,68	15,18	15,31	14,71	16,11	16,57	15,58	13,67	14,20	15.15	17,77	15,19
Fe_2O_3	1,10	0,31	1,81	0,93	0,86	2,12	2,53	1,34	2,54	2,82	3,16	2,10	1,26	6,31	1,54	0.96	1,98	1,98
FeO	0,90	1,01	0,51	1,63	2,06	2,33	1,81	1,70	1,62	1,31	2,18	2,15	3,22	2,13	4,56	4,49	3,29	2,17
MnO	сл.	сл.	сл.	0,08	—	сл.	0,15	0,20	сл.	0,18	—	—	сл.	0,10	0,03	0,07	0,09	0,07
MgO	0,18	0,35	0,09	1,01	0,69	1,27	1,10	2.06	1,62	2,48	2,04	2.14	3.23	2,43	2,35	3,92	2.94	1,76
CaO	1,97	1,93	1,71	3,29	2,81	3,16	2,51	4.63	2,56	3,43	4,68	4,01	4,51	2,80	5,51	4.47	6,20	3,55
Na_2O	5,99	4,02	5,75	4,00	3,97	3,29	2,94	3,71	3,62	3,86	4.40	3,71	4,01	2,04	3,49	3,30	3,67	3,88
K_2O	2,50	4,09	2,61	1,92	3,36	3,52	4,04	1,48	4,62	3,48	1,53	3.10	2,22	5,36	2,19	3,50	1,37	2,99
H_2O^+	0,28	0,30	0,33	0,55	0,86	0,69	0,87	0,55	0,42	1,10	1,45	0,35	1,17	1,01	1,50	0,57	1,13	0,77
H_2O^-		0,03		0,17	—	0,10	0,70	—	0,17	0,31	—	—	0,19	0,31	0, 15	0,05	0,27	—
P_2O_5	сл.	0,11	—	0,14	0,16	—	0,24	0,18	0,33	0,18	сл.	0,14	0,16	сл.	0,11	0.16	0,08	0,13
Σ	100,00	99,89	100,00	100,05	100,17	100,35	100,06	99,57	99,53	99,68	100,61	100,03	100,39	100,28	99,85	99,99	100,05	100,00
Уд. вес	—	—	—	—	—	2,679	—	—	2,720	—	—	—	—	—	—	2,777	—	—

1. Трондьемит—Sväno, Норвегия—со следами S.
2. Кварцевый меноцонит—Mill Creek, Монтана.
3. Трондьемит—Sogneskollen, Норвегия—с 0,24 S.
4. Гранодиорит—Bald Mt., Орегон—с 0,02 ZrO_2, 0,08 BaO, 0,02 SrO, следами Li_2O, S.
5. Кварцевый монцонит—Schafer Butte, Монтана.
6. Тоналит — Gaul близ Lana, Тироль.
7. Кварцевый монцонит — Lost Gulch, Аризона — с 0,01 ZrO_2, 0,05 BaO, 0,11 FeS_2, следами SrO, Li_2O.
8. Кварцевый диорит — Ono, Калифорния — с 0,06 BaO.
9. Кварцевый монцонит — San Miguel Peak, Колорадо — с 0,12 BaO, 0,03 SrO, 0,12 SO_3, 0,03 Cl, следами Li_2O.
10. Гранодиорит —Haystack, Монтана—с 0,10 BaO, 0,05 SrO.
11. Кварцевый диорит—Románszászka, Банат.
12. Кварцево-слюдяной диорит — Electric Peak, Иеллоустонский Парк — со следами SO_3.
13. Гранодиорит — Mt. Stuart, Вашингтон — с 0,11 BaO, следами SrO, Li_2O, S.
14. Кварцевый монцонит — Timbered Butte, Монтана.
15. Гранодиорит — Butte, Калифорния — с 0,06 BaO, следами SrO.
16. Ордалит — Autsberg, Норвегия — с 0,06 BaO, 0,04 S, 0,06 Cl.
17. Гранодиорит — Gold Creek, Вашингтон — с 0,02 ZrO_2, 0,04 BaO, 0,02 SrO, следами (Co,Ni)O.
18. Среднее этих 17 анализов (перечислено на 100; H_2O отброшено).

Имеем для:

	s	a	c	f	n	ряд		s	a	c	f	n	ряд
1.	78,18	19,5	3,5	7,0	7,8	α	10.	71,97	10,5	5,0	14,5	6,3	β
2.	78,87	18,5	7,0	4,5	6,0	β	11.	70,65	9,0	7,0	14,0	8,2	α
3.	78,21	19,5	5,0	5,5	7,7	α	12.	71,40	10,0	7,5	12,5	5,8	β
4.	77,87	13,0	9,0	8,0	7,6	α	13.	69,87	8,5	6,0	15,5	7,3	β
5.	76,54	14,5	7,5	8,0	6,4	β	14.	70,57	8,5	4,5	17,0	3,7	δ
6.	75,42	11,5	6,0	12,5	5,9	β	15.	69,88	7,5	5,5	17,0	7,1	β
7.	76,31	12,0	6,0	12,0	5,2	γ	16.	68,01	8,0	5,0	17,0	5,9	β
8.	73,82	9,0	8,5	12,5	7,9	α	17.	66,81	7,0	9,0	14,0	8,0	α
9.	73,33	13,0	5,0	12,0	5,4	γ	18.	73,37	11,0	6,5	12,5	6,6	β

Нормальные кварцевые диориты более бедны слюдой, чем тоналиты. Их представителей (отчасти содержащих некоторое количество диопсида) доставляет южный Оденвальд близ Weinheim, где они обнажены вместе с гранититами, но старше последних; в гранитите часты включения кварцевого диорита. Обе породы метаморфизуют палеозойские отложения Рейнских Сланцевых гор. Благодаря уменьшению содержания кварца развиваются бескварцевые разновидности, часто богатые моноклинным и ромбическим пироксеном. К оденвальдским кварцевым диоритам и диоритам очень близки такие же породы с островов Ламанша, особенно с Гернсея, а также породы из провинции Alemtejo в Португалии, из Финляндии и Швеции. Как тип *бедных кварцем* и *бескварцевых диоритов* можно назвать месторождения Schwarzenberg у Barr и Neunstein у Hontehwald в Нижнем Эльзасе, а также в Kyffhäuser в Тюрингии. Последние обладают отчасти гнейсовым обликом и в более основных разностях достигают химического характера настоящих габбровых пород. Бедные кварцем до бескварцевых диориты очень распространены в среднем и восточном Småland в Швеции.

Орнёит Цедерстрёма представляет собой бедный роговой обманкой диорит * в гнейсе острова Орнё к юго-востоку от Стокгольма; у границы он обогащается роговой обманкой, становится флюидальным и образует перидотитовую фацию. Породы, подобные орнёитам, встречаются в связи с кварцевыми диоритами и габбро в Сулитьельме (Sulitjelma).

§ 121. *Авгитовые кварцевые диориты* и *авгитовые диориты* (Стренг) переходят друг в друга так же, как кварцевые диориты и диориты, и связаны некоторыми промежуточными формами со всеми другими типами диоритов, что соответствует упомянутым выше аналогичным переходам в семействах гранититов, амфиболовых и пироксеновых гранититов и известково-щелочных сиенитов. Впервые они были описаны из окрестностей Watab и Richmond в Миннезоте, встречаются также в южной Португалии, Финляндии, на Суматре и как местные фации в Оденвальде, Шварцвальде, на Урале и на островах Ламанша. Авгитовые диориты, как и настоящие диориты, по своему химическому составу доходят до состава габбро. Определение их нижней границы с породами группы габбро так же ненадежно, как ненадежно оно и во всех диоритовых породах по отношению к верхней их границе с известково-щелочными гранитами. *Андэн-диориты* (Штельцнер) представляют собой авгитовые кварцевые диориты третичного возраста, которые наблюдались впервые в андези-

* [Цедерстрём предложил это название для оттенения небольшого количества роговой обманки в этой породе, которую можно назвать амфиболовым олигоклазовым (или андезиновым, по Розенбушу) лейкодиоритом.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	59,35	58,05	57,97	57,87	57,63	56,80	56,41	55,53	54,86	53,14	52,76	52,12	52,07	52,05	55,46
TiO_2	0,87	1,05	0,60	0,53	0,97	0,46	0,68	0,95	1,32	1,05	0,52	2,10	1,08	—	0,94
Al_2O_3	16,36	18,00	15,65	16,30	16,33	18,30	17,62	16,78	19,33	16,57	15,40	16,35	15,99	17,96	16,92
Fe_2O_3	2,90	2,49	0,73	1,71	0,84	1,64	1,24	4,06	3,35	2,11	4,55	3,68	4,77	4,09	2,73
FeO	3,36	4,56	2,80	3,86	5,68	5,58	3,55	3,35	2,59	7,39	6,59	6,02	5,59	6,33	4,80
MnO	0,07	—	сл.	0,08	0,10	сл.	0,08	0,16	0,22	—	0,14	0,17	—	0,13	0,13
MgO	3,08	3,55	4,96	5,50	5,47	3,63	3,97	3,00	3,05	6,11	6,10	4,14	4,54	5,03	4,44
CaO	5,03	6,17	10,93	5,53	6,39	5,31	8,66	6,96	7,69	8,92	7,69	7,25	7,50	8,64	7,33
Na_2O	3,73	3,64	3,03	5,01	3,32	4,35	3,25	4,31	4,38	2,94	3,36	3,65	2,97	2,99	3,63
K_2O	3,85	2,18	3,16	0,75	2,20	3,28	2,61	3,57	2,33	1,07	2,02	2,34	2,79	1,61	2,41
H_2O^+	0,64	0,86	0,38	2,40	0,82	0,53	0,76	0,55	0,80	1,02	0,28	0,88	1,60	0,97	0,89
H_2O^-	0,28	—	0,22	0,26	0,06	—	0,14	0,09	0,16	—	0,18	0,25	0,34	—	—
P_2O_5	0,44	0,17	0,15	0,27	0,07	сл.	0,49	0,47	0,41	0,17	0,29	0,89	0,40	0,31	0,32
Σ	100,29	100,79	100,69	100,12	99,99	99,88	99,70	100,17	100,72	100,76	100,26	100,33	99,64	100,41	100,00
Уд. вес	—	—	—	—	2,842	2,83	—	2,79	—	2,902	2,878	—	—	2,89	2,85

1. Авгито-роговообманково-биотитовый диорит — Clayton Peak, Юта — с 0,03 ZrO_2, 0,16 BaO, 0,05 SrO, 0,05 Cl, 0,02 FeS_2, 0,01 CuO, 0,01 ZnO.
2. Авгито - роговообманково - биотитовый диорит — Electric Peak, Иеллоустонский парк — с 0,07 SO_3, следами Cl.
3. Авгито-роговообманково-биотитовый диорит — Rock Creek, Монтана — с 0,09 BaO, 0,02 SrO, следами Li_2O, Cl, F.
4. Роговообманковый диорит — South Honcut Creek, Калифорния — с 0,05 BaO, следами SrO, Li_2O.
5. Гиперстеново-слюдяной диорит — Austberg, Норвегия — с 0,06 BaO, 0,12 CO_2, 0,03 S.
6. Гиперстеново-слюдяной диорит — Blackhawk, Монтана — со следами Li_2O.
7. Роговообманково-слюдяной диорит — Red Mt., Монтана — с 0,09 BaO, 0,08 SrO, 0,07 Cl.
8. Роговообманково-слюдяной диорит—La Plata Mts., Колорадо—с 0,13 BaO, 0,11 SrO, ,002 V_2O_3, 0,09 CO_2, 0,04 FeS_2, следами Li_2O, NiO.
9. Авгито-роговообманковый диорит — Ortiz Mts., Новая Мексика — с 0,17 BaO, 0,06 S.
10. Биотит-авгитовый диорит — Ferdinandstal, Гарц — с 0,27 SO_3
11. Гиперстеновый диорит (с некоторым количеством биотита, кварца и амфибола) — Breikvamsnaase, Норвегия — с 0,38 CO_2, следами Cr_2O_3 [см. дополнение стр. 682].
12. Авгито-роговообманково-слюдяной диорит — Mt. Ascutney, Vermont — с 0,02 ZrO_2, 0,04 BaO, 0,07 CO_2, 0,03 F, 0,09 Cl, 0,24 FeS_2.
13. Рогово-обманково-слюдяной диорит — Mt. Belmont, Монтана.
14. Авгитовый диорит — Stony Mt., Колорадо.
15. Среднее этих 14 анализов (перечислено на 100; H_2O^- откинуто).

Отсюда вычисляется для:

	s	a	c	f	n	ряд		s	a	c	f	n	ряд
1.	65,98	8,5	5,0	16,5	5,9	β	9.	61,48	7,5	7,0	15,5	7,4	β
2.	63,94	6,5	7,5	16,0	7,2	β	10.	57,94	3,5	6,5	20,0	8,1	α
3.	61,67	5,5	4,5	20,0	5,9	β	11.	56,97	4,5	4,5	21,0	7,2	β
4.	63,29	6,5	5,5	18,0	9,1	α	12.	59,2	5,5	5,0	19,5	7,0	β
5.	62,73	5,5	6,0	18,5	6,9	β	13.	58,64	5,0	5,0	20,0	6,2	β
6.	62,62	8,0	6,0	16,0	6,7	β	14.	56,55	4,0	7,0	19,0	7,4	β
7.	62,16	6,0	7,0	17,0	6,5	β	15.	61,06	6,0	5,5	18,5	7,0	β
8.	61,94	8,0	4,0	18,0	6,5	β							

товых туфах на перевале через Анды между Росарио и Вальпарайсо. Их микротиновый плагиоклаз содержит много включений стекла; роговая обманка и биотит сопровождают авгит. Для этих пород, распространенных во многих точках Андов Южной и Северной Америки и на Антильских островах, характерно незначительное содержание цветных составных частей, что объясняется низким содержанием окислов железа и MgO, и ортоклаза, несмотря на высокое содержание SiO_2. Количество плагиоклаза, всегда обладающего зональной структурой, достигает 58%, количество кварца — 30 — 40%.

Банатитами (Коппа) называют гипидиоморфно-зернистые до порфировидных изверженные породы, которые в Moravitza, Dognacska (анализ 11 на стр. 170) и в других местах в Банате находятся в связи с рудными месторождениями этой области частью в кристаллических сланцах, частью в метаморфизуемом ими кайротиновом известняке. Они окружают кварцевые диориты, подобные тоналитам, и очень бедные кварцем до бескварцевых пород. Банатиты примыкают к авгитовым диоритам благодаря иногда богатому, очень редко совершенно отсутствующему содержанию диопсидового пироксена. Те же самые породы встречаются также в окрестностях Шемнитца.

Согласно Спёрру сиениты и диориты на р. Yentna, притоке р. Sushitna, на Аляске, пересечены грубозернистой породой, существенно состоящей из кислого андезина, богатого щелочами скаполита, биотита и некоторого количества циркона. Эта порода, названная *ентнитом*, имеет химический состав кислых слюдяных диоритов и может рассматриваться как слюдяной диорит, в котором щелочной полевой шпат замещен скаполитом. Во всяком случае она не имеет никакого отношения к скаполитсодержащим габбровым породам, описываемым ниже.

§ 122. Картину химического состава диоритовых пород дают таблицы анализов на стр. 170 и 172. Кварцевые диориты по химическому составу тесно примыкают к известково-щелочным гранитам, так же как бедные кварцем и бескварцевые диориты — к кварцевым диоритам. Благодаря такому совершенному ряду можно хорошо проследить уменьшение содержания щелочей и увеличение содержания двухвалентных металлов с одновременным уменьшением содержания кремнекислоты. Значительно меньшее значение n, связанное с богатством биотитом, встречается особенно часто в переходных породах, называемых кварцевыми монцонитами. Тихоокеанский характер всех диоритов лучше всего выступает в положении проекционных точек. О различии нефелиновых сиенитов и бескварцевых диоритов, обладающих в среднем равным содержанием кремнекислоты, было сказано в § 113, среднее k вычисляется для кварцевых диоритов как 1,43, для бескварцевых — как 0,99.

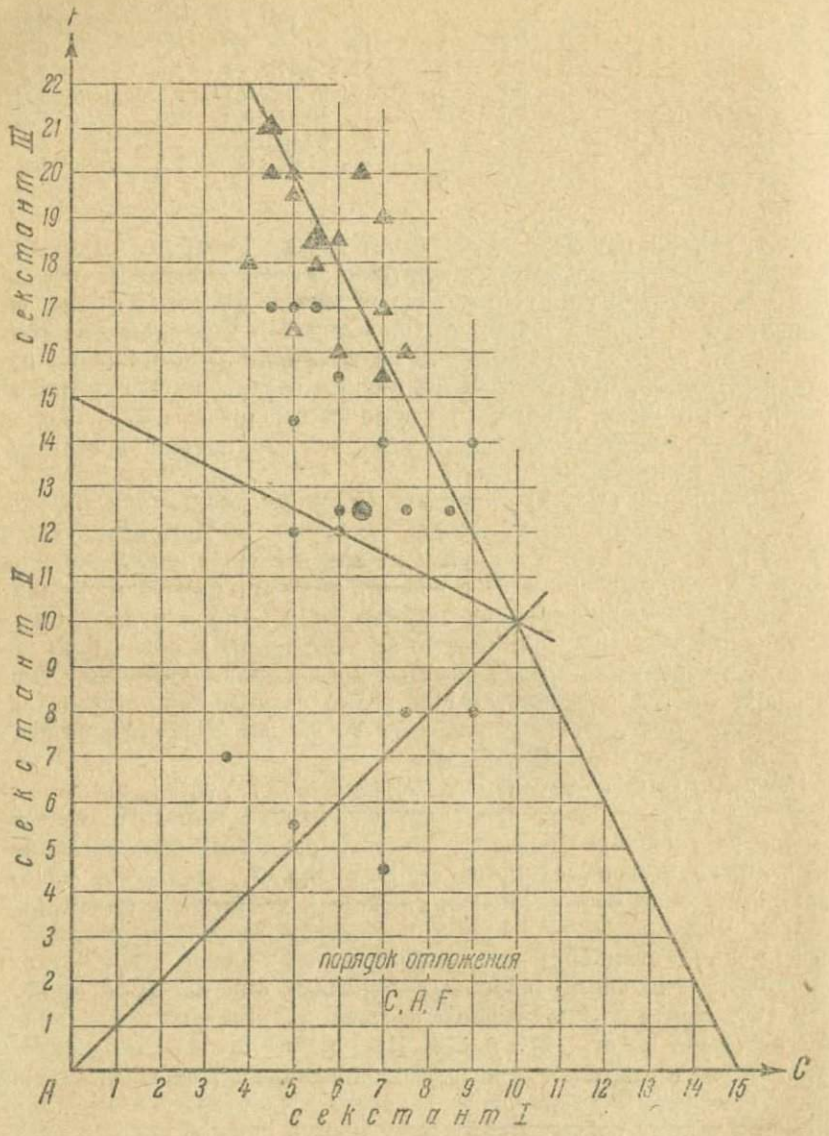


Рис. 33. Проекционная диаграмма анализов диоритов 1—17 (стр. 170) и 1—14 (стр. 172). Кварцевые диориты изображены точками, диориты — треугольниками. Средние анализы—18 и 15 — двойной величины.

§ 123. *Габбро* [1] называются *гипидиоморфно-зернистые*, иногда порфировидные *глубинные породы*, очень изменчивой величины зерна, *составленные главным образом из минеральных комбинаций основного плагиоклаза с моноклинным или ромбическим пироксеном или с роговой обманкой*. Существуют оливиновые и безоливиновые типы. Постоянными и распространенными примесями являются апатит, магнетит (часто Ti-содержащий) и ильменит, редко циркон. Наряду с пироксеном и амфиболом довольно часто присутствует в небольшом количестве коричневый биотит. Полевые шпаты ряда олигоклаза и андезина встречаются акцессорно, редко обильнее. Кое-где отмечается ортоклаз, особенно в кислых разновидностях.

В основных габбро очень широко распространена шпинель (плеонаст и хромит или пикотит). Кварц в нормальных типах отсутствует совершенно и встречается лишь акцессорно в определенных краевых типах, частью в свободном виде, частью в микропегматитовых прорастаниях с полевыми шпатами.

Во многих крупных массивах габбро очень обычным явлением бывает внезапно резкое изменение минералогического состава, причем даже существенные составные части могут исчезнуть целиком, в то время как примеси, постоянные или случайные, поразительно накопляются. Этим объясняется обилие разновидностей, образующих постепенные переходы к диоритам, анортозитам, пироксенитам и перидотитам.

§ 124. *Плагиоклазы* нормальных габбро — белого, серого, часто также фиолетового и коричневого цвета, очень редко красные, имеют обычно нестекловатый облик и принадлежат лабрадору и битовниту, часто также анортиту. Они образуют толстотабличатые по M (010) или изометричные выделения, большей частью без идиоморфных ограничений. Двойникование по альбитовому закону очень распространено; нередко также двойникование и по периклиновому закону.

[Периклиновые полисинтетические двойники в самостоятельном развитии здесь очень редки, как вообще во всех магматических породах; сравнительно нередко совместное проявление альбитового и периклинового законов, причем образуется решетка, наблюдаемая конечно только в скрещенных николях и отличающаяся от микроклиновой правильностью пересекающихся прямо или косо (в зависимости от угла среза к оси 001 минерала) полосок и неодинаковым количеством последних для того и другого закона. Двойниковые полосы основных плагиоклазов гораздо шире, чем в кислых плагиоклазах, и потому в шлифах, где мы наблюдаем только разрезы, двойниковые полосы в плагиоклазах габбровых пород часто отсутствуют, в то время как в самих зернах двойникование в действительности имеет — или может иметь — место.]

Двойниковое строение отсутствует чаще, чем в других породах; зонарное строение наблюдается реже, чем в диоритах. Более кислые плагиоклазы *андезинового* и *олигоклазового ряда* появляются и приобретают господствующее значение в таких породах, которые стоят на границе с гиперстеновыми или слюдяно-гиперстеновыми и авгитовыми диоритами (Ivrea, штат Нью-Йорк и др.).

---

[1] Название габбро взято с итальянского народного языка области Prato и L'Impruneta; после описания Тарджони тосканских выходов это название было перенесено Леопольдом фон-Бухом в 1809 г. на родственные породы других стран, особенно Шлезвига, и вошло в немецкую геологию. Старые названия габбро — эвфотид (Euphotid), Zobtenfels.

Коричневый и фиолетовый цвет плагиоклазов габбро зависит от тонких пылеобразных, реже палочкообразных или листоватых микролитовых включений, которые скопляются большей частью в центре зерна, часто также расположены зонально и редко распределены беспорядочно. Объяснения этих включений, не встречающего никаких возражений, до сих пор еще не достигнуто; по всей вероятности эти включения принадлежат титанистым соединениям, а именно титано-железистой слюде. * Там, где плагиоклазы подвергались действию горообразующих сил, они часто раздавлены в очень мелкозернистый аггрегат и в то же время вполне обесцвечены, без могущего быть доказанным химического изменения (анализы 18 и 18а, стр. 178).

Часто встречающаяся зеленоватая окраска плагиоклазов габбро является вторичной, как следствие новообразований хлорита или актинолита. Редко плагиоклазы габбро превращаются в каолин и в слюду; напротив, так называемая соссюритизация широко распространена. При этом исчезают двойникование и спайность, блеск становится воскоподобным, излом делается занозистым, твердость и удельный вес значительно возрастают. Под микроскопом соссюрит состоит преимущественно из цоизита, или эпидота, или одновременно из обоих совместно с альбитом, варьирующим количеством актинолита или тремолита, часто также граната, скаполита, к которым в качестве случайной примеси присоединяется рутил. ** Этот широко распространенный, особенно в рассланцованных областях, процесс объясняется расщеплением плагиоклазов и присоединением извести, получающейся при переходе пироксенов в амфиболы.

Кое-где полевой шпат превращается в пеннинноподобный минерал (псевдофит, пикнотроп) или в цеолиты. Поразительным фактом является чрезвычайная редкость образования карбонатов при столь богатых известью плагиоклазах.

[Подобное явление наблюдается и для других постмагматических и магматических минералов и названо мною *правилом полярности* этих двух групп минералов. Ср. частую серицитизацию плагиоклазов, эпидотизацию ортоклазов, кальцитизацию оливинов и т. д.]

§ 125. Господствующим моноклинным пироксеном является *диаллаг* коричневого, серо-коричневого или зеленого цвета, имеющий аллотриоморфное, реже идиоморфное развитие. Спайность по призме отступает перед отдельностью по первому пинакоиду, на плоскостях которого, при коричневом цвете пироксена, заметен металлический отблеск; последний обязан происхождением ориентированным включениям, природа которых не установлена вполне достоверно. При зеленом цвете пироксена этот перелив отсутствует.

Диаллаг — лишенный щелочей пироксен, стоящий на границе диопсидового и авгитового ряда, с меняющимся количеством MgO и FeO и часто с малым содержанием Cr_2O_3 (хромдиопсид) и TiO_2 (анализы 1—3 на стр. 1 0). Часто он прорастает пластинками бронзита или гиперстена, также иголочками роговой обманки зеленого или коричневого цвета, или же обрастает каймой амфибола. Атмосферное выветривание диаллага ведет к образованию бастита (серпентина) *** или хлорита, к которым обыкновенно присоединяются кальцит или эпидот. Тальк

---

* [Это уже давно доказано помощью точных и не внушающих никаких сомнений анализов покойным киевским петрологом Тарасенко.]

** [В соссюритах нередок также и серицит, образующийся за счет ортоклазовых молекул плагиоклаза; спорадически наблюдается местами и кальцит.]

*** [Что явления серпентинизации оливинов и тем более пироксенов, особенно моноклинных, представляют собою выветривание, никем не доказано и почти совершенно невероятно (Лодочников). Баститизация моноклинных диаллагов — явление также чрезвычайно редкое, особенно в породах, небогатых оливином. Баститами, кроме того, лучше называть только гомоосевые псевдоморфозы серпентина по ромбическим пироксенам, подобно такому же соотношению между уралитами и моноклинными пироксенами (Г. Розе).]

является также нередким вторичным минералом, образующимся часто с выделением кальцита и кремнекислоты:

$$3(CaMgSi_2O_6) + H_2O + 3CO_2 = H_2Mg_3Si_4O_{12} + CaCO_3 + 2SiO_2.$$

Очень распространена так называемая *амфиболизация*, или *уралитизация*, состоящая в превращении пироксена от периферии к центру в параллельно расположенные иголочки актинолита (смарагдита) или роговой обманки. Этот процесс особенно част в складчатых областях.

[Дюпарк убедительно показал, что уралитизация представляет собою процесс постмагматический. Еще раз отмечаем, что при разборе постериорных минералов Розенбуш сильно преувеличивает действие явлений выветривания (ср. прим. на стр. 95), а также превращения минералов только вследствие механических причин при горообразующих движениях. Судя по всему нам теперь известному, подавляющее число процессов, описывавшихся ранее как явления выветривания или механические, являются в действительности поствулканическими.]

При этом обычно выделяется CaO, в то время как поглощаются окись железа, глинозем и часто немного щелочей (ср. анализ 16 с 15 и 12 примерно с 1). Это явление нельзя понимать как параморфозу в узком смысле слова. Общий химический состав породы изменяется при этом не слишком заметно.

Наряду с диаллагом (Гарцбург и другие места) или вместо него присутствует авгит, не имеющий листоватой отдельности по первому пинакоиду. В отраженном свете он коричневый до черного, в проходящем свете — зеленый или лилово-коричневый. Химический состав этого авгита частью аналогичен слабоглиноземистому диопсиду, иногда более или менее геденбергитового характера, частью богатому TiO_2 базальтическому авгиту (анализ 6) без его щелочности. До сих пор единичны случаи нахождения в габбро магнезиального диопсида (анализ 8), имеющего широкое распространение в эффузивах габбровой магмы.

Из ромбических пироксенов анализами доказываются *гиперстен* и *бронзит* (апализы 9 и 10). Они обнаруживают идиоморфные ограничения чаще, чем диаллаг, но также образуют и округлые или неправильные зерна. Главная плоскость раскола по первому пинакоиду (острый угол призматической спайности направлен к наблюдателю) обнаруживает часто, но не всегда, такой же металлический блеск, как и у диаллага, обусловленный присутствием таких же включений. Надежное отличие его от диаллага производится помощью оптического исследования спайных плоскостей. В результате превращения образуется бастит (шиллершпат): * $3MgSiO_3 + 2H_2O = H_4Mg_3Si_2O_9 + SiO_2$, реже тальк; в складчатых областях часто превращение в зеленую или коричневую роговую обманку.

Когда *роговая обманка* является первичной составной частью, то в большинстве случаев она коричневая и образует неправильные зерна, листочки и иголки, реже — достаточно идиоморфные индивиды с сильным блеском и черной или темнокоричневой окраской в отраженном свете. Как показывают анализы 11—13, она принадлежит очень основной, богатой полуторными окислами и водой, близко родственной синтагматиту разности. То же самое относится и к редко наблюдаемой первичной зеленой роговой обманке. Обе в своем распространении ограни-

* [См. примечание 2 к § 125.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	18a
SiO_2 .	50,07	51,36	49,80	50,95	49,9	47,67	47,32	53,53	52,87	54,15	39,58	46,08	42,49	49,24	50,91	43,34	35,58	49,26	50,18
TiO_2 .	0,93	1,32	1,29	1,42	—	2,78	—	—	0,89	—	сл.	0,77	3,39	—	—	—	1,22	—	—
Al_2O_3	5,74	4,28	2,86	2,72	6,2	6,46	6,37	3,12	0,45	3,04	14,91	10,56	13,10	9,01	2,64	12,60	0,92	32,63	32,78
Cr_2O_3	0,25	—	—	—	0,6	сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	сл.	—	—
Fe_2O_3	0,38	2,96	2,48	1,70	1,7	7,95	2,56	5,09	5,02	—	4,01	2,81	5,15	—	—	10,44	—	—	—
FeO .	7,15	7,70	10,82	13,86	3,9	1,47	14,40	13,54	13,83	12,17	10,67	8,30	11,94	10,58	10,07	7,92	33,91	—	—
MnO	—	сл.	0,37	0,26	0,4	—	—	—	0,41	—	сл.	0,15	0,31	0,04	сл.	сл.	0,35	—	—
MgO	14,89	14,96	15,33	15,58	16,1	13,38	13,43	18,77	19,75	28,37	13,06	14,40	9,66	15,84	13,30	12,60	26,86	—	—
CaO .	19,92	18,44	16,50	11,39	20,4	20,15	16,08	6,19	4,89	2,37	11,76	12,64	10,70	14,36	23,33	13,06	0,90	12,14	11,80
Na_2O	0,77	—	0,51	0,31	—	—	—	0,57	—	—	2,87	1,62	—	—	—	1,90	—	4,36	3,82
K_2O .	0,35	—	0,12		—	—	—	0,20	—	—	0,62	0,34	—	—	—	0,02	—	1,80	1,04
H_2O .	0,61	1,18[1]	0,33	1,80	0,9	0,64	—	—	1,66[1]	0,49	2,79	1,97	2,42[1]	—	—	0,22[1]	0,31	0,38	—
Σ .	101,06	101,20	100,41	99,99	100,1	100,50	100,16	101,01	99,85	100,59	100,27	99,99	99,96	99,07	100,25	102,10	100,25	100,57	99,62
Уд. вес	3,185	3,38	—	—	3,2—3,23	3,331	—	3,31	—	3,29	3,217—3,222	—	—	3,09	3,358	3,213	—	2,704	2,708

1. Диаллаг темнозеленый из габбро — Ehrsberg, Шварцвальд.
2. Диаллаг светлокоричневый из диаллаго-роговообманкового габбро — Leprese, Veltlin.
3. Диаллаг из габбро в Ashland co., Висконсин, со следами P_2O_5, Li_2O.
4. Авгит из габбро — Haystack Mt., Монтана, США.
5. Хромдиопсид из оливинового габбро — Coverack, Корнуэльс.
6. Авгит из эвкрита — Store Bekkafiord, Seiland, Норвегия.
7. Авгит из норита — Sugar Loaf, Boulder co., Колорадо.
8. Магнезиальный диопсид — Hexrivier близ Рустенбурга, Трансвааль.
9. Гиперстен из норита — между Val Scala и Val di Rezzo, Veltlin — с 0,08 P_2O_5.
10. Бронзит (протобастит) из норита — Radauberg близ Гарцбурга. В FeO заключается немного Cr_2O_3.
11. Черная, в проходящем свете коричневая роговая обманка из роговообманкового габбро — Ivrea.
12. Коричневая роговая обманка из роговообманкового габбро — Beaver Creek, в 10 *км* к востоку от Big Trees, Сьерра-Невада, Калифорния — с 0,17 гигроскопической воды, 0,18 P_2O_5, без BaO, SrO, Li_2O, F.
13. Коричневая роговая обманка из роговообманкового габбро — между Leprese и Ponte del Diavolo, Veltlin — с 0,50 P_2O_5.
14. Зеленая и бесцветная роговая обманка, образовавшаяся за счет гиперстена и диаллага — Gwynn's Falls у Балтиморы.
15. Диаллаг из габбро — Серебрянское, Северный Урал; c : c = 38,5—40°; 2V = 54°.
16. Уралитовый амфибол, образовавшийся из 15; c : c = 16—18°.
17. Оливин из габбро — Birch Lake, Ashland co., Висконсин — с 0,20 CoO.
18. Лабрадорит в фиолетово-зеленых индивидах величиной в несколько сантиметров, из габбро — Vier Linden близ Rosswein, Саксония.

18 а. Лабрадорит тонкозернистый, плотный, белый, из грубоволокнистого амфиболового сланца того же месторождения.

[1] Потеря при прокаливании.

чены, повидимому, породами группы габбро и их дериватами, бедными полевым шпатом или бесполевошпатовыми, и имеют совершенно иные оптические свойства, чем богатые железом и щелочами амфиболы щелочных гранитов, щелочных сиенитов и элеолитовых сиенитов. Коричневый всегда *биотит* образует неправильные листочки, которые часто срастаются с рудным минералом или с пироксенами и амфиболами.

§ 126. *Оливин* образует округлые, с сильным стеклянным блеском зеленоватые, желтоватые и коричневатые, а также черно-коричневые зерна. Темные цвета обусловлены темнокоричневыми непрозрачными игольчатыми или табличатыми включениями рудного минерала, собирающимися в звездообразные и другой формы группы. При начинающейся серпентинизации оливин приобретает жирный блеск; во многих габбро он нацело замещен серпентином. Имеются разности богатые и бедные железом. Тщательные анализы дают всегда небольшое содержание CoO и NiO, заключающихся в самом минерале, а также Cr_2O_3, принадлежащих включениям хромшпинели или хромистому железняку в оливине. Содержание TiO_2, как в анализе 17, должно считаться редким.

Рудный минерал является частью табличатым ильменитом, частью магнетитом; срастания их между собой часты и легко устанавливаются обработкой соляной кислотой. Окисные руды часто срастаются также с *магнитным колчеданом*; подобно оливину, последний содержит далеко не ничтожное количество Ni. Габбровые породы часто являются никеленосными. Примесь титана в рудном минерале нередко проявляется при выветривании образованием всегда серого или желтоватого титанита (лейкоксена) или других титановых минералов. Апатит встречается часто очень обильно, особенно в бедных полевым шпатом типах габбро, образуя или тонкие микролиты, или округлые яйцевидные зерна, или наконец короткие толстые призмы. Коричневый пикотит или хромит приурочены к богатым оливином габбро, зеленая же просвечивающая шпинель (содержащая $Al_2O_3 = 54\%$, $FeO = 35\%$, $MgO = 11\%$ по анализу месторождения из штата Нью-Йорк и стоящая между плеонастом и герцинитом) встречается и в богатых оливином и в лишенных его типах.

§ 127. По преобладающей минеральной комбинации среди габбровых пород различают следующие главные виды: 1) собственно *габбро*, состоящее из основного плагиоклаза и диаллага; 2) *норит* — из основного плагиоклаза и ромбического пироксена; 3) *роговообманковое габбро* — из основного плагиоклаза и роговой обманки; 4) *оливиновое габбро* и 5) *оливиновый норит* — те же минеральные ассоциации, которые указаны под №№ 1 и 2, но с присоединением обильного оливина.

Далеко не в каждом габбро отсутствуют ромбические пироксены и роговая обманка, так же как не в каждом норите и роговообманковом габбро нет диаллага или авгита; наконец и оливин широко распространен как примесь. Поэтому указанные типы отнюдь не отграничены резко друг от друга, но дают многократные переходы, даже в одном магматическом теле.

Дальнейшие разновидности возникают вследствие убывания в количестве главных составных частей до полного исчезновения одной или нескольких из них.

Так образуются: 6) *троктолиты* (форелевые кампи — Forellensteine, названные так вследствие сходства с чешуей форели благодаря

серо-зеленым или красноватым пятнам, образованным оливином или серпентином на белом фоне полевых шпатов), представляющие собой оливиновые габбро и оливиновые нориты, в которых плагиоклаза очень мало или совсем нет; 7) *анортозиты* (лабрадоровые породы), которые очень бедны или лишены вообще цветных составных частей; 8) *перидотиты*, представляющие собою оливиновые габбро, в которых полевой шпат исчезает; 9) *пироксениты*, чистые пироксеновые породы, и 10) определенные *железорудные массы* и родственные им образования, которые часто входят в состав габбрового интрузивного тела в виде одной из его составных частей (см. анализы на этой странице).

	1 a	1 b	1 c	2 a	2 b	3 a	3 b	4	4 a
SiO_2	52,8	40,2	29,5	53,50	32,53	21,25	14,95	55,40	2,42[2]
TiO_2	0,5	4,7	9,2	0,45	5,30	6,30	8,50	—	0,51
Al_2O_3 . . .	17,8	9,5	3,8	22,20	—	5,55	8,95	16,44	46,53
Fe_2O_3 . . .	1,2	9,7	17,8	3.60	8,44	—	—	0,85	32,31
FeO	4,8	12,2	18,2	2,46	17,10	43,45	52,85	7,51	—
MnO	—	0,4	0,3	0,35	—	0,40	0,30	0,39	—
MgO	4,8	0,8	8,7	2,00	7,92	18,30	10,25	5,05	9,43
CaO	12,9	13,1	10,0	9,45	Не опред.	1,65	1,80	7,49	—
Na_2O . . .	3,0	0,8	0,2	4,26	„	—	—	4,03	—
K_2O	0,5	0,2	0,1	0,61	„	—	—	2,00	—
H_2O	1,2[1]	0,5[1]	1,0[1]	1,50[1]	„	2,60	1,40	0,58	—
P_2O_5	—	—	—	—	„	0,13	0,12	—	—
S	—	—	—	—	„	0,01	0,02	—	0,01
Fe_3O_4 . . .	—	—	—	—	„	—	—	—	8,98
FeS_2 . . .	—	0,4	0,4	—	—	—	—	—	—
Σ	99,5	99,5	99,2	100,38	—	99,64	99,14	99,74	100,19
Уд. вес . .	2,91	3,36	3,87	2,800	3,265	—	—	—	—

[1] Потеря при прокаливании.
[2] Кремнеземистый остаток.

1 a. Светлый слой (преимущественно лабрадор с авгитом, уралитовой роговой обманкой и магнетитом)
1 b. Темный слой (преимущественно авгит и магнетит с лабрадором)
1 c. Ультраосновные шлиры (преимущественно авгит и магнетит)

} В слоистом габбро из Druim в Eidhne, остров Скай (Skye), Шотландия.

2 a. Кварцев. габбро из центра и 2 b—из богатого железной рудой габбро с периферии габбрового массива — Carrockfell, Nordengland.

3 a. Магнетитовый оливинит из Taberg, Småland, Швеция.

3 b. Магнетитовый оливинит из Laanghult, Småland, Швеция.

4. Авгитовый норит — Montrose Point на Гудсоне, Westchester co., Нью-Йорк.

4 a. Шлиры в нем богатой наждаком железной руды.

Все эти типы, из которых 7, 8 и 9 описаны в этой книге как самостоятельные группы пород, встречаются то соединенные в одно геологическое целое, а также в шлировых сплетениях, то объединенные общим местонахождением, но представляющие собой разновременные интрузии. Вышеприведенные анализы дают представление о способности к расщеплению габброидных и близко родственных магм.

§ 128. *Структура* пород группы габбро в общих чертах очень однообразна, если не принимать во внимание часто быстрого изменения

крупности зерна. Это типичная * гипидиоморфно-зернистая структура (рис. 34 и 35), но она почти повсюду не имеет миаролитового характера, которого должно было бы ожидать. Так как здесь отсутствует контраст между чистыми щелочными силикатами и силикатами двухвалентных металлов, а также вообще и свободный кварц, то периоды образования отдельных составных частей мало разделены, и отсюда лишь в редких случаях появляется возможность идиоморфного развития; оно встречается тогда то у полевого шпата, то у пироксена.

Руды и апатит образуют часто род центра, вокруг рудных зерен концентрируются биотит и оливин, вокруг них располагаются пироксены и амфиболы и наконец вокруг этих последних — полевые шпаты. Наряду с этим встречается плагиоклаз, окаймленный пироксеном, из чего можно заключить, что кристаллизация цветных и бесцветных компонентов шла одновременно долгое время, а отчасти и до полного отвердевания породы.

В оливинсодержащих разностях габбро часто встречается (Оденвальд, Вермланд, Норвегия, Канада, Альпы) своеобразная *оцеллярная*, т. е. глазковая (Ozellarstruktur), или *келифитовая*



Рис. 34. Гиперстеновое габбро с оливином. Балтимора, США. Увелич. 15 : 1.



Рис. 35. Оливиновое габбро. Vaerdalen, Норвегия. Увелич. 15 : 1. Николи +.

* [Из следующего за этим предложения автора можно заключить, по моему, что структура габбровых пород не может быть названа «типичной гипидиоморфнозернистой», что впрочем видно и по рис. 34. Действительно, в большинстве пород габбрового семейства и особенно в типичных диаллаговых габбро структура, если не панидиоморфная, то во всяком случае представляет переход к панидиоморфной и ближе к последней, чем к гипидиоморфнозернистой. Последняя, правда, наблюдается в своей разновидности, называемой офитовой, довольно нередко в габбровых породах, и потому лучше было бы сказать, что структура габбровых пород бывает чаще габбровой, т. е. переходной к панидиоморфно-зернистой, реже габброофитовой (в отличие от диабазоофитовой, где плагиоклазы не изометричны, как в первой, а, вообще говоря, призматичны) и очень редко типичной гипидиоморфнозернистой.]

структура (рис. 36) вокруг оливина, рудного минерала и биотита — там, где эти минералы соприкасаются с полевыми шпатами.

Последние в этом случае окаймлены радиально-игольчатой оболочкой, большей частью микроскопических размеров. Оболочка часто оказывается сверх того составленной из внутренней и наружной частей. Эти образования, окружающие оливин или рудный минерал наподобие ореховой скорлупы, наиболее правильны, если состоят из тремолита, зеленой роговой обманки и ромбических пироксенов; к ним присоединяются в меняющемся количестве шпинели и нередко гранат. Никогда эти оболочки не встречаются там, где вышеназванные минералы граничат с пироксенами или амфиболами. В некоторых породах это явление различается довольно отчетливо уже под луной. Что образование этой каймы есть результат магматического процесса, становится вероятным вследствие того обстоятельства, что иголочки названных новообразований часто проникают с периферии в зерна плагиоклазов, зубчато переплетаясь с веществом последних.

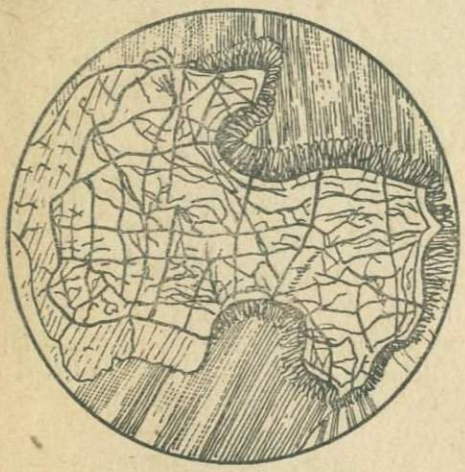


Рис. 36. Келифитовая зона между оливином и лабрадором. Оливиновое габбро. Озеро St.-John, Канада. Увелич. 15 : 1.

[*Венчиковая* структура, образующаяся действительно в магматическую фазу, как об этом можно заключить на основании кривой плавкости оливинов и ортопироксенов (правда, из сухих сплавов) и по такому же облеканию первых последними в совершенно свежих эффузивах (Забайкалье), имеет совершенно иной характер, так как в этом случае указываемой Розенбушем зубчатости не наблюдается, и оливин окружается или сплошной, из одного индивида, оболочкой ортопироксена или же плотно прилегающими к его контуру отдельными зернами последнего. Поэтому, а также и по составу келифитовых зон, в которых иногда, следует полагать, присутствуют мельчайшие образования эпидотовых минералов, келифитовую структуру следует считать постмагматическим явлением. На возможность ее образования именно таким путем указывает то обстоятельство, что такие же точно по структуре соотношения наблюдаются и при келифитовых оболочках вокруг гранатов в кристаллических сланцах.]

Шарообразные скопления более ранних выделений и соответственно более кислые, чем сама порода, шлиры встречаются здесь так же, как и в других глубинных породах. Настоящее шаровое развитие известно из Romsaas в Askim, Smaalenene в Норвегии. Концентрические толстоскорлуповатые шары из гиперстена, лабрадора, небольшого количества олигоклаза, слюды и магнитного колчедана, величиной от лесного до кокосового ореха, лежат в виде тонкой оболочки на габбро; там, где шары встречаются в собственно габбровой массе, они имеют радиальное строение и состоят преимущественно из гиперстена.

Порфировые структуры отсутствуют почти совершенно; они указываются для одного месторождения из Pigeon Point в Миннезоте.

Переходы к диабазовой структуре особенно распространены в ги-

перитах и обусловлены хорошо выраженными табличатыми по М (010) полевыми шпатами, между которыми оказываются защемленными прочие компоненты.

Явления флюидальности распространены в сравнительно поверхностных массах габбро (Гебриды, Point Sal в Калифорнии, Миннезота), имеющих мелкозернистое строение. Иногда цветные компоненты располагаются параллельно, иногда чередуются слои и шлиры различного минералогического состава, дающие в результате породы с прекрасно выраженной полосчатостью (ср. анализы 1 а — с на стр. 180). У грубозернистых и абиссальных разностей эта текстура отсутствует.

Образование пегматитов встречается при случае во всех типах габбро и особенно в полосчатых разностях наподобие шлировых жил.

§ 129. Породы группы габбро образуют штоки или лакколиты, залежи и жилы в разнообразнейших формациях кристаллических сланцевых горных цепей вплоть до третичного времени. Выходы габбро имеют иногда очень близкие взаимоотношения с гранитами (Гарц) и диоритами. Гранитные и пегматитовые жилы нередко встречаются в габбро. Внутри больших областей габбро можно встретить различные вышеперечисленные типы, часто разнообразно перемешанные и связанные с продуктами своего превращения (серпентин). * Отдельность пород габбро — пластовая или параллелепипедальная.

§ 130. *Габбро* встречается (в валунах) в сопровождении перидотита в гранитной области южного Шварцвальда при Häg, Ehrsberg и Kastel; в предгорьях Вогезов при Oderen в St. Amarinertal; в гнейсах и предгорьях северного Оденвальда между Рейнской долиной и Modau (габбро, оливиновое габбро, гиперит, роговообманковое габбро в связи с гиперстеновыми диоритами и перидотитами); в гнейсах Eulengebirge при Volpersdorf, Neurode (анализ 2, стр. 184) и Schlegel, а также около Hausdorf в Силезии (габбро, оливиновое габбро, троктолит, перидотиты), в гранулитовой области Саксонии (Höllmühle при Penig, Rosswein); в тесной связи с брокенскими гранитами Гарца у Гарцбурга (габбро, оливиновое габбро, норит, оливиновый норит, троктолит, также богатое биотитом и авгитом так называемое биотит-авгитовое габбро, а также кварцсодержащие фации и перидотиты), прорывая здесь и метаморфизуя герцинские образования; в Сосновых горах (Wurlitz) с серпентинитом, в филлитовой формации Альп (Le prese в Veltlin), в верфенских слоях выше Jablanica в Боснии-Герцеговине, во флише Боснии, на юге Франции, в зоне зеленокаменных пород (Pietre Verdi) и в виде длинного острова в гнейсах между Ivrea в Пьемонте и северным концом Lago Maggiore (в связи с перидотитами и довольно кислыми диоритами, образуя частью габбро, частью норит, частью роговообманковое габбро); в эоцене обеих Ривьер (в сообществе с диабазами и серпентинитами), около Prato вблизи Флоренции; очень распространены габбро в Апеннинах (сюда также принадлежит олигоклазит Бомбичи), точно так же в эоцене верхней долины Sinni в Basilicata. ** В Carrockfell из Nordengland массив габбро

---

* [Нет ни одного случая, где была бы указана возможность превращения габбро в серпентиниты, на что еще в 1867 г. указывал Чермак, а затем знаток серпентинов Боннн и др.]

** [На итальянском материке габбро постоянно связаны с серпентинитами, диабазами и мелафирами, образуя вместе с этими породами так называемую офиолитовую формацию (Savi).]

в центре обогащен гранофировыми кварцево-полевошпатовыми агрегатами и при исчезновении последних становится к периферии основнее и богаче железом (анализы 2а и 26, стр. 180) В Корнуэльсе (юго-западная Англия) габбро распространены в серпентинитах области Coverack; на Гебридах и на противолежащих материку островах Мулль, Скай, Арднамерчен (Mull, Skye, Ardnamurchan) габбро встречаются в тесной связи с гранитными эруптивными массами; и те и другие имеют третичный возраст. Габбро распространены в архейском основании Скандинавии, Финляндии, Канады и Соединенных Штатов. В габбро из графства Балтимора (Мерилэнд) наряду с диаллагом одинаково распространен гиперстен (гиперстеновое габбро); там, где пироксен превращен в роговую обманку, породу может быть следует назвать габбродиоритом.

Норит и *оливиновый норит* с акцессорным диаллагом, амфиболом и биотитом или реже без этих минералов известны в особенности в юго-западной Норвегии, Швеции (Kalmar), в Aberdeenshire (Kirkhill) в Шотландии, в Финляндии, на северном Урале, в Мерилэнде, в графстве Westchester в штате Нью-Йорк, на Суматре, в президентстве Мадрасс (Индия), где охлаждение на краях жил способствует развитию гипокристаллических структур, а также и в других местах. В Германии нориты и оливиновые нориты представлены так называемыми протобаститовыми породами Гарцбурга и его оливинсодержащими разностями. Сюда принадлежат в значительной степени также породы, ранее обозначавшиеся как гиперстеновые (Hypersthenfels). *

Гиперитьі Тёрнебома, распространенные в жилах и лакколитах в области магнетитовых гнейсов в Wermland, начиная с северного берега озера Wener до норвежской границы, и в южной Норвегии в Телемаркене (Kragerö, Arendal, Oedegaarden), занимают положение между габбро и норитом и состоят из основного коричневого, большей частью сильно запыленного плагиоклаза, авгита, гиперстена, оливина и апатита, причем гиперстен и оливин находятся в таких взаимоотношениях, что возрастание одного обусловливает убыль другого. В Канаде и североамериканских областях к югу от Больших озер также выходит этот тип. Струк-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	53,48	51,88	50,46	49,88	49,32	49,18	48,68	48,58	47,97	47,82
TiO_2	0,92	1,09	1,18	1,19	0,42	0,35	сл.	0,09	0,44	2,00
Al_2O_3 . . .	15,35	20,40	19,65	18,55	13,33	17,94	18,46	20,23	22,16	19,99
Fe_2O_3 . . .	1,63	0,79	1,66	2,06	1,28	4,30	1,23	1,26	1,12	2,10
FeO	7,96	4,04	5,15	8,37	7,76	9,04	2,83	3,02	4,10	6,48
MnO . . .	—	0,09	0,15	0,09	—	0,19	—	сл.	—	сл.
MgO . . .	5,68	3,42	5,31	5,77	11,13	6,68	11,24	7,59	4,58	4,94
CaO	8,48	12,23	9,66	9,70	11,73	9,50	14,01	14,01	11,96	11,65
Na_2O . . .	2,75	3,65	3,15	2,59	2,12	2,84	1,09	2,25	3,23	3,51
K_2O	2,19	0,31	1,57	0,68	1,12	0,45	0,75	0,19	0,29	0,67
H_2O^+ . . .	1,25	1,66	1,14	1,04	0,64	—	1,37	2,68	2,05	0.21
H_2O^- . . .	—	—	0,74	—	—	—	—	0,28	0,15	0,07
P_2O_5 . . .	0,31	0,06	0,18	0,16	0,06	—	0,08	сл.	1,14	0,56
Σ	100,19	99,62	100,12	100,21	99,80	100,47	100,09	100,25	99,54	100,00
Уд. вес . .	2,896	2,763	—	2,95	—	—	2,932	—	—	—

* [В старой литературе они назывались также гиперстенитами.]

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	47,49	47,42	47,31	45,84	45,82	45,11	44,76	44,57	43,41	42,60	47,39
TiO_2	0,54	3,60	0,47	0,18	0,38	0,21	0,13	1,87	0,39	1,01	0,82
Al_2O_3 . . .	15,73	17,34	20,58	20,42	17,63	19,67	18,82	13,06	23,15	19,61	18,52
Fe_2O_3 . . .	3,21	4,91	7,55	6,51	2,01	4,32	2,19	6,81	3,72	7,27	3,29
FeO	11,80	10,22	8,08	6,64	6,20	8,57	4,73	17,90	4,39	9,69	7,32
MnO . . .	0,38	0,06	—	сл.	—	—	0,15	—	0,08	0,60	0,15
MgO . . .	7,56	5,21	2,07	4,85	13,53	5,65	11,32	6,53	7,65	6,80	6,85
CaO	9,24	8,09	9,84	13,27	10,94	10,45	14,58	6,29	14,27	10,02	10,95
Na_2O . . .	3,42	3,48	3,43	1,13	1,34	3,87	0,89	1,60	0,82	1,88	2,44
K_2O	0,67	1,89	0,53	0,23	0,72	0,64	0,11	0,45	0,22	0,85	0,73
H_2O^+ . . .	—	1,13	0,56	1,27	1,41	0,83	2,36	1,03	1,53	0,70[1]	1,29
H_2O^- . . .	—	—	—	—	—	0,17	0,17	—	0,18	—	—
P_2O_5 . . .	—	0,06	—	0,04	0,08	0,25	—	0,65	0,02	0,42	0,25
Σ	100,04	100,01	100,42	100,38	100,19	100,07	100,29	100,79	100,07	101,45	100,00
Уд. вес . .	—	—	—	—	2,994	—	—	2,996	—	—	2,92

1. Биотит-авгитовое габбро — долина Riefenbach около Гарцбурга — с 0,19 SO_3.
2. Габбро — Neurode, Силезия.
3. Слюдяно-роговообманковый норит — Prospect Hill, Коннектикут — с 0,09 BaO, 0,03 SrO, следами S.
4. Оливиновое габбро — Pigeon Point, Миннезота — с 0,02 BaO.
5. Энстатитовое габбро — Emerald Mine, Онтарио — с 0,89 CO_2.
6. Диаллаго-роговообманковое габбро — Leprese, Ponte del Diavolo, Veltlin.
7. Норит — Baste, Гарц — с 0,35 SO_3.
8. Габбро — Beverly Creek, Вашингтон — с 0,10 S, следами Cr_2O_3.
9. Габбро — Breiteloh около Niederbeerbach, Оденвальд — с 0,35 SO_3.
10. Оливиновое габбро — Black Cascade, Tripyramid Mt., Нью-Гэмпшир — со следами BaO.
11. Норитовое габбро — долина Scala, Veltlin.
12. Габбро — Nicholville, Нью Йорк — с 0,04 BaO, 0,21 Cl.
13. Диаллаго-роговообманковое оливиновое габбро — Leprese, Veltlin.
14. Габбро — остров Wiencke, Южная полярная область — со следами Li_2O.
15. Оливиновый норит — Верхняя долина Radau, Гарц — с 0,13 SO_3.
16. Габбро — Buch около Lindenfels, Оденвальд — с 0,33 FeS_2.
17. Гиперстеновое габбро — Wetheredville, Мерилэнд — с 0,08 Cr_2O_3, следами Li_2O.
18. Оливин-биотит-авгитовое габбро — Kunstmannstal, Гарц — со следами SO_3, CO_2.
19. Оливиновое габбро — Phönix reservoir, Калифорния — с 0,10 CO_2, 0,14 FeS_2, следами Li_2O, Cl.
20. Биотит-роговообманковое габбро (гранатсодержащее) — долина Scala, Veltlin.
21. Среднее из вышеприведенных 20 анализов (перечислено на 100; H_2O^- отброшено).

[1] Потеря при прокаливании.

Отсюда вычисляется для:

	s	a	c	f	n	ряд		s	a	c	f	n	ряд
1.	58,67	4,5	5	20,5	6,5	β	12.	53,51	4	5	21	7,4	β
2.	58,09	4,5	9,5	16	9,5	α	13.	53,28	3,5	8,5	18	9,1	α
3.	56,38	4,5	8	17,5	7,5	α	14.	50,38	1	10	19	8,8	α
4.	54,98	3	8	19	8,5	α	15.	47,89	1,5	6,5	22	7,4	β
5.	51,19	2	4	24	7,4	β	16.	49,66	3,5	6,5	20	9,0	α
6.	52,50	2,5	6,5	21	9,1	α	17.	47,13	0,5	8	21,5	9,3	α
7.	50,69	1,5	7,5	21	6,9	β	18.	51,35	1,5	5	23,5	8,4	α
8.	52,47	2	9	19	9,5	α	19.	47,75	1	11	18	8,5	α
9.	54,22	3,5	11	15,5	9,4	α	20.	46,93	2	7,5	20,5	7,7	α
10.	53,61	3,5	8	18,5	8,9	α	21.	51,87	2,5	7	20,5	8,3	α
11.	50,64	3	4,5	22,5	8,9	α							

тура часто диабазоподобна. В Германии мы находим его под габбро Оденвальда (Oberkainsbach, Burgviertel) и в Eulengebirge в Шлезвиге, в Альпах — в так называемом зеленокаменном кряже между Ivrea в Пьемонте и Lago Maggiore.

[Наибольшими на земле массами разнообразнейших представителей габбровых пород (габбро и оливиновые габбро, нориты, габбро-нориты, троктолиты, роговообманковые габбро, габбро-перидотиты, рудные с титанистым магнетитом габбро, слюдяные габбро, кварцевые габбро-диориты и пр.) обладает Уральский хребет, где породы этого типа встречаются — в отдельных выходах — на протяжении многих сотен километров, начиная с южного и кончая полярным Уралом. Сравнительно большие массы габбровых пород находятся также в украинской кристаллической полосе (Винницкая, Киевская, Донецкая и др. области), где в отличие от Урала встречается большое количество анортозитов (см. ниже § 153). Затем можно указать Закавказье, Северный Кавказ, Казакстан, среднеазиатские республики, многие районы Сибири, Камчатку и пр.]

Эвкритом в Швеции названа порода группы габбро, в которой полевой шпат представлен анортитом (Radmansö в Швеции, Store Bekkafjord в Seiland, Норвегия). Название первоначально дано было Розе метеоритам, состоящим из анортита и авгита, и перенесено затем на земные породы. Структура нормальная гипидиоморфнозернистая. Эвкриты также дают троктолиты (Skurruvaself в Grogn, Норвегия).

Роговообманковое габбро * отличается от диорита главным образом основностью полевого шпата. Коричневато-зеленая до темнокоричневой роговая обманка образует компактные, но редкие идиоморфные индивиды и часто прорастает диаллагом; оливин повсюду отсутствует. Эта разновидность часто обозначается именем диорита, в связи с другими типами габбро, как, напр., в Оденвальде, в Jablanica в Боснии-Герцеговине, в области Ivrea в Пьемонте и в Westchester в штате Нью-Йорк. Широко распространен этот тип в Småland.

Слюдяным габбро называется встречающийся также в Smaland тип, содержащий биотит в качестве обильной цветной составной части. Постоянно встречающийся наряду с биотитом пироксен не всегда имеет диаллаговый габитус. Кварц часто присутствует в небольшом количестве. Биотит-авгитовое габбро из Radautal в Гарцбурге отвечает этому типу, являющемуся переходным звеном, которым габбро непосредственно примыкают к слюдяно-пироксеновым диоритам. При этом соответственно повышается кислотность полевого шпата.

Кварцевое габбро содержит небольшое количество кварца наряду с обычным минералогическим составом.

Форелевые камни, или *троктолиты*, возникают при исчезновении пироксеновой составной части из оливиновых габбро или оливиновых норитов и связаны с последними всевозможными переходами. Типичное развитие они имеют в Силезии, Корнуэльсе и Гарре.** На ост-

* [Оно называется иногда *бойитом* по месторождению в Верхнем Пфальце. Такие габбро с первичным амфиболом, а также габбро с уралитовой роговой обманкой называют иногда—неправильно—диоритами: от последних эти породы отличаются, во-первых, своим меланократовым характером и, во-вторых,— что важнее,— более богатым анортитом плагиоклазом, который в первичнороговообманковых габбро бывает часто даже основнее, чем в нормальных габбро (известь пироксена увеличивает количество последней в плагиоклазах вследствие замены первого амфиболом).]

** [Встречаются также у нас в Союзе — в Винницкой области, в Закавказьи, на Урале, на Тарбагатае и в других местах.]

рове Rum (Гебриды) Харкер описал слоистые породы, отдельные слои которых имеют толщину в 50—150 футов (17—51 *м*) и состоят из чередующегося бедного и богатого оливином троктолита. Первый он назвал *алливалитом*, последний — *гарризитом*. Они являются связующими членами между анортозитами и дунитами.

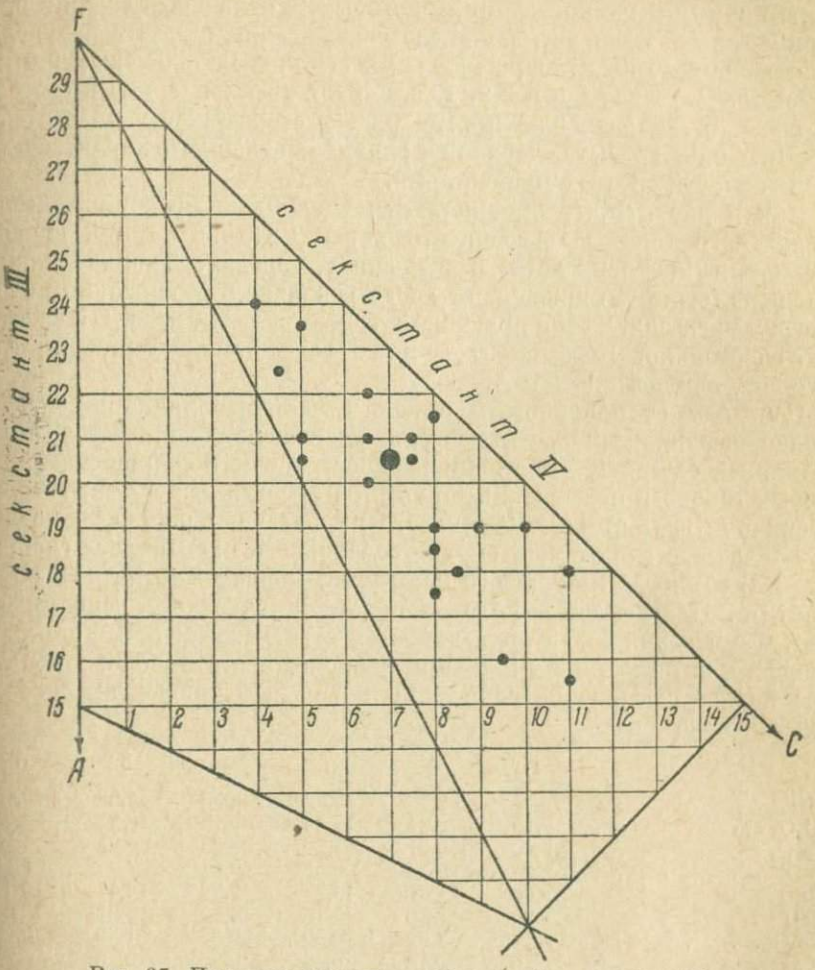


Рис. 37. Проекция анализов габбро 1—20, стр. 184—185. Средний анализ 21 — двойной величины.

§ 131. По своему химическому составу габбро непосредственно примыкают к бескварцевым диоритам, как показывает сравнение таблиц на стр. 184—185 и 172. При дальнейшем уменьшении SiO_2 идет также уменьшение щелочей и возрастание двухвалентных металлов, особенно извести. Этим объясняется преобладание анортитовой молекулы над альбитовой, а также моноклинных богатых известью пироксенов среди темноцветных составных частей. Особенно хорошо можно видеть взаимоотношение полевошпатовых молекул из формулы. У диоритов почти без исключения коэффициент $a > c$, у габбро $c > a$. Точки проекций у по-

следних лежат в правой половине треугольника, частью вблизи стороны CF (рис. 37). Ограниченная роль, принадлежащая ортоклазу и слюдам, вытекает из коэффициента n; из 20 анализов только 5 принадлежат ряду β, все остальные — ряду α (из 14 диоритов 2 — α-ряду, 12 — β-ряду). Дальнейшее приближение точки проекции к полюсу F отвечает обогащению цветными компонентами, к которым, в отличие от диоритов, присоединяется еще оливин. Такие же соотношения следуют из удельных весов: у нормального габбро удельный вес колеблется между 2,9 и 3,0, у диоритов — между 2,8 и 2,9. Коэфициент кремнекислоты k составляет для среднего анализа 0,86 против 0,99 у бескварцевых диоритов. Его снижение идет за счет содержания оливина, основного характера амфиболов габбро и рудных прорастаний.

Как и диориты, габбро являются типичными представителями тихоокеанского типа. В особенности хорошо это видно при сравнении содержания кремнекислоты в щелочных породах. Таблица анализов эссекситов (стр. 198) показывает ясное различие в содержании щелочей, извести и магнезии. Точки проекций эссекситов лежат все в III секстанте, $a > c$ постоянно. Коэфициент k ниже вследствие содержания фельдшпатидов, заключенных в A.

Переходы от оливинового габбро к чистым оливино-пироксеновым породам возникают из первых при уменьшении количества полевых шпатов. На северном Урале они распространены в сопровождении оливиновых габбро и названы Дюпарком и Пирсом *тылаитами*. Минералогически они состоят из диопсидового пироксена, оливина, в подчиненном количестве гиперстена, скудного основного плагиоклаза (лабрадор-апортита) и иногда небольшого количестве коричневой роговой обманки и биотита. Плагиоклаз выполняет пространства между зернами пироксена. Фемический характер выявляется отчетливо из нижеприведенных анализов 1—5 (неполных). В противоположность габбро, характерно более низкое содержание глинозема и щелочей и более высокое — извести и магнезии.

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	46,85	45,74	45,56	45,53	45,09	45,36
Al_2O_3	9,10	5,21	11,38	9,16	10,81	9,04
Fe_2O_3	3,43	6,91	1,90	4,86	5,83	4,55
FeO	8,75	8,33	6,52	9,34	7,94	8,11
MgO	18,00	21,63	15,78	15,58	13,47	16,74
CaO	15,52	12,80	17,10	15,04	15,21	15,00
Na_2O	0,76	1,02	0,90	0,87	1,39	0,98
K_2O	0,19	0,13	0,44	0,20	0,16	0,22
Потеря при прокал.	0,15	0,09	0,50	0,88	0,46	—
Σ	102,75	101,86	100,08	101,46	100,36	100,00

1—5. Тылаит—Тылайский Камень, Урал.

6. Среднее из 1—5 (перечислено на 100; потеря при прокаливании отброшена).

§ 132. В тесной связи с разнообразными породами группы габбро выходят железные руды, большей частью со значительным содержанием титана. * Они образуют частью самостоятельные жильные массы без

* [Руды, связанные с перидотитами, наоборот, бедны титаном, место которого здесь занимает хром (Фогт).]

переходов в главную породу, частью шлировые выделения в главной породе с постепенными переходами в последнюю. Сюда принадлежат железные руды Таберга в центре гиперитов Småland в Швеции, которые в свою очередь образуют залежь в гнейсах. Это магнетитовый оливинит А. Шёгрена (анализ 3a, стр. 182). Подобное явление встречено в других гиперитах Småland (анализ 3b — там же), в Кумберлэнде, на Rhode Island (США), в роговообманковом габбро, вернее габбро-диорите Välimäki в восточной Финляндии и в других местах. * На островах Gomö и Longö близ Krageröd в южном Телемаркене в гиперите находятся массы из ильменита и ромбического пироксена, названные *ильменит-энстатитами* (Фогт). Из других мест известны железорудные массы в габбро, обнаруживающие поразительно высокое содержание зеленой шпинели и немного корунда, как, напр., в небольших количествах у Frankenstein в Оденвальде (с большим содержанием силлиманита), у Rongsberg в Чехии и в авгитовом норите из Montrose-Point на Гудсоне, Westchester co., Нью-Йорк (анализ 4a, стр. 182). Возможно, что они частью представляют контактно-метаморфизованные включения, а не магматические выделения.

§ 133. Разнообразные породы группы *габбро* встречаются исключительно широко в виде ядра, окутанного *плащом сланцеватых* или *жилковатых* (flasrig) *амфиболитов* и *диоритоподобных сланцев* в таких взаимоотношениях, которые не оставляют сомнения в происхождении этих богатых роговой обманкой пород за счет габбро. Эта связь наблюдается повсюду в складчатых областях и имеет причиной орогеническое давление. Оба крайние типа, габбро и амфиболиты, связаны переходами. Сгибание и излом пластинок плагиоклаза, образование новых двойников давления, волнистое погасание, как это можно искусственно получить давлением на кристалличные среды, раздробление по краям, когда неправильно ограниченные плагиоклазовые ядра лежат как кирпичи в цементе плагиоклазовых зернышек того же рода — все это представляет первые указания на действующее горообразовательное давление. Одновременно совершается превращение моноклинного и ромбического пироксена в амфиболовые минералы, и повсеместно обнаруживается перегруппировка составных частей. Сначала лишенная ориентировки текстура переходит в механически-порфировидную вследствие раздробления по краям более крупных индивидов; далее раздробленные обломки минералов располагаются перпендикулярно давлению в удлиненные шлиры, которые волокнистой массой окружают нераздробленные линзы этих же компонентов или всей породы в целом (*жилковатое габбро* — Flasergabbro). Наконец, при продолжающемся раздроблении эти волокна переходят в тонкие параллельные слои, которые еще имеют состав габбро (*габбровые сланцы*, рис. 38) или пироксены которых в большей или меньшей степени превращены в амфиболы (*полевошпатовые амфиболиты, амфиболовые сланцы*).

Если габбро содержат оливин, то он также превращается в роговую обманку (нередко также в антофиллит), часто в срастании с гранатом, причем полевошпатовое вещество естественно доставляет глинозем;

---

* [Богатые титано-магнетитовые месторождения Урала связаны с габбровыми породами.]

если при этом сохраняется нормальная структура габбро, то возникают типы пород, называемые *габбро-диоритами* и *гиперит-диоритами*. При одновременном рассланцевании горной породы возникают гранатсодержащие диоритовые сланцы и амфиболиты.



Рис. 38. Габбровый сланец. Siebenlehn, Саксония. Чередование слоев роговой обманки и лабрадора с большими глазками превращенного в пилитовую массу оливина и мелкими остатками диаллага. Увелич. 30 : 1.

Саксонская гранулитовая область (Penig, Rosswein), нижнеавстрийский Waldviertel (Langenlois), Оденвальд, гипериты Вермланда и Норвегии, Корнуэллье (Coverack), область Балтиморы, область озера Rainy в южной Канаде дают примеры этого в разнообразнейшем проявлении.

Другую форму динамометаморфного воздействия на породы группы габбро представляют так называемые *соссюритовые габбро*. Различие последних от габбро-амфиболитов заключается в более или менее полном замещении основного плагиоклаза смесью цоизита или пистацита с альбитом, называемой соссюритом. Этот процесс идет согласно следующему равенству: 2 части лабрадора + ортоклаз, который в малом количестве всегда содержится в плагиоклазе, + 2 части воды = 2 ч. альбита + 2 ч. цоизита + мусковит + 2 ч. кварца

$$Na_2Ca_4Al_{10}Si_{14}O_{48} + KAlSi_3O_8 + 2H_2O = 2(NaAlSi_3O_8) + \\ + 2(HCa_2Al_3Si_3O_{13}) + H_2KAl_3Si_3O_{12} + 2SiO_2$$

Часто обильное образование парагонита наряду с цоизитом объясняется равенством: 2 ч. лабрадора + 2 ч. воды = альбит + парагонит + + 2 ч. цоизита + 2 ч. кварца

$$Na_2Ca_4Al_{10}Si_{14}O_{48} + 2H_2O = NaAlSi_3O_8 + H_2NaAl_3Si_3O_{12} + \\ + 2(HCa_2Al_3Si_3O_{13}) + 2SiO_2$$

К соссюриту часто присоединяется немного граната, хлорита, актинолита и рутила; последний происходит за счет ильменита. Образующаяся из пироксена роговая обманка имеет преимущественно характер так называемого смарагдита. Оливиновые габбро, превращенные в соссюритовые габбро, имеются в области Allalin в Валлисе, где обломки этой породы распространены, так же как и в западной Швейцарии, путем ледникового переноса. Вместо оливина, при полном сохранении формы, появляется смесь талька с небольшим количеством сисмондина и актинолита; рядом с полевым шпатом этот аггрегат окаймлен венцом,

известково-железистого граната. Можно этот процесс схематически пояснить равенством:

$$\underset{\text{Оливин}}{3(MgFeSiO_4)} + \underset{\text{Анортит}}{2(CaAl_2Si_2O_8)} + \underset{\text{Пироксен}}{CaMgSi_2O_6} +$$

$$+ 2H_2O + O = \underset{\text{Тальк}}{H_2Mg_3Si_4O_{12}} + \underset{\text{Сисмондин}}{H_2MgAl_2SiO_7} + \underset{\text{Гроссуляр}}{Ca_3Al_2S_3O_{12}} + FeFe_2SiO_6.$$

Последняя молекула идет на образование амфибола.

И при этом явлении, которое впрочем связано переходными формами с ранее описанным, массивная текстура габбро местами вполне сохраняется и притом с неизменным зерном (соссюритовые габбро, или *аллалиниты*), или породы становятся жилковатыми (*жилковатые аллалиниты*) и, наконец все более и более тонкослоистыми (*аллалинитовые сланцы*). Прекраснейшие примеры для всех типов, а также для соответственных превращений троктолитовых и перидотитовых продуктов расщепления габбровых пород доставляют область Allalin в Валлисе и Sulitelma в Норвегии. Кроме того эти и родственные разности встречаются у Wörgl в Тироле, Wurlitz в Сосновых горах, на Корсике, в Норвегии и в других местах.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	49,73	48,25	46,01	48,11	46,62	50,54	46,34
Al_2O_3	13,07	12,44	22,57	16,98	15,15	12,90	16,75
Fe_2O_3	—	17,87	—	—	—	—	4,93
FeO	15,35	—	2,79	7,82	12,85	13,01	5,49
MnO	—	—	—	1,88	0,59	2,28	сл.
MgO	6,77	8,60	7,42	5,67	9,84	6,85	8,04
CaO	10,24	11,34	17,77	17,75	11,81	10,95	10,96
Na_2O	3,23	0,98	1,71	1,82	2,60	2,03	3,63
K_2O	0,55	0,27	—	—	0,50	0,82	0,75
H_2O	0,82[1]	1,84	0,96[1]	—	—	1,08	3,25
Σ	99,76	101,59	99,23	100,03	99,96	100,46	100,14
Уд. вес	3,055	—	3,19	3,04	2,98	—	—

1. Соссюритовое габбро — Neurode, Силезия — соссюрит и амфибол почти в равном количестве.
2. Соссюритовое габбро — Wurlitz, Сосновые горы. Соссюрит почти исчезает.
3. Соссюритовое габбро грубозернистое — Midtsaeterfjeld, полуостров Bergen, Норвегия.
4. Соссюритовое габбро — менее грубозернистое — Ytterö, Норвегия.
5. Соссюритовое габбро — Hestekleth около копи Storvart, Roeros, Норвегия.
6. Динамометаморфизованное габбро — Böhrigen, Саксония.
7. Аллалинитовый сланец с цоизитом, роговой обманкой, хлоритом, бесцветной слюдой, магнетитом, небольшим количеством рутила—Allalin, Валлис (со слюдами P_2O_5).

[1] Потери при прокаливании.

Химические взаимоотношения динамометаморфизованных габбро мало исследованы. Что этот процесс не обусловливает никаких могущих быть доказанными химических изменений, показывают вышеупомянутые анализы соссюритового габбро и аллалинитового сланца.

§ 134. В южном Телемаркене между Langesund, Kragerö и Risör гиперитовое габбро является носителем *апатита.* * Этот минерал встречается в периферических частях массива габбро и в жилах вне последнего совместно с рутилом, коричневой слюдой, энстатитом, роговой обманкой, псевдоморфозами актинолита по диопсиду и другими минералами. Апатит представлен хлорапатитом. На контакте с апатитовыми массами гиперит очень быстро переходит в смесь скаполита и амфибола с небольшим количеством титанита и рутила, т. е. в так называемое пятнистое габбро (*скаполито-роговообманковая порода*). В скаполите встречаются иногда остатки неизмененного лабрадора, так же как остатки пироксена в роговой обманке. Аналогичные взаимоотношения известны в шведской Lappmarken и на севере и востоке угленосной области Giridih в Ост-Индии. Скаполито-амфиболовые породы выходят часто также в Канаде, как напр. у города Arnprior в Townships Abinger и Palmerston и в области Parry-Sund. Однако здесь апатит неизвестен. Озанн нашел, что встречающийся совместно с габбровыми породами долины Онтарио апатит (флюорапатит) образует настоящие жилы с пироксенитовыми зальбандами.

Кроме превращения плагиоклаза в скаполит, в габбро обнаруживаются также новообразования флогопита, титанита и колчеданов. Апатитовые жилы показывают все текстурные формы рудных жил, как, напр., билатерально-симметричную, кокардовую текстуру и т. д. Пироксенитовые зальбанды состоят из чистого светло окрашенного, почти бесцветного пироксена и скаполита. Уже Брёггер и Реуш объяснили эти явления пятнистых габбро из Oedegaarden как явления пневматолитического контактового метаморфизма.

Семейство эссекситов [1]

§ 135. *Эссекситы представляют гипидиоморфно-зернистые глубинные породы, лишенные кварца, общей серой окраски или с белыми и черными пятнами, с грубым до тонкого зерном. Они характеризуются, при большом содержании цветной составной части, комбинацией одного из основных известково-натровых полевых шпатов, сопровождаемого переменным количеством ортоклаза, не очень редко нефелина, канкринита или одного из минералов семейства содалита, с иногда зеленым, иногда фиолетово-коричневым пироксеном, бурым биотитом и амфиболом.* Из минералов примесей встречаются в большом количестве часто видимые невооруженным глазом *апатит* и *содержащая титан железная руда*; как случайная примесь, широко распространен оливин с продуктами своего превращения и редко *титанит.*

§ 136. Известково-натровый полевой шпат образует тонкие или толстые табличатые по M индивиды при среднем до грубого зерне или изометрически зернистый аггрегат в случае очень тонкозернистой породы. Повсеместно распространены двойники по альбитовому и карлсбадскому

---

* [Богатые апатитом, в сравнительно больших для этого породообразующего минерала зернах, габбровые породы имеются и на Урале.]

[1] Название эссексит было дано Сирсом одной породе, связанной с элеолитовым сиенитом, из окрестностей Бостона в Массачузетсе.

законам, нередки двойники и по периклиновому закону. * Наиболее распространены *лабрадор* и *андезин* (анализы 1 и 2), но встречаются также смеси, богатые анортитом, вплоть до самого анортита. Зональная структура встречается редко, но часты неправильные пятна в середине какого-нибудь индивида с изменчивым содержанием анортита. Характерным является сильно распространенное явление скопления, особенно в центре кристалла, пылевидной массы, исчезающей к периферии и состоящей из матовых зеленоватых зернышек и чешуек. Изменение приводит к образованию бесцветных листочков слюды, кальцита или эпидота. *Ортоклаз* часто образует узкие оторочки вокруг идиоморфных известково-натровых полевых шпатов и заполняет промежутки между ними. В такой же форме встречаются *нефелин* и *содалитовые минералы*, которые часто превращаются в *анальцим*; нефелин также превращается в *канкринит*.

	1	2	3	4	5
SiO_2	56,36	62,05	47,99	39,23	38,63
TiO_2	—	—	—	4,53	5,04
Al_2O_3	27,01	22,60	13,30	14,38	11,97
Fe_2O_3	0,17	0,75	11,32	2,92	3.90
FeO	—		10,39	8,56	11,52
MnO	—	—	—	0,65	0,73
MgO	сл.	—	6,16	13,01	10,20
CaO	8,75	3,96	5,14	11,70	12,81
Na_2O	8,11	7,95	6,60	3,05	3,14
K_2O	0,67	1,80	—	0,98	1,49
H_2O	—	0,80 [1]	—	0,36	0,33
Σ	100,89	99,91	100,90	99,37	99,76
Уд. вес	—	2,659	—	3,159	—

1. Лабрадорит из эссексита — Big Timber Creek, Crazy Mountains, Монтана.
2. Андезин из эссексита — Mount Johnson, район Монреаля, Канада.
3. Эгирин-авгит из эссексита — Big Timber Creek, Crazy Mountains, Монтана.
4. Роговая обманка из эссексита — Монреаль, Канада.
5. Роговая обманка из эссексита — Mount Johnson, район Монреаля, Канада.

[1] Потеря при прокаливании.

Преобладающей цветной частью является идиоморфный моноклинный пироксен в форме авгита, который обладает характером то *диопсида*, то коричнево-фиолетового *титан-авгита*, со структурой песочных часов и сильной дисперсией биссектрис, то *эгирин-авгита* (анализ 3). Иногда все три разновидности встречаются одновременно в одной и той же породе. Пироксен повсюду прорастает бурым *биотитом*, с ясно косым погасанием, и баркевикитом и часто окружен оболочкой из сильно блестящего бурого, богатого TiO_2 *баркевикита* (анализы 4 и 5). Точно

* [Поскольку это констатировано весьма многочисленными (около полутора тысяч) моими недвусмысленными (по Федоровскому методу) исследованиями, периклиновый закон — в самостоятельном проявлении — в интрузивных породах встречается очень редко. Утверждение Розенбуша имеет, вероятно, в виду «нередкое» *одновременное* проявление альбитового и периклинового законов, действительно наблюдаемое в основных интрузивных породах. Надо, кроме того, иметь в виду, что коноскопическим методом вопрос о законе двойника довольно часто не может быть решен вполне определенно. Полисинтетические периклиновые двойники в самостоятельном проявлении были встречены мною из тысячи наблюдений, вероятно, не более пяти раз. В кристаллически сланцевых породах такие двойники, наоборот, весьма часты и в самостоятельном проявлении.]

так же биотит, образующий нередко двойники по закону Чермака, часто окружается баркевикитом. Относительные количества этих трех цветных составных частей колеблются в достаточно широких границах, но пироксенов и баркевикитов больше чем биотита, и, как правило, присутствует больше пироксена, чем амфибола. Обратное соотношение встречается очень редко (Мадагаскар). В некоторых месторождениях баркевикит замещается коричневато-зеленым натрово-железистым амфиболом щелочных сиенитов и элеолитовых сиенитов.

Оливин нигде не идиоморфен; он образует закругленные магматической ресорбцией, часто окруженные биотитом или баркевикитом зерна; очень распространено превращение в серпентин. Нередко оливин превращен в тесную смесь бурых листочков слюды, зеленых палочек роговой обманки и голубовато-зеленых зерен авгита, и эту смесь часто пронизывают жилки желтого серпентина и черной железной руды, или она часто охватывается рамкой радиально расположенного зеленого амфибола и чешуйками бурого биотита. У тонкозернистых эссекситов эти псевдоморфозы по оливину заметны в виде темных бурых пятен на серой породе. *Железная руда* — магнетит, часто прорезший листочками ильменита, реже ильменит—нередко окружена оболочкой из биотита. Широко распространено превращение в лейкоксен. Там, где имеется титанит, он обладает характерным для титанита щелочных пород развитием с преобладанием призмы (011).

§ 137. Последовательность выделения составных частей в эссекситах, так же как и в элеолитовых сиенитах, несколько затемнена тем обстоятельством, что периоды образования главных составных частей происходят на длительном промежутке одновременно. Здесь также отчетливо распознается образование в первую очередь руд, апатита, оливина и титанита, и только в конце затвердевания породы происходит выделение чистых щелочных силикатов — ортоклаза, нефелина и содалита. Так же недвусмысленно обнаруживается, что выделение известково-натровых полевых шпатов происходит с уменьшением количества анортита, выделение пироксенов — с увеличением количества эгирина. Взаимное прорастание пироксенов, амфиболов и биотита указывает на почти одновременное образование этих минералов, быть может с немного более ранним выделением биотита. Параллельно с выделением цветных составных частей долгое время идет выделение известково-натровых полевых шпатов. Беспорядочно-зернистая текстура показательна особенно для богатых цветной частью эссекситов, трахитоидная—для бедных таковой, и последние в таком случае походят на гипериты семейства габбро. Порфировидные выделения полевых шпатов характеризуют некоторые богатые полевым шпатом типы, фенокристаллы цветных частей — типы бедные полевым шпатом. Как и в других глубинных породах, встречаются похожие на конкреции скопления темных частей, лишенные полевого шпата или бедные им и находящиеся иногда в связи с аплитовыми жилами, состоящими только из полевого шпата.

§ 138. Принадлежность эссекситов к щелочным породам явствует, независимо от их химического состава, из соответствия материала более древних выделений, так называемых базальных конкреций, с таковым же распространенным у нефелиновых сиенитов (стр. 160) и из очень частой местной связи с фойяитами и пуласкитами. В тех местах, где эта ассоциация поддается возрастному определению, эссекситы являются

более древними породами. Нашим знанием этой группы пород мы обязаны прежде всего месторождению Salem (анализ 10, стр. 196), затем месторождению на острове Cabo Frio в заливе Рио-де-Жанейро (анализ 13), породе из Rongstock на р. Эльбе, называвшейся ранее долеритом, и канадским месторождениям. Около Rongstock на р. Эльбе в Средне-богемских горах серый, от тонко- до среднезернистого эссексит (анализ 4) прорывает глинистый мергель верхнего мела и олигоценовые песчаники. Господствующим полевым шпатом является лабрадор, окруженный часто ортоклазом; господствующей темной частью — титан-авгит и за ним биотит. В центральной части штока, по исследования Гибша, соотношение цветной части к бесцветной составляет в среднем 45 : 55, с содержанием ортоклаза около 7—8%; в периферической части это отношение равно около 35 : 65, и содержание ортоклаза превышает содержание известково-натрового полевого шпата. В очень небольшом выходе вблизи деревни Witem нефелина больше, и он сопровождается содалитом. Целый ряд небольших выходов имеется также в окрестностях Grossspriesen. Эссексит, сопровождаемый многочисленными жильными породами, как и в Средне-богемских горах, встречается также в центральной части Kaiserstuhl (Баден), состоящей из излившихся пород щелочного ряда; также к эссекситам в настоящее время причисляют так называемый долерит из Löwenburg в Siebengebirge. В Баварском Лесу севернее Passau имеется ряд различных эссекситовых выходов (анализ 12) без заметной связи с другими щелочными породами. Из района Predazzo и из Monzoni он описан в связи с монцонитом.

Вместе со щелочными породами из Ragunda в северной Швеции встречается эссексит (анализ 3), описывавшийся до сих пор как диабаз. К эссекситам также принадлежат по химическому и минеральному составу древнейшие изверженные породы южной Норвегии, названные Брёггером *оливиновыми габбро-диабазами* и *габбро-протеробазами*, которые переходят в пироксеновые пограничные фации. Породы эти залегают на одной линии северо-южного направления на восточном берегу озера Randfjord, на северо-запад от Осло, около Sölvsberg, Brandbokampen, Viksfjeld и Dignaes; различные выходы оказываются тем более богаты полевым шпатом, чем далее они залегают на юг. В самой северной точке (Brandberg) они представляют почти чистые пироксениты и горнблендиты, содержащие только 12% полевого шпата. Sölvsberg содержит 46%, Dignaes — 64% полевошпатовых составных частей. Щелочные граниты, нордмаркиты, лаурвикиты и элеолитовые сиениты являются ассоциированными глубинными породами.

Большим распространением обладают эссекситы в сопровождении фойяитов и пуласкитов на Monteregian Hills в провинции Квебек (Канада). Они были описаны в разнообразном развитии с Mt. Royal около Монреаля, с Mt. Johnson, Mt. Yamaska, Mt. Rougemont, Mt. St. Hilaire, Mt. Shefford и Brome Mt. (анализы 5 и 9). Частью, как на Mt. Royal, они богаты нефелином и гаюином и переходят в тералиты. В Соединенных штатах эссекситы появляются в связи со щелочными гранитами, пуласкитами, фойяитами в районе Salem (Массачузетс), в Арканзасе в подобной же ассоциации, около Moltenborough в Нью-Гэмпшире, в самом различном проявлении вместе со щелочными сиенитами на горе Mount Ascutney около Windsor в Вермонте, в западном Техасе и в других местах.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	53,34	52,47	52,29	50,51	49,96	49,70	49,15	48,85	48,85	46,99	46,10	44,87	43,66	48,98
TiO_2	1,60	1,57	0,24	0,95	2,40	1,33	0,83	2,30	2,47	2,92	3,34	4,71	1,21	1,99
Al_2O_3	17,92	15,84	14,99	17,84	18,83	18,45	17,86	16,53	19,38	17,94	18,59	14,05	17,35	17,35
Fe_2O_3	2,27	3,30	6,77	5,25	2,52	3,39	1,07	5,85	4,29	2,56	2,63	2,03	7,88	3,83
FeO	5,51	8,42	3,70	4,46	6,64	4,32	10,77	5,68	4,94	7,56	6,68	7,79	5,40	6,30
MnO	0,17	—	0,50	—	0,20	сл.	0,75	сл.	0,19	сл.	0,05	0,07	—	0,20
MgO	1,40	1,52	5,95	3,34	3,52	2,32	3,24	2,95	2,00	3,22	3,23	8,87	4,27	3,52
CaO	4,19	5,05	7,62	7,93	7,42	7,91	6,57	6,51	7,98	7,85	9,86	9,76	9,39	7,54
Na_2O	6,41	7,03	4,16	5,09	5,26	5,33	5,49	5,49	5,44	6,35	6,22	4,65	5,12	5,54
K_2O	4,32	2,52	2,26	3,49	2,58	4,95	2,99	2,91	1,91	2,62	0,63	2,31	2,07	2,73
H_2O^+	2,08	1,94	1,65	0,74	0,60	1,09	1,21	1,48	0,68	0,65	0,80	0,62 [1]	1,99	1,24
H_2O^-	0,58	—	—	—	—	0,25	—	—	—	—	0,11	—	—	—
P_2O_5	0,44	0,14	—	1,11	0,25	0,40	0,99	0,83	1,23	0,94	1,41	0,27	1,32	0,78
Σ	100,46	100,01	100,18	101,14	100,18	99,44	100,22	99,83	99,36	99,60	99,65	100,28	99,66	100,00
Уд. вес.	2,686	2,766	—	2,855	2,92	—	2,790	2,786	—	—	2,90	—	—	2,81

1. Эссексит — Big Hill Canyon, Техас — с 0,09 BaO, 0,06 SrO, 0,05 редких земель, 0,03 S, следами ZrO_2, Li_2O.
2. Эссексит — Soca, Мадейра — с 0,09 S.
3. Эссексит — Ragunda, Angermanland, Швеция.
4. Эссексит — Rongstock около Assig, Чехия — с 0,43 CO_2.
5. Эссексит — St. Hilaire Mt., Квебек.
6. Эссексит (ковит) — Magnet Cove, Арканзас.
7. Эссексит — Ribeira de Massapez, Мадейра — со следами Cl, S, CO_2.
8. Эссексит — Barranco del Diablo, Мадейра — с 0,24 SO_3, 0,21 S.
9. Эссексит — Mt. Johnson, Квебек.
10. Эссексит — Salem neck, Массачусетс.
11. Эссексит — Narsak, Гренландия.
12. Эссексит — Haselbach, Баварский Лес — с 0,23 S.
13. Эссексит — Cabo Frio, Бразилия.
14. Среднее из этих 13 анализов (пересчитано на 100 за вычетом H_2O^-).

[1] Потеря при прокаливании.

Отсюда вычисляется для:

	s	a	c	f	n	ряд		s	a	c	f	n	ряд
1.	62,45	12,5	2	15,5	7,0	β	8.	57,53	7,5	6	16,5	8,1	α
2.	60,53	10	1	19	8,1	α	9.	57,25	8	2,5	19,5	7,4	β
3.	56,77	5,5	3	21,5	7,4	β	10.	55,01	8	3	19	7,9	α
4.	56,83	7,5	3,5	19	6,9	β	11.	54,28	6,5	4,5	19	9,4	α
5.	57,30	7,5	4,5	18	7,6	α	12.	51,17	4,5	2	23,5	7,5	α
6.	57,52	9,5	3	17,5	6,2	β	13.	50,37	5,5	3,5	21	8,0	α
7.	55,17	7	3,5	19,5	7,4	β	14.	56,19	7,5	3	19,5	7,6	α

Грубозернистые оливиновые эссекситы встречаются в окрестностях Narsak около Julianehaab в Гренландии вместе со щелочными сиенитами и нефелиновыми сиенитами.

Эссекситы в виде разнообразных образований известны на южноамериканском континенте в окрестностях Рио-де-Жанейро и в восточной части штата S. Paulo, в сообществе с фойяитами и пуласкитами. Мало известны геологические условия эссекситов в аргентинской провинции Salta. Показательно однако присутствие в этом же районе щелочных основных излившихся пород. Квенселем был описан эссексит из патагонских Кордильеров.

В сообществе с атлантическими излившимися породами эссекситы встречаются на острове Мадейре, в Porto Santo, на Канарских островах (Palma, Gomera, Fuerteventura), на островах Зеленого мыса (S. Vicente). Они были известны ранее под названиями гиперстенитов, древних диабазов и под другими именами. Наряду с баркевикитом эти очень разнообразные породы содержат также арфведсонит и катофорит. А. Лякруа описал многочисленные типы эссекситов с Мадагаскара, которые встречаются там вместе с фойяитами. В подобном же парагенезисе появляется эссексит в колонии Новый Южный Уэльс, в окрестностях Port Cygnet, в южной Тасмании и на островах Танти. *

§ 139. По минералогическому и химическому составу эссекситы являются эквивалентами тихоокеанских габбро в атлантической группе пород. **

Они ведут себя по отношению к последним, как щелочные граниты и сиениты по отношению к щелочно-известковым гранитам и сиенитам. В особенности весьма подобно таковому же для габбро количественное отношение цветной составной части к полевошпатовой, как это видно из положения точки проекции по отношению к полюсу *F*. На различия, связанные родственно-групповым характером, было указано в § 131; они находят свое выражение и положение точек проекции на различных сторонах высоты *F* (ср. рис. 39 с рис. 37); n и k (0,75) лежат ниже, чем у габбро — n вследствие содержания калиевого полевого шпата и слюды, которые отсутствуют у габбро, k — вследствие присутствия заместителей полевого шпата.

В породах щелочного ряда эссекситы примыкают чаще всего к лаурвикитам и экеритам, хотя связующий член, соответствующий диоритам

* [Эссекситоподобные породы описаны (А. К. Мейстер) из Крыма по чужому сбору и требуют дальнейшего исследования. Настоящие эссекситы встречаются, со слов А. Н. Заварицкого, в вышеуказанной щелочной провинции по р. Ишиму.]

** [Несомненно лучше во всех таких случаях говорить соответственно о щелочноземельных (тихоокеанский тип) и щелочных породах.]

в щелочно-известковом ряду, повидимому, отсутствует или только очень слабо развит.

Необходимо отметить далее родство в отношении состава с монцонитами и тем самым близкое соответствие среднему составу всех изверженных пород, хотя последний обладает более диоритовым характером.

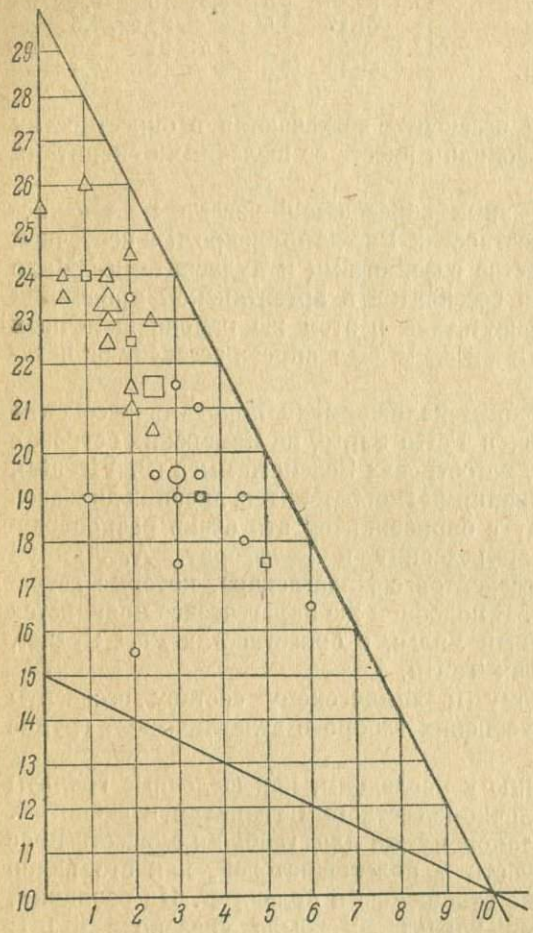


Рис. 39. Проекции эссекситов (1—13, стр. 196), шонкинитов (1—12, стр. 203) и тералитов (1—4, стр. 206). Эссекситы обозначены кружками, шонкиниты — треугольниками, тералиты — квадратами. Средние анализы 14, 13 и 5 обозначены значками двойного размера.

§ 140. В семействе эссекситов, подобно тому как это наблюдается в группе габбро, имеются переходы к пироксенитовым, перидотитовым, а также изредка к анортозитовым породам. К первым двум относится целый ряд местных названий, как *ямаскит* (Yamaskit), *килит* (Kylit), *мадейрит* и др. Так же как в тылаитах (§ 131), обогащение темными составными частями находит свое выражение в уменьшении глинозема и щелочей, в противоположность извести, магнезии и окислам железа (см. таблицу на стр. 199), и в высоком удельном весе. Очень разнообразное количество кремнекислоты обусловливает различное количество пироксенов, оливина и руд железа, большое количество глинозема дает представление об обилии полевого шпата. Определение по методу Розиваля дали для килита (анализ 3) 66% темной составной части против 27% лабрадора с небольшим количеством нефелина и анальцима, а для ямаскита (анализ 1) — 94% темной части и лишь 6% анортита.

Хортитами (Hortit) Фогт называет породы, встречающиеся на островах Hortavaer (у западного берега Норвегии) вблизи известковых глыб и, возможно, ассимилировавшие известняк; они содержат 5 — 10% кальцита, который очевидно выделился из магмы, и также иногда везувиан. Редкие полевые шпаты представлены микроклин-пертитом и олигоклазом Содержание эгирина и гастингсита говорит за принадлежностью атлантической группе.

Переходы к анортозитам описаны с Monteregian Hills в Квебеке (Канада). В то время как *роугемонтит* (Rougemontit, см. ниже анализ 8), по О'Нейлю, содержит почти такие же количества анортита и цветных минералов; порода, описанная как эссексит с Brome Mt. (анализ 9), содержит приблизительно 90% битовнита, немного микропертита и нефелина; ее лучше присоединить к анортозитам. Заслуживает внимания высокое содержание глинозема и отношение извести к магнезии (ср. анализы анортозитов на стр. 218).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	45,44	44,62	44,18	40,07	39,97	36,24	42,27	40,68	44,00
TiO_2	1,50	1,87	1,30	2,35	4,05	7,12	3,07	2,04	1,90
Al_2O_3	5,85	7,90	10,67	8,95	8,68	9,05	8,63	19,83	27,73
Fe_2O_3	2,84	4,22	0,97	4,82	8,63	10,64	5,42	4,68	2,36
FeO	6,49	5,67	10,03	7,81	7,99	9,58	8,03	6,49	3,90
MnO	0,24	0,10	—	—	0,19	0,29	0,20	0,10	0,08
MgO	16,24	14,00	17,77	13,86	10,32	7,75	13,49	7,67	2,30
CaO	18,16	19,44	9,75	13,83	15,18	14,97	15,41	17,64	13,94
Na_2O	1,03	1,20	2,37	1,34	1,19	1,05	1,38	1,10	2,36
K_2O	0,38	0,31	1,23	0,56	0,74	0,43	0,62	0,27	0,45
H_2O^+	1,15	0,75	0,97	2,45	0,57	0,65	1,27	0,27	0,80
H_2O^-	0,10	0,07		—		—	—	0,08	—
P_2O_5	—	—	0,38	0,35	0,10	0,01	0,21	—	0,20
Σ	99,42	100,75	99,83	100,21	99,77	99,75	100,00	100,85	100,02
Уд. вес	3,35	—	3,05	3,096	—	—	3,17	—	—

1. Оливин-ямаскит (Olivinyamaskit) — Rougemont Mt., Monteregian Hills, Квебек.
2. Эссексит (тип Rougemont) — там же — с 0,61 CO_2.
3. Килит — Benbeoch, Шотландия — со следами CO_2.
4. Мадейрит — Ribeira de Massapez, Мадейра — с 3,78 CO_2, 0,04 S.
5. Ямаскит — Yamaska Mt., Monteregian Hills, Квебек — с 1,15 SO_3, 1,01 FeS_2.
6. Ямаскит — там же — с 0,97 FeS_2.
7. Среднее из 1—6.
8. Роугемонтит — Rougemont Mt., Monteregian Hills, Квебек.
9. Эссекситовый анортозит — Brome Mt., Monteregian Hills.

Семейство шонкинитов и тералитов [1]

§ 141. *Шонкиниты и тералиты представляют гипидиоморфнозернистые глубинные породы щелочного ряда, которые характеризуются — при сильном до преимущественного развитии окрашенной составной части — минеральной комбинацией: калиевый полевой шпат — нефелин (у шонкинитов) или известково-натровый полевой шпат — нефелин (у тералитов) при преобладании пироксенов среди окрашенных составных частей.* Биотит вряд ли когда-либо отсутствует; амфибол в общем является редким спутником пироксена. Очень распространены минералы содалитовой группы, часто их много, реже они совершенно отсутствуют. Титансодержащая железная руда и апатит являются часто немалочисленными случайными примесями. Оливин в качестве случайной примеси встречается

[1] Шонкиниты названы Уидом и Пёрсоном по имени местности в штате Монтана (США); тералиты (от греческого θηρᾶν — усердно искать и λίθος — камень) названы так потому, что их существование ранее лишь предполагалось, а месторождения были открыты только после долгих поисков.

в разновидностях очень богатых цветной частью; титанит встречается только изредка. При не очень мелком зерне шонкиниты и тералиты, так же как и эссекситы, к которым они непосредственно примыкают и с которыми связаны переходами, испещрены белыми и черными крапинами. При тонком зерне возникает, в зависимости от количественных отношений цветной и бесцветной частей, светлосерая до темносерой и почти черная окраска породы. Бесцветные части никогда не выделяются, а цветные часто выделяются в виде включений на темном основном фоне.

§ 142. Полевой шпат шонкинитов представлен то *ортоклазом* с большим углом оптических осей, то чаще *санидином*, там и сям с криптопертитовой структурой, иногда сопровождаясь *анортоклазом* или уступая место последнему. *Альбит* в виде самостоятельных индивидов появляется в очень умеренном количестве в немногих месторождениях. Калиевый полевой шпат образует — там, где он богато представлен — толстые таблицы по M и неправильно ограниченные зерна, которые часто включают идиоморфный нефелин и содалитовые минералы, а также идиоморфные цветные части; там, где альбит встречается в небольшом количестве, он цементирует все другие минералы так, как это делает кварц в гранитах.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	43,36	51,58	49,42	52,57	52,20	38,69	35,64	49,79
TiO_2	—	5,88	0,55	2,18	3,12	12,56	12,02	5,37
Al_2O_3 . . .	33,49	0,95	4,28	1,33	2,36	9,45	14,71	1,98
Fe_2O_3 . . .	1,50	16,23	2,86	5,86	8,51	3,09	1,01	7,54
FeO	—	3,59	5,56	3,23	отсутств.	10,63	11,09	9,18
MnO . . .	—	0,34	0,10	0,15	0,12	0,09	—	0,36
MgO . . .	—	5,19	13,58	12,36	12,83	13,80	13,11	11,59
CaO	0,90	5,35	22,35	18,49	18,42	0,83	—	3,16
Na_2O . . .	13,36	10,08	1,04	3,80	2,56	1,69	1,43	7,92
K_2O	7,13	0,63	0,38	1,03	0,78	7,96	8,22	1,85
H_2O	1,39	0,89	0,09	—	—	0,76	1,06	1,52
Σ	101,13	100,71	100,21	101,00	100,90	100,26	100,28	100,26
Уд. вес . .	—	3,501	—	3,227	3,268	—	3,115	3,166

1. Нефелин из шонкинита — Katzenbuckel, Оденвальд.
2. Эгирин-авгит из шонкинита — Katzenbuckel.
3. Диопсидовый пироксен из шонкинита — Square Butte, Монтана.
4. Серо-зеленый диопсидовый пироксен, c : c = 39°30′, из шонкинита — Katzenbuckel.
5. Желтый диопсидовый пироксен, c : c = 34° — там же.
6. Воданит (мероксен) из шонкинита — Katzenbuckel — с 0,71 F. В CaO содержит следы BaO и SrO.
7. Биотит (аномит) из шонкинита — там же — с 1,99 BaO.
8. Анофорит из шонкинита — Katzenbuckel, Оденвальд—со следами SrO.

Известково-натровый полевой шпат тералитов является более или менее идиоморфным в таблицах по M и принадлежит преимущественно *лабрадору*. Альбитовый и карлсбадский двойниковые законы распространены повсеместно, наряду с ними нередко представлен также периклиновый закон. * Часто наблюдается зональное строение, причем внешние зоны принадлежат *андезину*, а ядро *битовниту*, реже *анортиту*. Также встречается упомянутое при эссекситах пятнообразно меняющееся в одном

* [См. примечание к § 136.]

зерне содержание анортита. Наряду с нормальным превращением при изменении — в мусковит у калиевых полевых шпатов и в кальцит или эпидот, также в пренит у известково-натровых полевых шпатов — весьма распространено у обоих полевых шпатов превращение в аггрегат цеолитов. *Нефелин*, развитый в виде коротких столбиков (анализ 1), является сильно идиоморфным по отношению к калиевому шпату, но моложе, чем все остальные составные части, причем у тералитов он развит в виде аллотриоморфного аггрегата как выполнение промежутков между плагиоклазами. Нормальное выветривание встречается редко; как правило, встречается превращение в цеолиты (анальцим, натролит, гидронефелин). Это относится во всяком случае также к идиоморфным *содалитовым минералам*, среди которых доказаны содалит, гаюин и нозеан. Необходимо отметить частое присутствие этих случайных примесей в шонкинитах, их большую редкость в тералитах, в то время как нефелин присутствует в обеих породах в очень разнообразном количественном отношении по сравнению с полевыми шпатами.

Пироксен шонкинитов представляет собою светлозеленый до бесцветного диопсид, часто окруженный оболочками с переменным, никогда не высоким содержанием эгириновых молекул (см. выше анализы 3 и 4). Собственно *эгирин-авгит* (анализ 2) и *эгирин* встречаются довольно редко. Небольшое количество TiO_2 указывает на незначительную примесь титано-авгитовых молекул. В тералитах господствуют обыкновенный *базальтический авгит и титан-авгит*, обладающий формой песочных часов, иногда одиночно, иногда один наряду с другим, нередко в параллельном срастании. Наряду с пироксеном очень распространен в идиоморфных таблицах или в округлых листочках темнобурый, красно-бурый до желтого, изредка зеленоватый окрашенный по краям интенсивнее, чем в центре, богатый титаном *биотит*; он обладает иногда симметричным положением плоскости оптических осей (*мероксен*), иногда нормально симметричным (*аномит*), и почти всегда с ясно заметным косым погасанием и поэтому легко отличимым двойниковым образованием по закону Чермака (анализы 6 и 7). Среди *амфиболов* наиболее широким распространением пользуется бурый *баркевикит*, но встречаются и другие щелочно-железистые амфиболы, описанные при щелочных сиенитах и фойяитах. Роговую обманку с нормально симметричным расположением осей из шонкинита у Katzenbuckel В. Фрейденберг назвал *анофоритом*. Она обладает плеохроизмом $Ng > Nm > Np$ с Ng темнокрасно-бурого, Nm зеленого до желто-зеленого, Np — соломенно-желтого цвета; $\angle Ng[010] = 20 - 28°$ в остром углу β, $\varrho > v$ и $2E = 33{,}5 - 40°$. Минерал обнаруживает структуру песочных часов с различными свойствами конусов роста плоскостей базиса, других пинакоидов и призмы. Состав его дает анализ 8. *Оливин* является частой — иногда богатой — случайной примесью; он образует круглые зерна и корродированные индивиды, часто обросшие слюдой, как в эссекситах. Эта слюда обыкновенно не обладает свойствами биотита, находящегося в самостоятельных зернах, и часто бывает зеленого цвета. Скудной по большей части рудой является *содержащий титан магнетит*. *Апатит*, так же как в эссекситах, обычно богато представлен.

§ 143. *Структура* шонкинитов и тералитов является нормальной гипидиоморфно-зернистой структурой глубинных пород с особенностями, повторяющимися у всех щелочных пород: выделение цветных частей,

вследствие их щелочности, продолжается долгое время одновременно с полевошпатовыми компонентами.

Последовательность выделений такова: руды и апатит, оливин и титанит — там, где они имеются; биотит, авгит и плагиоклаз, амфиболы и эгирин, содалит, нефелин и ортоклаз. Настоящая порфировая структура с повторным образованием одинаковых минералов встречается очень редко; кажущаяся порфировая структура, получающаяся благодаря присутствию цветной части в виде идиоморфных индивидов, встречается часто. Характерным является, так же как в небольшом размере в эссекситах, но обыкновенно чуждое глубинным породам, здесь же широко распространенное присутствие включений стекла в пироксенах и в полевых шпатах. Это явление отчасти можно связать с гипабиссальным положением некоторых месторождений.

§ 144. Родиной типичных бедных нефелином шонкинитов является Монтана, где они были первоначально описаны Е. Вольфом из Crazy Mountains, с особенной точностью Уидом и Пёрсоном из Highwood, Bearpaw и Little Belt Mountains. На Square Butte в Highwood Mountains шонкинит обнаружен в виде оболочки лакколита содалитового сиенита. Необходимо оттенить склонность шонкинитов к образованию лампрофировой и пироксеновой пограничной фации, чрезвычайно богатой темными составными частями.

Богатая нефелином шонкинитовая форма описана из Palisade Butte в Highwood Mountains; она по своим свойствам непосредственно примыкает к породе из Katzenbuckel и так же, как последняя, ведет к йолитам. В другом выходе в том же районе, с East Peak, наряду с нормальными составными частями имеется лейцит, и порода поэтому названа *лейцитовым шонкинитом*. Она является связующим звеном с миссуритами. Для уяснения отношения шонкинитов к монцонитам ср. сказанное выше в § 92. В Канаде Озанн нашел небольшой выход шонкинита в районе рудника Crown Hill в долине Ottawa (анализ 7). Далее они находятся у озера Christina в Британской Колумбии. О шонкинитах с Pic Maros около Makassar на Целебесе мы знаем от Шмидта (анализы 4 и 8). Среди последних особенно интересны типы, ведущие к тералитам, по значительному содержанию плагиоклаза. Марозитом называется очень богатый биотитом фемический шонкинит. Броувером описаны с острова Timor шонкиниты и их переходы к тералитам.

Лоусон назвал *малигнитом* — по имени реки Maligne — долеритоподобную породу массива в сланцах Coutchiching у озера Poobah в районе р. Rainy (Онтарио, Канада). Она состоит почти в одинаковом количестве из эгирин-авгита, в виде блестящих черных столбиков — наряду с бурым биотитом и небольшим количеством титанита — и из грубопластинчатого ортоклаза — наряду с идиоморфным нефелином (анализ 10, стр. 203). Апатит различим уже невооруженным глазом. Ортоклаз является самой молодой составной частью, в которую в известной мере погружены все остальные. Встречаются разновидности, содержащие меланит и являющиеся порфировидными благодаря содержанию больших — до 6 *см* длиною и 5 *см* толщиною — микропертитовых таблиц, расположенных параллельно среди тонкозернистой массы породы, состоящей из эгирин-авгита, меланита, биотита, титанита, апатита, с небольшим количеством ортоклаза и альбита. На северном берегу озера амфибол заменяет эгирин-авгит, меланит отсутствует, полевой шпат представлен микропертитом.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	52,81	52,05	51,13	50,15	50,00	48,98	48,60	48,05	47,88	47,85	46,73	43,98	49,29	38,57	42,30	52,53	40,74	43,03
TiO_2	0,71	0,47	0,97	1,00	0,73	1,44	0,79	1,10	0,77	—	0,78	2,24	1,01	2,90	—	1,92	3,21	3,84
Al_2O_3	15,66	15,02	12,79	15,86	9,87	12,29	13,60	13,94	12,10	13,24	10,05	12,28	13,13	14,99	12,63	17,11	18,52	13,27
Fe_2O_3	3,06	2,65	4,34	2,44	3,46	2,88	2,30	2,67	3,53	2,74	3,53	3,49	3,11	8,31	15,48	6,96	3,66	8,10
FeO	4,76	5,52	5,09	5,39	5,01	5,77	4,97	5,98	4,80	2,65	8,20	7,70	5,52	7,30	5,07	1,70	6,07	5,23
MnO	сл.	сл.	0,21	—	сл.	0,08	—	—	0,15	—	0,28	0,51	0,16	0,32	0,12	0,31	—	0,11
MgO	4,99	5,39	3,60	5,30	11,92	9,19	8,79	7,81	8,64	5,68	9,68	8,00	7,46	5,82	5,24	2,10	3,83	7,39
CaO	7,57	8,14	12,39	8,40	8,31	9,65	10,00	7,25	9,35	14,36	13,22	11,19	10,04	8,35	8,42	3,10	5,61	3,47
Na_2O	3,60	3,17	2,58	4,13	2,41	2,22	1,42	2,72	2,94	3,72	1,81	1,33	2,68	6,39	5,19	3,58	9,83	4,65
K_2O	4,84	6,10	5,12	5,00	5,02	4,96	5,62	6,56	5,61	5,25	3,76	5,06	5,27	3,03	2,73	7,85	4,71	4,54
H_2O^+	0,93	0,35	0,74	1,50	1,16	0,56	0,61	1,66	1,52	2,74	1,24	1,61	1,23	1,56	3,59	2,48	1,46	6,03
H_2O^-	0,16	—	—	—	0,17	0,26	—	—	0,70	—	—	0,12	—	—	—	0,41	—	—
P_2O_5	0,75	0,21	1,26	0,86	0,81	0,98	0,19	1,15	1,11	2,42	1,51	1,81	1,10	1,92	0,65	сл.	1,61	0,64
Σ	100,24	100,03	100,22	100,03	100,01	99,99	98,66	98,89	99,99	100,65	100,97	99,97	100,00	100,36	101,42	100,46	99,25	100,30
Уд. вес	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,879	—	—	2,88	2,95	2,9	2,661	2,83	2,727

1. Шонкинит — Beaver Creek, Bearpaw Mts., Монтана — с 0,24 BaO, 0,09 SrO, 0,07 Cl, следами Li_2O, F, SO_3.
2. Шонкинит — Middle Peak, Highwood Mts., Монтана — с 0,42 BaO, 0,28 SrO, 0,24 Cl, 0,02 SO_3.
3. Шонкинит — Canzocoli у Predazzo, Тироль.
4. Шонкинит — пик Maros, Целебес.
5. Шонкинит — Beaver Creek, Bearpaw Mts., Монтана — с 0,11 Cr_2O_3, 0,07 NiO, 0,32 BaO, 0,07 SrO, 0,02 SO_3, 0,08 Cl, 0,16 F, 0,31 CO_2, следами Li_2O.
6. Шонкинит — Yogo Peak, Highwood Mts., Монтана — с 0,43 BaO, 0,08 SrO, 0,22 F, следами Li_2O, Cr_2O_3.
7. Шонкинит—Crown Hill mine, Онтарио — с 0,54 SO_3, 1,23 CO_2.
8. Шонкинит — пик Maros, Целебес — более богатый биотитом, более бедный авгитом и полевым шпатом по сравнению с анализом 4.
9. Шонкинит — Shonkin Sag, Highwood Mts., Монтана — с 0,03 ZrO_2, 0,03 Cr_2O_3, 0,04 V_2O_3, 0,46 BaO, 0,13 SrO, 0,02 S, 0,05 F, 0,12 CO_2, следами NiO, Cl.
10. Нефелино-пироксеновый малигнит — Poobah Lake, Онтарио.
11. Шонкинит — Square Butte, Highwood Mts., Монтана — с 0,18 Cl.
12. Марозит — пик Maros, Целебес — с 0,16 BaO, 0,12 SrO, 0,12 Cl, 0,15 F, 0,10 S.
13. Среднее из этих 12 анализов (пересчитано на 100 за вычетом H_2O^-).
14. Шонкинит (очень богатый нефелином) — Michelsberg около Katzenbuckel, Оденвальд — с 0,37 SO_3, 0,15 SrO, 0,38 CaCl.
15. Шонкинит там же — со следами NiO и CoO; TiO_2 не определена.
16. Сиенитовая краевая фация 14 и 15 — с 0,41 SO_3, следами Cl.
17. Шлиры, богатые нефелином, из 14 и 15.
18. Шлиры, богатые оливином, из 14 и 15 — со следами SO_3, Cl, CO_2.

Отсюда вычисляется для:

	s	a	c	f	n	ряд
1.	58,25	7	2,5	20,5	5,3	*γ*
2.	56,91	6,5	2	21,5	4,4	*δ*
3.	56,35	5,5	1,5	23	4,3	*δ*
4.	55,90	7	2	21	5,6	*β*
5.	52,63	4,5	0	25,5	4,2	*δ*
6.	52,65	4,5	1,5	24	4,0	*δ*
7.	53,48	4,5	2,5	23	2,4	*ε*
8.	53,80	6	1,5	22,5	3,9	*δ*
9.	52,41	5,5	0,5	24	4,4	*δ*
10.	52,14	6	0,5	23,5	5,2	*γ*
11.	48,91	3	1	26	4,2	*δ*
12.	49,74	3,5	2	24,5	2,9	*δ*
13.	53,70	5	1,5	23,5	4,3	*δ*

Единственным местонахождением шонкинита в Германии является порода, многократно описанная под названием нефелин-долерита, с юго-восточной боковой вершины Michelsberg в Katzenbuckel в Оденвальде. Главная вершина состоит исключительно из тонкозернистой, похожей на базальт породы, которая известна как нефелиновый базальт. Является ли она особым образованием шонкинита, обыкновенно обладающего габитусом глубинной породы, или нет — в данное время с уверенностью установить нельзя. Химический состав обеих пород говорит за первое предположение, геологические же обнажения, которые могли бы решить вопрос, отсутствуют. Обращаясь только к грубозернистому шонкиниту с Michelsberg, следует сказать, что он представляет в свежем состоянии темносерую гранитоидную смесь нефелина, диопсида с оболочками из эгирин-авгита, санидина, нозеана, железных руд и апатита, с переменным количеством биотита, оливина и амфиболов (анализы 14 и 15). Во входе в общинную каменоломню диопсид не серо-зеленый, но желтый, что зависит от перехода FeO в Fe_2O_3, как показывают анализы 4 и 5 на стр. 200, и наблюдается превращение титанистого железа в псевдоброкит, быть может благодаря пневматолитовому процессу. Местами в породе имеются редкие небольшие светлозеленые кристаллики граната, главным образом в виде включений в оливине и слюде. В виде шлир в нормальном шонкините встречаются богатые нефелином, бедные биотитом, до лишенных биотита, светлосерые типы, а также типы порфировые, благодаря фенокристам нефелина (анализ 17); диопсид в последних более или менее замещен эгирином и щелочно-железистыми амфиболами. В других шлирах наблюдается кажущаяся порфировая структура, благодаря присутствию зерен диопсида величиной до 3 *см*, нефелина величиной в 5 *мм* и нозеана величиной до 1 *мм*, а также оливина и ильменита в плотной зеленовато-серой основной массе из санидина, нефелина и эгирина. Состав богатого оливином образования дается анализом 18. В верхней части горы Michelsberg встречаются главным образом распространенные во всех коллекциях *слюдяные шонкиниты*, в которых количество биотита почти такое же, как нефелина и пироксена.

Интересным является местонахождение богатой санидином сиенитовой пограничной фации (анализ 16) в противоположность краевым лампрофировым образованиям, обычно встречающимся во всем этом семействе.

[В нашем Союзе шонкиниты известны с Кольского полуострова, где они проявляются в виде жил среди нефелиновых сиенитов (Хибины), а также с реки Ири-су и из Джебаглы в Туркестане (В. А. Николаев).]

§ 145. Тип *тералита*, богатого цветной составной частью, представляет местонахождение, описанное Ф. Бауэром из Duppau в Средне-богемских горах. Главной составной частью является титан-авгит с закономер-

ным прорастанием баркевикитом; затем следует основной лабрадорит с оболочкой из основного андезина, также иногда окруженного узкой оболочкой из санидина. Остаток образуют встречающиеся в небольшом количестве нефелин, скудный биотит вместе с магнетитом, магнитный колчедан, апатит, оливин и титанит (анализ 3, стр. 206). По краю штока видны перидотитовые и пироксенитовые краевые фации. Этот тералит прорван жилами щелочных сиенитов и фойяитов. На Katzenbuckel тералит встречается в форме шлирового или жильного сплетения с шонкинитом. Вместе с монцонитами юго-восточного Тироля во многих местах встречаются тералитовые и тералитоподобные жилы (анализ 2), по большей части в сильно цеолитизированном состоянии. Более богаты бесцветной частью тералитовые жилы в пуласкитах и фойяитах Serra de Monchique в южной Португалии. В задней части долины Тахтарвум около Умптека на Кольском полуострове тералит образует мощные жилы в 1—2 *м*, которые пронизывают горизонтальные залежи нефелиновых сиенитов. Порода очень разнообразного сложения — то грубо, то тонкозернистая. Господствующей составной частью является богатый титаном авгит, который занимает до 75% породы, затем роговая обманка и биотит, часто во взаимном прорастании, оливин, плагиоклаз средней кислотности, нефелин, содалит, титанит и апатит. Среди щелочных пород центральной и западной Шотландии (Ayrshire) встречаются также различного типа тералиты и переходы их в ийолитовые породы.

Менее известны выходы тералитов вне Европы. Они встречаются вместе с пуласкитами и фойяитами в районе Монреаля в Канаде. На Мадагаскаре известны богатые содалитом и баркевикитом месторождения этих пород в бухте Passandava, также в связи со щелочными сиенитами.

Роувиллит (Rouvillit) (анализ 6 на стр. 206) из St. Hilaire Mt., Monteregian Hills в Квебеке, представляет переходную породу от тералитов к анортозитам (по содержанию глинозема, отношению CaO к MgO и окислам железа). О'Нейль определяет по методу Розиваля состав очень лейкократовой породы в 53,42 весовых процента плагиоклаза (№№ 50—80), 27,38% нефелина, 8,98% авгита и 4,45% роговой обманки, 4,48% железной руды и 1,33% апатита. Она встречается вместе с нефелино-содалитовым сиенитом, эссекситом, тингуаитом и камптонитом.

§ 146. *Химический характер* шонкинитов и тералитов совершенно тот же, что и у эссекситов, из которых развиваются шонкиниты при увеличении калиевого полевого шпата и нефелина и тералиты — при увеличении нефелина. Количества каждой составной части в анализах эссекситов, шонкинитов и тералитов лежат приблизительно в одних и тех же границах. У всех трех пород одинаковым образом наблюдается низкое содержание SiO_2, которое у тералитов является наиболее низким благодаря одновременному присутствию основных известково-натровых полевых шпатов и нефелина, одинаковое высокое содержание извести и щелочи и не совсем незначительное TiO_2 и P_2O_5 (см. таблицы на стр. 196, 203, 206). Вследствие этого все проекционные точки рис. 39 принадлежат к одному и тому же секстанту и густо лежат одна около другой. В общем шонкиниты отличаются от эссекситов и тералитов низким значением n; разумеется, n может быть также высоким у очень богатых нефелином шонкинитов, образующих переход к ийолитам (Katzenbuckel); k, пересчитанное для среднего анализа эссексита и шонкинита, равняется 0,75;

для основных и богатых нефелином тералитов оно равно 0,66. Хлор и SO_3, которые не всегда определяются, заключены в минералах семейства содалита.

	1	2	3	4	5	6
SiO_2 . . .	46,53	46,47	44,42	43,68	45,06	51,26
TiO_2	2,99	1,21	1,63	1,10	1,72	1,66
Al_2O_3 . . .	14,31	18,77	13,33	20,15	16,56	23,78
Fe_2O_3 . . .	3,61	3,55	9,14	2,94	4,79	1,81
FeO	8,15	4,83	6,35	8,97	7,04	2,70
MnO . .	0,22	сл.	—	0,23	0,11	0,10
MgO . . .	6,56	3,90	5,74	4,38	5,11	1,96
CaO	12,13	7,28	10,60	7,24	9,27	8,00
Na_2O . . .	4,95	3,73	5,60	7,00	5,29	6,72
K_2O	1,58	4,65	1,81	1,99	2,50	2,16
H_2O^+ . . .	0,20[1]	4,93	1,75	0,89	1,93	0,55
H_2O^- . . .	—	—	—	—	—	0,10
P_2O_5	—	0,14	0,35	1,38	0,62	неопр.
Σ	101,23	99,80	100,35	100,22	100,00	100,00
Уд. вес . .	2,96	—	3,008	—	2,98	2,77

[1] Потеря при прокаливании.

1. Тералит — Умптек, Кольский полуостров.
2. Тералит — Val dei Coccoletti, Mte. Mulatto, Predazzo — с 0,34 CO_2, богат микропертитом.
3. Тералит — Flurhübl, горы Duppau, Чехия — с 0,18 S.
4. Тералит-канадит — Sågen около Almunge, Швеция — с 0,07 Cl, 0,20 F.
5. Среднее из этих 4 тералитов (пересчитанное на 100).
6. Роувиллит — St. Hilaire, Monteregian Hills, Квебек.

Отсюда вычисляется для:

	s	a	c	f	n	ряд
1.	51,07	4,5	2	23,5	8,3	*α*
2.	55,48	7,5	5	17,5	5,5	*β*
3.	49,43	5	1	24	8,2	*α*
4.	50,11	7,5	3,5	19	8,4	*α*
5.	51,38	6	2,5	21,5	7,6	*α*

Семейство миссурита и фергусита

§ 147. Так как каждому излиянию лавы соответствует глубинная порода, о действительном существовании которой мы часто узнаем только впоследствии, если куски последней не были вынесены лавой наружу, то по существованию определенной излившейся породы неоднократно заключали о существовании соответствующей глубинной, что было подтверждено во многих случаях исследованиями. Давно уже были известны излившиеся породы — лейцитовые базальты и лейцититы, но только в недавнем прошлом удалось найти соответствующие глубинные породы — миссуриты и фергуситы.

Как *миссурит* Унд и Пёрсон описали шток, длиною 2,5 мили и в половину этой величины шириною, среди сланцев мелового возраста и вулканических выбросов Highwood Mountains в районе ручья Shonkin Creek в штате Монтана, США. Это равномерно-грубозернистая, светло- и темносерая пятнистая порода, которая состоит из 50% бледнозеленого

просвечивающего с коричневатым оттенком аллотриоморфного авгита, 15% свежего оливина без кристаллографических ограничений, 6% бурого биотита в виде листочков (которые лежат также в авгите), апатита, 5% руд железа, 16% зеленовато-белого лейцита (анализ а, см. ниже), в виде свежих неправильно-зернистых, с двойниковой штриховкой индивидов, и 8% цеолитов, которые наполовину принадлежат анальциму. Состав породы дает анализ 1. Руды, апатит и оливин, хотя также без закономерной формы, начинают кристаллизационный процесс породы; образование авгита и лейцита шло одновременно, что доказывают взаимные включения.

§ 148. *Фергуситом* Пёрсон назвал породы большого штока (Arnoux) в районе ручья Shonkin Creek в Highwood Mountains в Монтане и близлежащего небольшого месторождения, которые обе, так же как шонкинит и миссурит, имеют послемеловой возраст. Фергусит обладает светлозеленым цветом и достаточно крупным зерном в 2—5 *мм*. Он состоит преимущественно из круглых зерен бледномясного цвета, которые определяются как псевдолейцит, т. е. как смесь лейст полевого шпата и зерен нефелина в кристаллографической форме лейцита, с защемленным между ними некоторым количеством светлозеленого диопсида, сопровождаемого незначительным количеством оливина, биотита, апатита и железорудного минерала. Анализ фергусита (анализ 2) также имеет эссекситовый характер, но указывает на сильное преобладание бесцветной части (около 65%) над цветной (около 35%). Другие месторождения фергуситов до сих пор неизвестны.

[Очень интересная щелочная провинция описана В. А. Николаевым из Джебаглы в Таласском Алатау (Туркестан). Здесь фергуситы ассоциируют, с одной стороны, с богатыми K_2O нефелиновыми сиенитами, а также лейцитовыми сиенитами и по содержанию меланита дают переходные формы к бороланитам, а, с другой стороны, имеются типичные щелочные биотитовые пироксениты с примесью псевдолейцита.]

Аркитом Вашингтон называет безоливиновую порфироподобную (благодаря присутствию крупного псевдолейцита) глубинную породу из Magnet Cove в Арканзасе, которая минералогически занимает среднее положение между фергуситом и ийолитом и содержит довольно значительное количество меланита (анализ 3). Состав пересчитан на: 3,9% ортоклаза, 36,9% лейцита, 25,5% нефелина, 8,4% эгирина, 10,8% диопсида и 14,5% меланита.

	1	2	3	a
SiO_2	46,06	51,75	44,40	54,46
TiO_2	0,73	0,23	1,53	—
Al_2O_3 . . .	10,01	14,52	19,95	22,24
Fe_2O_3 . . .	3,17	5,08	5,15	0,68
FeO	5,61	3,58	2,77	—
MnO . . .	сл.	сл.	0,08	—
MgO . . .	14,74	4,55	1,75	сл.
CaO	10,55	7,04	8,49	0,10
Na_2O . . .	1,31	2,93	6,50	0,70
K_2O	5,14	7,61	8,14	18,86
H_2O . . .	1,44	2,25	1,17	2,29
P_2O_5 . . .	0,21	0,18	0,37	—
Σ	99,57	100,14	100,76	99,33
Уд. вес . .	—	—	2,770	2,465

1. Миссурит — ручей Chonkin Creek, Highwood Mountains, Монтана — с 0,05 SO_3, 0,03 Cl, 0,32 BaO, 0,20 SrO.
2. Фергусит — шток Arnoux, Highwood Mountains, Монтана — с 0,05 Cl, 0,30 BaO, 0,07 SrO, следами SO_3, Li_2O.
3. Аркит — Magnet Cove, Арканзас — с 0,01 BaO, 0,03 ZrO_2, 0,06 SO_3, 0,12 CO_2, 0,24 гигроскопической воды и следами Cl.

а. Лейцит из миссурита анализа 1.

Отсюда вычислено для:

	s	a	c	f	n	ряд	k
1.	47,75	3	1	26	2,8	δ	0,67
2.	57,97	7	1	22	3,7	δ	0,83
3.	52,42	11,5	0,5	18	5,5	β	0,52

Проекционные точки всех трех пород падают к секстанту III, вблизи стороны *AF* (таблица I, § 171), что характерно для ярких представителей щелочного ряда. Меланократовый миссурит лежит ближе всего к полюсу *F*; аркит наиболее богат представителями полевых шпатов. Соответственно этому располагается также значение k. Показательной для содержания лейцита и нефелина является величина n. В остальном анализы держатся в тех же рамках, как в эссекситах, шонкинитах и тералитах.

Семейства бесполевошпатовых, нефелиновых и содалитовых пород

§ 149. Бесполевошпатовые нефелиновые породы до сих пор найдены в ограниченном распространении и почти исключительно тесно связанными с нефелиновыми сиенитами, эссекситами и тералитами. Минералогический состав, в особенности количественное отношение бесцветной и темной составных частей и природа последней, подвергается большим колебаниям; так же нередко нефелин замещается целиком или частично содалитом или анальцимом, так что порода почти каждого месторождения представляет особый тип и обозначается отдельным названием. Мы начнем с лейкократовых типов, которые могут рассматриваться как лишенные или бедные полевым шпатом конечные звенья семейства нефелиновых сиенитов.

Уртитом называется порода, описанная Рамзаем с Кольского полуострова; она образует около Луявр-урт вытянутые массы в нефелиновом сиените, о которых нельзя с уверенностью сказать, являются ли они самостоятельными пластовыми жилоподобными телами или только трещинными шлирами. Среднезернистая, светлоокрашенная порода с темными, богатыми эгирином пятнами состоит в типичных образованиях из 82—85% нефелина, 12—16% эгирина и приблизительно 2% апатита (анализы 1 и 2 на стр. 209). * Уртит известен также из района Fen

* [Куплетский приводит следующий минералогический состав для уртитов: от 80,5% до 85,5% нефелина, 6,8—10,4% эгирина, 1,4—4,8% титано-магнетита, 2,2—4,0% сфена, 0,6—2,7% апатита и иногда 6,6% «полевого шпата» (? — ортоклаза, вероятно). Породы сильно колеблющегося состава — от меланократовых якупирангитов, всего с 5—10% нефелина, через ийолиты с 40—50% последнего, к типичным лейкократовым породам — уртитам. С ними же связаны месторождения апатито-нефелиновых пород с количеством до 84,9% апатита. Весьма большое разнообразие всех этих пород характеризуется проявлением эвдиалитовых и титанитовых ийолитов и т. д. Едва ли можно объяснить всю эту пеструю картину иначе, чем приняв за причину ее поствулканические явления щелочной магмы, вообще всегда богатой летучими, а здесь обогащенной последними в исключительной мере.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	a	b	c	d	e	f
SiO_2	45,46	45,43	41,58	39,74	39,50	47,29	41,84	49,46	43,39	44,36	45,99	36,50	44,13	41,93	34,30	27,35	46,88
TiO_2	—	—	0,22	0,13	0,25	—	—	0,16	0,20	0,22	0,18	—	—	—	5,08	16,44	1,72
Al_2O_3	26,73	28,77	30,36	30,59	30,25	15,46	28,42	23,53	23,13	28,74	23,12	31,53	10,80	8,34	4,46	1,50	2,92
Fe_2O_3	4,31	3,10	2,46	0,44	1,02	12,00	3,29	3,04	3,62	3,30	3,30	0,19	—	1,54	24,09	20,09	8,19
FeO	0,60	0,40	1,64	2,19	1,23	2,35	0,40	1,02	3,24	0,88	2,11	—	2,04	3,40	—	2,90	6,55
MnO	0,12	—	0,03	0,03	0,06	сл.	0,15	0,17	сл.	0,08	0,09	—	0,16	—	—	сл.	0,32
MgO	сл.	0,22	0,37	0,60	0,29	1,32	0,25	сл.	—	0,20	—	—	4,35	6,26	0,52	0,82	9,43
CaO	2,09	1,86	0,88	5,75	4,86	1,61	0,66	0,80	0,56	1,62	0,68	0,25	34,63	31,93	31,06	30,99	21,42
Na_2O	15,07	16,16	14,30	13,25	13,38	14,74	19,48	14,71	19,68	15,25	17,04	26,30	3,40	4,08	—	—	2,00
K_2O	4,23	3,38	5,15	3,88	5,60	1,23	2,06	4,34	1,51	4,27	2,90	0,18	сл.	0,48	—	—	0,56
H_2O^+	0,44 [1]	—	1,01	1,00	0,37	1,85 [1]	0,14	1,38	1,36	1,01	1,35	—	—	1,08	—	—	—
H_2O^-	—	—	—	—	0,07	—	0,62		0,21	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	0,07	—	0,44	—	0,04	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—
Σ	99,05	99,32	99,55	99,86	100,10	97,85	101,82	101,24	100,80	100,00	100,00	102,25	100,00	99,14	99,51	100,09	99,99
Уд. вес	—	—	—	—	2,64	—	—	2,53	2,545	—	—	2,31	—	—	—	—	3,44

1. Уртит — Луявр-урт, Кольский полуостров.
2. Уртит — там же.
3. Конгрессит — Craigmont, Онтарио — с 0,02 BaO, 0,30 Cl, 0,36 FeS_2, 0,80 CO_2, следами SO_3.
4. Монмоутит — Monmouth, Онтарио — с 0,02 Cl, 0,07 S, 2,17 CO_2, следами SO_3.
5. Уртит — Melteig, район Фен, Норвегия — с 0,01 ZrO_2, 0,06 BaO, 2,62 CO_2, 0,02 Cl, 0,05 F, 0,02 S.
6. Тавит — долина Тавайок, Луявр-урт, Кольский полуостров — со следами SO_3; Cl не определялся.
7. Тавит (содержит немного полевого шпата) — St. Hilaire Mt., Квебек — с 4,47 Cl. (Сумма после вычета 1,10 O = = 100,72.)
8. Науйяит — Kangerdluarsuk, Гренландия — с 0,38 ZrO_2, 2,25 Cl. (Сумма после вычета 0,51 O = 100,73.)

[1] Потеря при прокаливании.

9. Науйяит — Nunasarnak, Гренландия — с 0,27 ZrO_2, 3,63 Cl. (Сумма после вычета 0,82 O = 99,98.)
10. Среднее из анализов 1—3 (пересчитано на 100).
11. Среднее из обоих анализов науйяита 8 и 9 (пересчитано на 100).

a. Содалит из науйяита — Гренландия — с 7,30 Cl. (Сумма после вычета 1,65 O = 100,60.)

b. Мелилит из ункомпахрита — Колорадо — с 0,49 CO_2.

c. Мелилит из турьяита — Турья, Кольский полуостров — с 0,15 нерастворимого остатка.

d. Андрадит из мельтейгита (Melteigit) — Beaver Creek, Колорадо.

e. Иваарит из йолита — Jivaara, Финляндия.

f. Пироксен из риденита (Riedenit) — Лаахерксое озеро.

Отсюда вычисляется для:

	s	a	c	f	n	ряд
1.	54,79	25,5	0	4,5	8,4	*a*
2.	53,92	25,5	0	4,5	8,8	*a*
3.	51,18	23,5	1	5,5	8,1	*a*
7.	53,00	24,0	0,5	5,5	9,3	*a*
8.	60,90	26,5	0	3,5	8,4	*a*
9.	55,33	28,0	0	2,0	9,5	*a*
10.	53,20	24,0	0	6,0	8,4	*a*
11.	58,12	27,5	0	2,5	9,0	*a*

в Telemarken в Норвегии (анализ 5) и из окрестностей Lijdenburg (Трансвааль). Химически в близком родстве находятся породы из большого района распространения нефелиновых сиенитов Онтарио. *Конгрессит* из Craigmont (анализ 3) содержит около 72,5% нефелина, немного содалита и альбита, а из темных составных частей только слюду. *Монмоутит* (Monmouthit, анализ 4) встречается в амфиболовом фойяите городского округа Monmouth и содержит около 72% нефелина, 15% черной щелочной роговой обманки, 5% канкринита, 3% кальцита, наряду с небольшим количеством содалита, плагиоклаза и руд. Первичного или вторичного происхождения кальцит — достоверно неизвестно.

Соответствующая уртиту содалитовая порода названа — по месту первой находки в долине Тавайок около Луявр-урта — *тавитом* (анализ 6). [Породы залегают в виде жил в луявритах.] Эгирин в ней достигает длины 20 *см* и имеет вид столбиков, в которых содалит часто образует пойкилитовые вростки. Тавит в виде различных образований, с небольшим количеством полевого шпата, встречается вместе с эссекситом и нефелино-содалитовым сиенитом около St. Hilaire Mt. близ Монреаля в Квебеке. Для породы анализа 7 дается 65,2% содалита, 8,6% нефелина, 13,2% ортоклаза, 5,6% альбита и 7,4% эгирина. Другие разновидности содержат много эвдиалита или также несколько биотита. Родственные породы были описаны Уссингом с Ilimausak около Julianehaab в Гренландии под названием *науйаит* (Naujait). Они образуют пластообразную массу, мощностью в 300 *м* и 60 *кв. км* по площади, включенную между луявритом и содалитовым фойяитом. Пересчитанный химический состав породы анализа 9 дает: 54% содалита, 5% нефелина, 14% анальцима, 12% эгирина, 6% микроклина, 5% арфведсонита, 2% эвдиалита и 2% энигматита. Науйаит анализа 8 несколько богаче полевым шпатом и беднее содалитом.

§ 150. *Ййолитом* (Ijolith) назвали Рамзай и Беркхелл финскую породу, которая состоит *приблизительно из равных частей нефелина и темной составной части.*

Нормальный ййолит из Jivaara в приходе Kuusamo представляет грубо- до тонкозернистой породу, которая состоит приблизительно из 51,5% нефелина, 30% эгирин-авгита, 4,5% апатита, далее - титанита, йиваарита (богатый TiO_2 известково-железистый гранат) и продуктов превращения. Пироксен — с кристаллографическими очертаниями, нефелин аллотриоморфен. Порода возвышается в виде трех соседних вершин Jivaara, Ahvenvaara и Penikkavaara из моренного наноса, который покрывает гнейс, гранит и сиенит. Состав местами значительно меняется (анализы 1—4 на стр. 211). На Penikkavaara порода содержит

(анализ 5) кроме нефелина также анортоклаз, который срастается с небольшим количеством микропертита, и чистый эгирин. На северо-западной кромке этой вершины встречаются, повидимому в виде шлир в ийолите, эссекситовая и пироксенитовая фации (анализ 6), которые рядом с бесцветным диопсидом содержат также баркевикит и зеленый щелочно-железистый амфибол, андезин и скудный ортоклаз, тогда как нефелин, повидимому, отсутствует. На юго-западном склоне Гакман наблюдал постепенный переход в гранит (анализ 7); он объясняет происхождение этой переходной породы внедрением ийолитовой магмы в соседний гранит.

На некотором расстоянии от границы появляется часто встречающаяся пироксеновая краевая фация, в данном случае с высоким содержанием апатита (анализ 8).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	43,70	42,79	42,07	43,02	47.43	45,66	63,76	49,57	40,50
TiO_2	0,89	1.70	1,00	0,63	0,10	2,75	0,70	0,65	1,94
Al_2O_3	19,77	19,89	18,68	24,63	23,60	11,64	17,37	9,61	19,65
Fe_2O_3	3,35	4,39	1,68	3,59	4,59	3,57	0,10	5,59	3,53
FeO	3,47	2,33	4,39	2,17	1,20	10,61	1,11	4,59	3,70
MnO	сл.	0,41	0,37	сл.	—	—	0,37	0,57	0,20
MgO	3,94	1,87	3,53	1,96	0,67	11,08	0,93	1,28	3,46
CaO	10,30	11,76	10,83	5,47	4,42	9,11	1,72	13,91	12,21
Na_2O	9,78	9,31	11,00	14,81	15,08	2,60	6,69	4,90	8,64
K_2O	2,87	1,67	1,87	2,99	2,00	0,44	5,97	3,23	3,41
H_2O^+	0,89	0,99[1]	1,20	—	—	—	0,40	0,38	0,30
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	—	—	0,14
P_2O_5	1,34	1,70	2,44	0,70	—	0,26	0,16	5,98	0,71
Σ	100,30	98,81	99,66	99,97	99,09	97,72	99,28	100,26	100,44
Уд. вес	—	—	—	—	—	—	—	—	2,92

	10	11	12	13	14	15	16	17	1 8
SiO_2	41,66	46,63	43,35	40,64	41,75	39,25	38,89	40,10	43,60
TiO_2	1,95	1,12	2,06	2,24	0,58	4,02	2,45	2,98	2,44
Al_2O_3	22,75	15,03	17,35	10.58	17,04	16,01	12,69	15,50	13,60
Fe_2O_3	2,33	5,91	2,17	4,18	6,35	4,31	7,46	6,35	3,95
FeO	6,08	5,09	7,76	4,18	3,41	9,64	2,96	7,29	6,95
MnO	0,14	сл.	0,30	0,28	сл.	0,35	0,16	—	—
MgO	3,11	3,47	4,20	6,47	4,71	4,24	5,01	8,41	10,20
CaO	7,76	11,23	10,03	19.91	14.57	13,42	18,65	12,40	12,10
Na_2O	8,81	8,16	9,38	4,75	6,17	4,92	4,90	3,37	3,74
K_2O	3,12	1,96	2,17	1,86	3,98	2,26	2,19	1,67	0,69
H_2O^+	1,50	0,35	0,89	0,27	0,62	0,80	0,70	0,87[1]	2,75
H_2O^-	0,03	—	—	0,14	0,28	—	0.36	—	—
P_2O_5	0,10	—	—	1,91	1,09	0,91	1,78	1,28	0,43
Σ	99,89	98,95	99,66	99,90	100,60	100,13	99,73	100,22	100,45
Уд. вес	—	—	2,966	3,10	3,084	—	—	—	—

[1] Потеря при прокаливании.

	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO_2	39,26	39,59	39,31	31,41	38,57	43,10	40,19	41,31
TiO_2	1,66	2,45	1,68	3,88	1,71	1,21	2,36	2,67
Al_2O_3	15,75	17,33	15,62	10,33	5,79	19,56	15,34	14,42
Fe_2O_3	4,88	2,53	4,88	7,91	5,41	3,16	6,08	5,08
FeO	3,14	8,19	6,51	6,10	3,33	3,42	5,37	7,03
MnO	—	—	0,25	0,27	0,16	0,26	0,17	—
MgO	3,62	3,15	4,87	6,93	8,44	3,13	4,68	9,18
CaO	16,60	9,79	13,92	18,90	30,72	11,02	15,64	12,09
Na_2O	7,50	6,70	4,43	4,38	2,34	10,09	5,36	3,50
K_2O	3,03	7,63	2,69	3,85	0,42	2,15	2,83	1,16
H_2O^+	0,94	0,43	1,39	0,98	0,62	1,06	0,71	2,71
H_2O^-	—	—	0,51	0,13	0,34	—	—	—
P_2O_5	3,28	1,10	0,19	4,14	0,83	1,84	1,27	0,85
Σ	99,66	99,72	99,60	99,80	100,64	100,00	100,00	100,00
Уд. вес	2,993	2,908	—	—	—	—	—	—

[1] Потеря при прокаливании.

1. Ийолит — Jivaara, Финляндия — среднезернистая разновидность.
2. Ийолит — там же — содержит ниваарит.
3. Ийолит — там же — тонкозернистая разновидность; содержит 0,60 CO_2.
4. Ийолит — там же — очень богат нефелином.
5. Шлиры в ийолите, содержащие полевой шпат — Penikkavaara около Jivaara.
6. Пироксенитовые шлиры в ийолите — там же.
7. Переходные породы от ийолита к граниту — Ahvenvaara около Jivaara.
8. Разновидности, очень богатые пироксеном и апатитом — Ahvenvaara.
9. Ийолит — Melteig, район Фен, южная Норвегия — с 0,08 ZrO_2, 0,09 BaO, 1,66 CO_2, 0,02 Cl, 0,07 F, 0,13 S.
10. Ийолит — река Ice, Британская Колумбия — с 0,40 CO_2, 0,02 Cl, 0,08 S, 0,05 SO_3.
11. Ийолит (переход к мельтейгиту) — долина Кальйок, Кольский полуостров.
12. Ийолит (переход к мельтейгиту) — Тахтарвум, Кольский полуостров.
13. Мельтейгит —Melteig, район Фен, южная Норвегия — с 0,10 ZrO_2, 0,11 BaO, 2,08 CO_2, 0,03 Cl, 0,12 F, 0,05 S.
14. Мельтейгит — Magnet Cove, Арканзас — с 0,05 ZrO_2.
15. Мельтейгит — река Ice, Британская Колумбия.
16. Мельтейгит — North Beaver Creek, Колорадо — с 0,02 ZrO_2, 0,66 CO_2, 0,60 S, 0,25 SO_3.
17. Фазинит, содержащий оливин — Ambaliha, Мадагаскар.
18. Бекинкинит — Bekinkina, Мадагаскар.
19. Зернистая нефелиновая порода (выброс) — вулкан Kelimassi, восточная Африка — со следами SO_3.
20. Зернистая нефелиновая порода (выброс) с лейцитом и мелилитом — вулкан Niragongo, восточная Африка — с 0,68 CO_2, 0,07 SO_3, 0,08 S.
21. Риденит — район Лаахерского озера — с 2,18 SO_3, 0,36 Cl, 0,41 CO_2.
22. Турьяит — Турья, Кольский полуостров — с 0,44 CO_2, 0,15 S.
23. Уникомпахгрит — Uncompahgre Quadrangle, Колорадо —с 0,02 ZrO_2, 1,28 CO_2, 0,03 S, 0,28 BaO, 0,35 SrO.
24. Среднее из ийолита 1—3 из Jivaara (пересчитано на 100).
25. Среднее из мельтейгита 14—16 (пересчитано на 100, за вычетом H_2O^-).
26. Среднее из фазинита и бекинкинита 17 и 18 (пересчитано на 100).

Отсюда вычисляется для:

	s	a	c	f	n	ряд		s	a	c	f	n	ряд
1.	49,19	10,0	0,5	19,5	8,4	α	17.	45,49	3,0	3,5	23,5	7,5	α
2.	50,33	10,0	1,5	18,5	8,9	α	18.	47,98	3,0	3,0	24,0	8,9	α
3.	48,58	11,0	0	19,0	9,0	α	22.	38,09	4,0	0	26,0	6,3	β
14.	46,13	6,5	1,0	22,5	7,0	β	24.	49,24	10,0	0,5	19,5	8,8	α
15.	46,67	5,0	2,5	22,5	7,7	α	25.	45,89	5,5	1,5	23,0	7,4	β
16.	44,88	4,5	1,0	24,5	7,7	α	26.	46,73	3,0	3,0	24,0	8,2	α

Близко родственной финляндским ийолитам, часто содержащей подобно последним ийваарит, является порода с острова Alnö около Sundsvall в Ботническом заливе, находящаяся в тесной связи с фойяитом этого района. Далее ийолиты известны из района Fen в южной Норвегии (анализ 9), с реки Ice в Британской Колумбии (анализ 10). Более бедны нефелином и более богаты темной составной частью ийолиты, прорывающие нефелиновые сиениты во многих местах Умптека на Кольском полуострове; они образуют переходы к следующим группам пород. Тип из долины Кальйок (Kaljoktal) содержит из темных составных частей эгирин-авгит и наряду с ним немного биотита (анализ 11), в другой породе из долины Тахтарвум (анализ 12) преобладает арфведсонитоподобная роговая обманка, подчиненно содержится эгирин-авгит и много мозандрита.

[Ийолиты Кольского полуострова (Партомчорраа, Юкспора, Кукисвумчорра) содержат: от 48,0 до 68,9% нефелина, 20,8 — 35,0% эгирина, 2,4 — 12,0% титано-магнетита, 4,0—5,1% титанита, 0,0—1,4% апатита и 3,4—6,7% полевого шпата, вероятно ортоклаза. В бывшем в моих руках валуне я обнаружил также канкринит, меланит, кальцит и весьма редкий флюорит. Известны ийолиты и из Туркестана.]

§ 151. В то время как уртиты и ийолиты богаты нефелином, в других принадлежащих сюда породах значительно преобладает над нефелином темная составная часть; их раньше также называли ийолитами, теперь же, по примеру Брёггера, называют особо. *Мельтейгитом* он называет меланократовые породы с зеленым пироксеном (диопсид, эгирин-авгит или эгирин); они образуют продолжение ряда уртит — ийолит. Как типичную породу можно рассматривать мельтейгит из деревни Melteig в области Фен (анализ 13). Он содержит по пересчету Брёггера 25% нефелина + канкринита, 47% эгирин-авгита и 6% биотита; значительное содержание кальцита (5,5%) рассматривается как магматический продукт. Далее в нем содержатся титанистый гранат и микролит, который в форме корродированных октаэдров является наиболее ранней составной частью.

В том же районе Брёггером были описаны явления, похожие на те, о которых упоминалось выше при описании финских ийолитов с горы Ahvenvaara. Между ийолитами и мельтейгитами, с одной стороны, и гранито-гнейсом — с другой, передвигаясь шаг за шагом, можно проследить переходные формы — *фениты* (Fenite) и *твейтазиты* (Tveitasite), образование которых объясняется частью расплавлением гнейса, частью впитыванием в него магматических растворов. Ширина этой переходной зоны достигает иногда 200 *м*, но часто бывает также в несколько метров.

Мельтейгиты известны далее из Magnet Cove в Арканзасе (анализ 14), из района реки Ice в Британской Колумбии (анализ 15) и с North Beaver Creek, Uncompahgre Quadrangle в Колорадо (анализ 16).

В отличие от мельтейгитов меланократовые нефелиновые глубинные породы с титан-авгитом, представляющим существенную составную часть и богатым глиноземом, называют *фазинитами*, таковые же с баркевикитом — *бекинкинитами*; среди обоих можно различать типы, богатые и бедные оливином. Они были описаны первоначально из Мадагаскара. Анализ 17 относится к содержащему оливин фазиниту из Ambaliha, анализ 18 — к бекинкиниту из Bekinkina; химические различия между ними не велики. Они являются химическими эквивалентами нефелиновых базальтов среди излившихся пород и камптонитов и мончикитов среди жильных. В виде

отдельных выбросов различные типы нефелиновых глубинных пород встречаются около восточноафриканских вулканов — Килиманджаро, Kelimassi, Niragongo и др. Они представляют эндогенные включения в нефелинитах и обнаруживают генетическую связь с глубинными и излившимися породами. Такой выброс из кратера Niragongo в районе озера Kiwu содержит наряду с нефелином лейцит и мелилит. Анализы 19 и 20 относятся к таким породам африканского грабена.

Среди исключительно разнообразных выбросов района Лаанхрского озера находятся также зернистые нозеан-биотит-пироксеновые породы, которые Браунс назвал *риденитами* (Riedenite, анализ 21); в них нефелин замещен нозеаном. Состав их пироксена дает анализ f на стр. 209.

§ 152. Содержащие *мелилит* глубинные породы до самого последнего времени были неизвестны в естественных обнажениях. На полуострове Турьем (юго-западная часть Кольского полуострова) Рамзай открыл небольшой район нефелиновых сиенитов и среди последних богатый мелилитом тип, который он назвал *турьяит*. * Это довольно грубозернистая порода, с видимыми макроскопически многочисленными до сантиметра величиной табличками слюды, к которым присоединяются нефелин и слегка красноватый, сильно двупреломляющий, оптически отрицательный мелилит (анализ c на стр. 209). Пересчет 22 анализов дает состав: около 32% лепидомелана, 17% нефелина, 35% мелилита, наряду с большим количеством руд железа, немного апатита, меланита, кальцита и перовскита (?). В Uncompahgre Quadrangle в Колорадо встречается также в сообществе ийолита грубозернистая глубинная порода, которая состоит главным образом из мелилита и диопсида с подчиненными биотитом, перовскитом, апатитом и магнетитом. Крупные индивиды мелилита занимают приблизительно 67% всей породы (анализ b на стр. 209) и часто пойкилитово прорастают другими составными частями. Состав этой породы, названной *уинкомпахгритом*, дает анализ 23 на стр. 212.

Если сделать обзор анализов глубинных пород, входящих в это семейство, не рассматривая местных шлиров и краевых пород (анализы 5—8 на стр. 211), то получается, что все они обладают довольно основным характером; SiO_2 превышает 45% только в редких случаях и спускается в турьяите до 31%. В лейкократовых типах — уртите, тавите и науйаите содержание глинозема и щелочей падает (последних — ниже 20%), являясь вообще наиболее высоким, известным среди изверженных пород. Количество MgO является исключительно малым для таких бедных кремнекислотой пород; то же отчасти можно сказать и относительно извести. У ийолитов и мельтейгитов количество Al_2O_3 и щелочей падает, тогда как содержание извести сильно увеличивается; она связана в молекулах диопсида, известково-железистого граната, апатита и частично перовскита и кальцита. Известково-натровый полевой шпат здесь также совершенно отсутствует. В фазините и бекинкините количество MgO увеличивается сильнее; магнезия заключена здесь в оливине и баркевиките.

Все породы этого семейства являются яркими представителями щелочного ряда; точки проекций лейкократовых пород лежат на стороне *AF* треугольника проекций, точки меланократовых лишь немного от нее удалены. Из подсчитанных пород только оливиновый фазинит из Аш-

* [См. примечание к § 110.]

baliha перешел на правую половину треугольника. Здесь также атомная группа C связана не в полевых шпатах, а в титанистом пироксене, который составляет 67% породы.

Проекционные точки этого семейства представлены не для отдельных пород, а обозначены пересчитанные в таблице 1 § 170 средние величины.

Семейство анортозитов

§ 153. *Анортозитами называются гипидиоморфно-зернистые глубинные породы, состоящие почти исключительно из плагиоклаза — среднекислого или основного.* Геологически анортозиты весьма часто связаны с диоритовыми, габбровыми и в особенности норитовыми породами, из которых они развиваются при уменьшении цветных минералов. Значительно реже анортозиты встречаются в сообществе с основными щелочными породами (эссекситы, шонкиниты и тералиты); в § 140 указывается такое месторождение в горах Brome. С другой стороны, анортозиты выходят в громадных, повидимому геологически самостоятельных массивах. В области Morin, севернее Монреаля, типичные анортозиты занимают площадь в 2 500 *кв. км*, а на реке Saguenay и озере St. John севернее Квебека даже около 30 000 *кв. км*. Это оправдывает выделение анортозитов в самостоятельную группу.

[Следует также указать, что совершенно незначительное распространение анортозитов на Урале, столь богатом породами группы габбро, в такой же мере подтверждает выделение их Розенбушем в особое семейство. Говоря таким образом, я имею в виду только анортозиты.]

§ 154. Господствующим полевым шпатом является лабрадор или битовнит. Как правило, он лилово-серого, коричневого, почти черного цвета, как в гиперитах и во многих габбро. Подобная окраска обусловлена пылеобразно распределенными включениями. Если под влиянием давления величина зерна уменьшается, то включения исчезают, окраска переходит в белую, и анортозиты приобретают облик зернистых мраморов. Реже полевой шпат принадлежит анортиту или андезину; последний часто сопровождается незначительным количеством микропертита или антипертита. Акцессорными минералами являются прежде всего моноклинные и ромбические пироксены с теми свойствами, которые были указаны для них в группе габбро (только диаллаговая отдельность возникает значительно реже), затем роговая обманка и всего реже биотит. При появлении оливина возникают оливиновые анортозиты, образующие переход к троктолитам. Рудный минерал представлен главным образом ильменитом. Красный обыкновенный гранат составляет нередкую примесь, иногда равномерно распределенную, иногда сосредоточенную вблизи контактов с кристаллическими сланцами, как это наблюдается в канадских анортозитах. Это приложимо и для всегда редкого циркона.

Развитие составных частей аллотриоморфное, если не принимать во внимание акцессорных минералов более раннего выделения; как полевой шпат, так и пироксены имеют зернистую форму. Железосодержащие минералы часто собираются в скопления, шлиры или полосы, что обусловливает появление полосатых текстур. В оливиновых разностях вокруг оливина в местах соприкосновения с полевым шпатом наблюдаются келифитовые оболочки, аналогичные таковым в гиперитах и оливиновых габбро.

§ 155. Анортозиты имеют весьма широкое распространение вдоль восточного края Канадского щита. От берегов Лабрадора под 52° северной широты до области Монреаля следует ряд выходов, продолжение которых наблюдается на северном берегу озера Гурон и в области озера Rainy на границе Миннезоты и Онтарио.

Распространены анортозиты также в горах Adirondak и в районе озера Champlain в штате Нью-Йорк.

В Индостане анортозиты связаны со своеобразной группой изверженных пород, получивших название *чарнокитового ряда*. Собственно чарнокит представляет собой гиперстеновый гранит, отличающийся содержанием голубого кварца, голубоватого микропертита и красного граната. Чарнокит является крайним звеном в ряду кварцевых гиперстеновых диоритов, норитов и богатых гиперстеном пироксенитов, содержащих часто гранат и микропертит (последний отсутствует в пироксенитах). Роговая обманка и моноклинные пироксены широко развиты, биотит же очень скуден. Этот чарнокитовый ряд образует группу, несомненно параллельную щелочному и щелочноземельному рядам. По своему химическому составу он присоединяется к щелочноземельному ряду, как это видно из анализов 17—20 (стр. 218).

В сходных парагенетических соотношениях находим анортозиты, названные *лабрадоровыми породами*, в юго-западной Норвегии в областях Экерзунд (Soggental) и Берген. Массив Экерзунд в 1 450 *кв. км* сложен почти исключительно анортозитами. Они переходят в нориты, от которых следует ряд пород до кислых гиперстеновых гранитов, биркремитов (Birkremit), совершенно соответствующих чарнокитовому ряду. В случае содержания первичного кварца в основной массе породы возникают в подчиненном количестве наряду с основными плагиоклазами также микропертитовый ортоклаз, реже микроклин, в то время как цветные минералы остаются теми же. Таким образом возникает ряд пород, названных Кольдерупом лабрадоровыми норитами, монцонитами, банатитами, адамеллитами, теперь же объединенных под именем *мангеритов* и *кварцевых мангеритов*.

В Житомирском и Овручском районах (Волынь) выходят анортозиты с небольшим содержанием оливина, названные Хрущовым *пертитофирами* за обилие в них микропертитовых полевых шпатов. Породы чарнокитового ряда находятся далее на Слоновом берегу западной Африки. Анортозиты однако отсюда еще неизвестны.

В Германии чарнокито-анортозитовый ряд встречен в гранулитовой формации Саксонии, в фации кристаллических сланцев. Аналогичное развитие имеют они в области р. Анабар в Сибири.

Роговообманковые анортозиты с битовнитом в качестве полевого шпата и часто со значительным содержанием корунда описаны Миллером из городских районов Hinchinbrooke, Bedford и Sherbrooke в Онтарио. Это единственная область, где указанные породы находятся вместе с элеолитовыми сиенитами, также содержащими корунд. Должны ли быть отнесены к анортозитам анортито-корундовые породы Кыштымского округа на Урале, названные Морозевичем *кыштымитами*, но открытые еще Г. Розе, — пока не установлено твердо. В неориентированной зернистой массе анортита (Г. Розе назвал его барзовитом) и небольшого количества темнозеленой шпинели выделяются призматические и дигексагональные кристаллы корунда, содержание которого в породе

поднимается почти до 60%; в меняющемся количестве он может быть замещен шпинелью. Циркон и апатит являются скудными примесями. Кыштымит образует интрузивную массу в граните или гранито-гнейсе.

§ 156. Химический состав анортозитов естественно должен быть очень близок к химическому составу среднекислых плагиоклазов, что мы и видим в анализах 2—12 на стр. 218.

Высокое содержание Al_2O_3 и CaO, наряду с малым, иногда исчезающим количеством MgO и FeO, при среднем содержании SiO_2, настолько характерно, что возможность смешать их с другими изверженными породами совершенно исключается. Ряд анализов показывает очень хорошо,

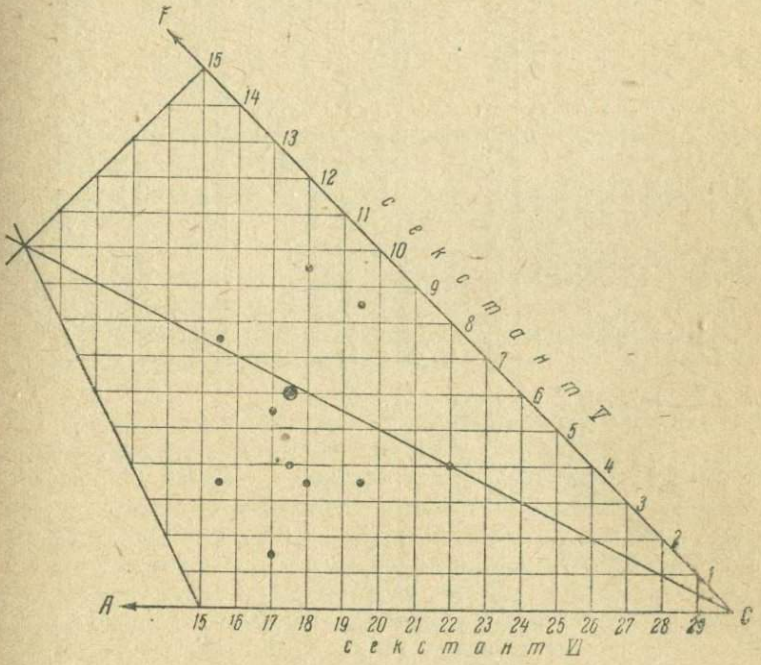


Рис. 40. Проекции анализов анортозитов 2—12 (стр. 218). Средний анализ 13 — двойной величины.

как при уменьшении SiO_2 увеличивается содержание CaO за счет Na_2O. Коэфициент n лежит очень высоко у типичных анортозитов, все анализы принадлежат *α*-ряду. Коэффициент n в среднем дает величину 0,94 (для чистых полевых шпатов он равен 1,0). Обращает на себя внимание также положение проекционной точки (рис. 40) в секстанте *VI* вблизи угла *C* и стороны *AC*. На самой линии *AC* должны расположиться чистые полевые шпаты.

Породы, переходные в химическом отношении к лейкократовым гранитам, чьи проекции располагаются в секстанте *I* в соседстве с линией *AF*, до настоящего времени насчитываются лишь единицами. Сюда принадлежит *олигоклазит* из Presten, на Лофотенских островах (анализ 1), состоящий преимущественно из олигоклаза с небольшим количеством калиевого полевого шпата, роговой обманки и граната.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	64,98	57,34	54,62	54,47	54,45	53,43	53,02	52,61	49,78	47,25	46,24	45,78	51,10	31,59	0,60	2,41	77,47	63,85	50,04	47,44
TiO_2	—	0,40	—	—	—	—	0,12	0,23	—	—	—	—	0,25	18,49	41,75	11,10	0,26	0,83	1,93	1,29
Al_2O_3	19,50	24,90	26,50	26,45	28,05	28,01	27,75	27,15	29,37	31,56	29,85	30,39	27,84	8,54	—	9,05	11,00	14,87	11,65	5,36
Fe_2O_3	2,51	1,10	0,75	1,30	0,45	0,75	2,92	4,05	0,34	—	1,30	1,33	1,41	2,36	22,11	43,01	1,04	2,32	2,63	3,13
FeO	0,30	0,94	0,56	0,66	—	—	—	—	0,60	2,29	2,12	1,22	1,19	24,52	31,01	28,29	2,02	5,07	15,76	12,42
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,18	—	сл.	—	0,04	—	0,28	0,30	—	0,15	—	0,15
MgO	0,50	0,25	0,74	0,69	—	0,63	0,93	1,55	1,01	0,27	2,41	2,14	1,05	10,70	3,15	4,26	0,43	3,29	5,58	19,96
CaO	3,70	7,99	9,88	10,80	9,68	11,24	10,12	9,96	11,86	15,39	16,24	16,66	11,66	2,25	0,55	0,20	1,02	4,48	7,89	7,60
Na_2O	6,09	5,37	4,50	4,37	6,25	4,85	4,67	4,53	4,39	2,52	1,98	1,66	4,05	1,03	—	—	2,86	3,72	3,08	0,48
K_2O	2,01	1,23	1,23	0,92	1,06	0,96	0,81	0,78	0,46	0,37	0,13	0,10	0,73	0,15	—	—	4,14	1,09	0,89	0,10
H_2O	—	0,33[1]	0,91	0,53	0,55	сл.	—	—	1,76	0,40	—	0,51[1]	0,68	—	—	1,15	0,25	0,11	0,19	0,08
P_2O_5	—	сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	0,02	0,013	—	0,08	0,20	0,27
Σ	99,59	100,25	99,70	100,19	100,49	99,87	100,34	100,86	99,80	100,05	101,35	99,79	100,00	99,65	99,47	100,149	100,59	99,95	99,64	100,69
Уд. вес	—	—	—	—	2,69	2,673	—	—	2,676	2,70	2,85	2,83	2,74	—	—	4,87	2,67	2,77	3,02	3,33

1. Олигоклазит — Presten, Лофотенские об-ва, Норвегия.
2. Анортозит (андезинит) — ров у Бергена, Норвегия.
3. Анортозит — Keene, Нью-Йорк.
4. Анортозит — Mt. Marcy, Нью-Йорк.
5. Анортозит — Rawdon, область Morin, Канада.
6. Анортозит — Nain, берег Лабрадора.
7. Анортозит — Lister, Норвегия.
8. Анортозит — Экерзунд, Норвегия.
9. Анортозит — Carlton Peak, Миннезота.
10. Анортозит — Beaver Bay, Миннезота.
11. Анортозит — река Seine, район озера Rainy, Канада.
12. Анортозит — Burnt Head, Мэн.
13. Среднее из анализов 2—10 (перечислено на 100).
14. Ильменитовый норит — жила Stor около Soggendal, юго-западная Норвегия — жила в лабрадорите.
15. Ильменитит из лабрадорита — Ankershus в Экерзунде.
16. Магнетит-шпинелевая порода —Ruoutevare, шведская Лапландия — с 0,14 Cr_2O_3, 0,21 V_2O_3, 0,016 S.
17. Чарнокит — St. Thomas Mt., Мадрас, Ост-Индия.
18. Кварц-гиперстеновый диорит чарнокитового ряда — Yercand, Shevaroy Hills, Мадрас — с 0,04 SrO, 0,15 SO_3, следами ZrO_2.
19. Роговообманковый норит чарнокитового ряда — St. Thomas Mt., Мадрас.
20. Бахиаит (роговообманковый гиперстенит) чарнокитового ряда — Panumal Hill, Pallavarami, Мадрас — с 0,07 Cr_2O_3, 0,34 S.

[1] Потери при прокаливании.

Отсюда вычисляется для:

	s	a	c	f	n	ряд
1.	71,82	15,0	9,0	6	8,2	*a*
2.	64,90	11,0	15,5	3,5	8,7	*a*
3.	62,01	8,5	17,5	4	8,5	*a*
4.	61,22	7,5	17,0	5,5	8,8	*a*
5.	61,61	11,5	17,0	1,5	9,0	*a*
6.	60,20	8,5	18,0	3,5	8,8	*a*
7.	59,64	7,5	17,0	5,5	9,0	*a*
8.	58,86	7,0	15,5	7,5	9,0	*a*
9.	57,40	7,0	19,5	3,5	9,4	*a*
10.	54,14	4,0	22,0	4	9,1	*a*
11.	51,62	2,5	18,0	9,5	9,4	*a*
12.	51,78	2	19,5	8,5	9,6	*a*
13.	58,15	6,5	17,5	6	8,9	*a*

§ 157. Подобно тому как это наблюдается в отношении пород группы габбро, в тесной связи с анортозитами выходят рудные массы, большей частью со значительным содержанием титана. Они образуют частью самостоятельные жилы, частью шлировые выделения и тогда связаны постепенными переходами с главной породой. Таковы ильменитовые нориты и ильменититы области Экерзунд. Ильменитовый норит жилы Stor (анализ 14) при мощности в 50 *м* может быть прослежен по простиранию на 4 *км* и представляет собой переходный член между норитом и ильменитом; ильменитит (анализ 15) состоит почти нацело из титанистого железняка.

При Ruoutevare (в шведской Лапландии) в анортозитах встречаются почти бессиликатные железорудные массы, состоящие преимущественно из магнетита и ильменита, наряду с которыми встречаются плеонаст. корунд, гидраргиллит, хёгбомит и немного магнитного колчедана. Химический состав такой *магнетито-шпинелевой* породы показан в анализе 16.

В анортозите из St. Urbain (Квебек) встречаются линзы и жилы, состоящие из ильменита, проросшего железным блеском, и — в подчиненном количестве — андезина, плеоначта и биотита. Ильменит содержит рутил и сапфирин. Эти породы, названные *урбэнитами*, должны рассматриваться как магматические выделения.

Семейство перидотитов и пироксенитов

§ 158. *Перидотиты и пироксениты представляют собой крайние бесполевошпатовые члены диоритов и габбро, а также тералитовых пород*; под последними мы разумеем эссекситы, шонкиниты, тералиты, миссуриты и ийолиты. Мы наблюдаем рассматриваемые породы в геологической связи с перечисленными, и они соединены друг с другом постепенными переходами (появление некоторого количества основного плагиоклаза или фельдшпатидов). Определение «бесполевошпатовые» должно также исключать и наличие фельдшпатидов (лейцита, нефелина и минералов содалитовой группы).

В их строении участвуют оливин, диаллаг, ромбический пироксен, роговая обманка, биотит, рудные минералы, шпинель и иногда гранат.

В некоторых местностях встречаются перидотиты, богатые корундом, как, напр., в штате Южная Каролина (США). Структура их зернистая, как в глубинных породах, с размерами составных частей от малых и до

значительных. Перидотиты и пироксениты отличаются друг от друга тем, что в первых оливин является преобладающей составной частью, в последних же, наоборот, отсутствует совершенно или же присутствует в виде незначительных следов. Оливин в перидотитах часто образует идиоморфные зерна, которые без всякой закономерности врастают в более крупные кристаллоиды других составных частей (пойкилитовая структура). В тех случаях, когда породы переходят в серпентин, — а это является общераспространенным явлением, — этому процессу подвергается в первую очередь оливин, образующий тусклые пятна на еще блестящих плоскостях спайности своего хозяина — диаллага, амфибола, бронзита или гиперстена.

Установить отличие между перидотитами и пироксенитами, связанными, с одной стороны, с породами щелочного ряда, с другой — с породами щелочноземельного ряда, по минералогическому составу или химическим взаимоотношениям возможно только в редких случаях; как правило, они являются в обоих случаях одинаковыми. Только присутствие щелочных пироксенов, щелочных амфиболов или ограниченного количества заместителей полевых шпатов дает возможность установить принадлежность их к щелочному ряду.

§ 159. Слюдяной перидотит (оливиново-слюдяная порода Коха) встречается в виде линзообразных залежей в норите в Kaltes Tal около Гарцбурга. Он состоит (анализ 15 на стр. 223) из зернистой смеси оливина с темнокоричневыми табличками биотита (анализ 3 на стр. 221), с большим количеством шпинели интенсивно голубовато-зеленой до серой, небольшим количеством ильменита и местами с очень ограниченным количеством основного плагиоклаза, а также с разбросанным там и сям авгитом. От всех других перидотитов этот тип отличается высоким содержанием калия.

Породы подобного минералогического состава находятся в виде жил в верхнепалеозойских сланцах в Кентуки, а также в округах Crittenden и Elliott и сильно серпентинизированы; здесь вместо шпинели гарцских пород наблюдается обильный перовскит; подобные же породы встречаются в Pike co. (Арканзас) в нижнем мелу и в районе Syracuse (штат Нью-Йорк) в силурийских сланцах. В этих последних в одной из жил Смис наблюдал мелилит. Структура здесь отчасти порфировая. По Холлэнду слюдяной перидотит образует многочисленные жилы, не превышающие своей мощностью 3 футов (9,1 *м*), в угольных районах Giridih, Darjeeling и в других местах Ост-Индии. Возраст их приблизительно триасовый. В контакте с ними угли уплотнены и ококсованы, углистые песчаники превращены в бухиты. Это вязкие черные породы с биотитом, достигающим величины 2 *мм*, с блестящим оливином и иголками апатита. Содержание P_2O_5 достигает 5,23%. При выветривании они становятся зелеными, обогащаясь обильным карбонатом. Структура меняется от голокристаллической до гипокристаллически-порфировой. Кроме главных составных частей они содержат апатит, магнетит, хромит, ильменит, перовскит, авгит и антофиллит. Судя по описанию порода напоминает собой во многих отношениях альнёит.

Быть может сюда же относятся алмазоносные кимберлиты (Льюис) из южной Африки, обладающие порфировой структурой и напоминающие североамериканские слюдяные перидотиты. Породы эти образуют преимущественно трубки, жерловины, реже настоящие жилы;

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	42,81	40,05	36,12	39,63	52,97	54,53	53,63	51,80	53,93	41,32	40,43	0,55	—
TiO_2	—	0,07	7,68	1,04	—	—	—	0,13	—	0,16	—	—	—
Al_2O_3	—	0,39	14,89	12,67	1,94	1,93	4,07	2,21	1,90	21,21	19,13	62,09	56,00
Cr_2O_3	0,79	0,24	—	—		0,30	1,30	0,51	0,70	0,91	2,12	2,62	8,00
Fe_2O_3	2,61	2,36	7,25	2,53	—	1,70	—	1,29	5,97	4,21	4,94	2,10	—
FeO	7,20	7,14	5,93	2,61	4,52	8,92	8,92	3,50	2,67	7,93	8,66	17,56	24,90
MnO	отсутств.	0,20	—	сл.	—	0,28	—	сл.	—	0,34	0,12	сл.	—
NiO	0,26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	45,12	46,68	15,12	23,83	17,49	29,51	12,48	17,76	20,08	19,32	20,33	15,61	10,30
CaO	от сутств.	1,16	0,68	1,02	20,47	2,25	20,37	20,99	13,11	4,94	4,44	0,16	—
Na_2O	—	0,08	1,56	0,45	1,77	—	—	—	—	0,07	—	—	—
K_2O	—	0,21	9,35	10,73	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O	0,57	0,80	1,05	2,88	0,58	1,14	—	0,65	1,63	0,17	—	—	—
P_2O_5	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	99,36	99,42	100,08	100,19	99,74	100,56	100,37	98,84	99,99	100,58	100,17	100,69	101,20
Уд. вес	—	3,377	2,992	—	3,27	3,300	3,28	3,308	—	3,673	3,72	3,89	4,08

1. Оливин из гарцбургита — Douglas co., Орегон, США.
2. Оливин из дунита — Elliott co., Кентуки, США — с 0,14 гигроскопической воды.
3. Слюда из слюдяного перидотита — Kaltes Tal около Гарцбурга — с 0,45 гигроскопической воды.
4. Слюда — De Beers Grube, южная Африка — с 0,28 гигроскопической воды, 2,47 неопределяемой потери при прокаливании, 0,05 F, следами Li_2O.
5. Смарагдит из кимберлита — южная Африка.
6. Бронзит из вебстерита — Hebbville, Балтимора, Мериланд.
7. Диаллаг (хромдиопсид) из лерцолита — Пиренеи.
8. Диаллаг из вебстерита — Hebbville, Балтимора, Мериланд.
9. Хромдиопсид из кимберлита (синяя земля) — рудник Colossus, Родезия.
10. Пироп из дунита — Elliott co., Кентуки. (Вода является гигроскопической.)
11. Пироп из кимберлита (синяя земля) — рудник Colossus, Родезия.
12. Шпинель из роговобманково-гиперстенового роговика — между S. Meadow и Moore Creek, Монтана, США.
13. Пикотит из лерцолита — Пиренеи — с 2,00 кремнистого остатка.

они известны в формации Кагоо в районе р. Оранжевой в Трансваале, (юго-западная Африка), в Родезии и у Катанги в Бельгийском Конго. Состоят они существенно из оливина, бронзита, хромсодержащего диопсидового пироксена, флогопитовой слюды; в состав их входят также ильменит, хромит, перовскит и гранат (пироп). Синяя земля является отчасти измененным кимберлитом, отчасти кимберлитовым туфом или кимберлитовой брекчией. Различают разновидности бедные слюдой, приближающиеся к верлитам и гарцбургитам, и разности богатые слюдой, обнаруживающие большое сходство с альнёитами (жильные породы, богатые мелилитом и слюдой). В совершенно единичных случаях было доказано также присутствие в них нефелина и мелилита, так что быть может их следует причислить к щелочным породам.

Кимберлиты обычно содержат большое количество обломков богатых углистым веществом сланцев, углерод которых отчасти идет на образование алмазов. С другой стороны, в них находят глыбы вторичного происхождения, состоящие существенно из диопсида и граната с зернистой структурой и представляющие собой глубинные выбросы кимберлитовой магмы. Эти глыбы (гриквaиты) точно также содержат алмазы. Несомненно, что этот минерал возник из кимберлитовой магмы; об этом же говорят и опыты, произведенные Фридлендером и Хасслингером, и вероятно содержание углистого вещества в магме обусловлено не чуждыми включениями.

[Вообще необходимо отметить, что все вышеупоминавшиеся слюдяные перидотиты представляют собою довольно загадочные породы. При ознакомлении с работой Коха о слюдяном перидотите Гарцбурга, приведенном выше Розенбушем, невольно возникает вопрос, не может ли этот слюдяной перидотит представлять собою сильно контактово-переработанных слоев тех осадочных пород, параллельно простиранию которых расположены длинные и тонкие его линзы. Макроскопически порода напоминает собою скорее кристаллический сланец. Под микроскопом структура породы — панидиоморфная, как совершенно правильно называет ее П. Н. Чирвинский. Розенбуш в своем справочнике говорит об «одинаковом, повидимому, возрасте» (einscheinend gleichaltrig) оливина и биотита, но структуру почему-то называет нормальной гипидиоморфно-зернистой. Состав же этого гарцбургского перидотита также весьма колеблющийся для нормальной изверженной породы. Выше мы видели, что Розенбуш говорит о «большом количестве» (viel) шпинели и о присутствии «там и сям небольшого количества авгита и местами очень малого количества плагиоклаза». В моих шлифах плагиоклаз отсутствует совершенно, вместо авгита присутствует ромбический пироксен в количестве едва ли большем полупроцента, и шпинель находится в виде следов (0,04 *кв. мм* на всю площадь шлифа в 3 *кв. см*). Имеются, кроме того, два количественно-минералогических подсчета состава породы у П. Н. Чирвинского (среднее объемное по трем шлифам; первые цифры) и у J. Marcet-Riba (повидимому по одному шлифу; цифры в скобках), дающих следующие объемные соотношения: оливина — 45,20% (44,3), биотита — 41,04% (41,9), шпинели — 6,11% (11,2), титано-магнетита — 3,65% (2,6), плагиоклаза — 3,76% (0) и ромбического пироксена 0,24% (0). Таким образом все — и колебания в составе (шпинель, плагиоклаз, пироксены), и структурные отношения, и условия залегания — не позволяет считать породу в целом нормально магматической. Не менее загадочен и перидотит — также слюдяной — Крутой Губы (на Кругобайкальской ж. д.), описанный Б. З. Коленко. Последний пишет о «каких-то совершенно исключительных физико-химических условиях», считая породу за магматическую. Я нарочно остановился подробно на указанных обстоятельствах, чтобы подчеркнуть необходимость дальнейшего — главным образом геологического — исследования обеих этих пород для выяснения их происхождения. То же можно сказать и о кимберлитах (см. подробнее в имеющей появиться моей работе о серпентинитах).]

§ 160. Амфиболовые перидотиты (частью Schillerfels некоторых авторов, роговообманковые пикриты Бонни) состоят преимущественно

из зеленой (редко коричневой) роговой обманки, которая пойкилитово прорастает оливином (в большинстве случаев серпентинизированным); наблюдаются акцессорная слюда, плеохроирующая от светлокрасного до бесцветного и светлозеленого цвета, реже — диаллаг и гиперстен или бронзит, небольшое количество титанистого железняка, апатит и в некоторых случаях основной плагиоклаз. Породы обычно бывают сильно серпентинизированы; нередко также оливин переходит в тальк и роговая обманка — в хлорит. Сюда относятся месторождения в граните Schriesheimer Tal в Оденвальде (анализ 9 на стр. 223), местности Siloenkang на Суматре, в диоритовых породах Gippsland в Виктории (Австралия), в аренигских сланцах острова Anglesey, в роговообманковых диабазах Sarn в Уэльсе и в силурийских сланцах Skiddaw из Little Knob около Bassenthwaite в северной Англии. Они находятся в глыбах, содержащих в своем составе диопсид, совместно с габбро при Ehrsberg в южном Шварцвальде. Совершенно свежие такие же породы (анализ 5) находятся в кристаллических сланцевых горах Монтаны.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	50,64	48,95	48,63	47,87	46,13	46,03	44,99	43,47	43,17	41,68	40,01
TiO_2	0,82	0,81	0,47	1,20	0,73	—	0,97	0,15	0,38	0,49	—
Al_2O_3	7,93	5,69	5,32	6,09	4,69	9,27	5,91	2,97	5,79	6,28	2,54
Fe_2O_3	1,41	1,20	2,91	1,40	0,73	2,72	3,42	4,42	6,82	2,64	1,00
FeO	14,82	12,11	3,90	8,14	16,87	9,94	8,30	4,48	4,90	9,32	11,70
MnO	0,16	0,08	0 12	0,20	сл.	0,40	сл.	сл.	0,15	—	—
MgO	18,58	23,49	21,79	16,33	25,17	25,04	21,02	39,44	23,15	29,65	39,90
CaO	3,41	5,33	13,04	14,49	4,41	3,53	9,79	3,30	8,53	7,28	1,68
Na_2O	0,96	1,58	0,34	0,87	0,08	1,48	0,91	—	1,20	0,44	1,07
K_2O	0,21	0,79	0,23	0,55	сл.	0,87	0,74	—	0,96	0,46	0,52
H_2O+	0,87	0,18	2,81	1,07	1,38	0,64	3,19	1,87[1]	5,12[1]	1,96[1]	1,10
H_2O-	—	—	—	0,26	—	—	0,63	—	—	—	—
P_2O_5	0,27	0,12	0,21	0,07	0,07	0,17	0,05	—	сл.	0,06	—
Σ	100,13	100,54	100,13	100,16	100,63	100,09	99,17	100,53	100,17	100,26	99,68
Уд. вес	—	3,37	—	—	3,35	—	—	3,30	—	—	—

	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	39,43	39,25	36,00	34,85	32,58	42,80	40,11	39,85	37,91	42,82
TiO_2	1,22	0,77	0,58	5,65	6,07	—	—	0,10	—	1,45
Al_2O_3	4,47	5,39	0,69	10,77	1,51	—	0,88	0,65	—	5,34
Fe_2O_3	2,70	2,60	4,44	4,40	7,88	—	1,20	—	0,95	3,18
FeO	23,38	8,90	2,90	17,82	29,85	9,40	6,09	12,95	9,21	11,73
MnO	0,52	—	—	—	0,29	—	—	—	—	0,18
MgO	22,46	33,72	39,70	19,19	14,46	47,38	45,58	45,09	47,87	25,87
CaO	3,52	4,55	3,58	0,44	5,60	—	—	0,99	—	5,79
Na_2O	0,36	1,18	0,11	0,56	0,45	—	—	0,19	—	0,77
K_2O	0,30	0,60	0,26	5,19	сл.	—	—	0,09	—	0,78
H_2O+	1,42	2,83[1]	8,02	1,26	1,08	0,57	2,74[1]	—	3,95	1,92
H_2O-	0,08	—	0,63	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,20	—	0,64	—	—	—	—	0,09	—	0,17
Σ	100,79	99,79	100,29	100,13	99,77	100,15	100,34	100,00	101,07	100,00
Уд. вес	—	—	—	3,275	—	3,295	—	—	—	3,32

1. Верлит (с биотитом и бронзитом) — New Braintree, Массачузетс — с 0,05 Cr_2O_3.
2. Верлит (с некоторым количеством биотита) — Red Bluff, Монтана — с 0,05 Cr_2O_3, 0,16 NiO, следами BaO.
3. Кортландит — Old Hampshire co., Массачузетс — с 0,36 Cr_2O_3, следами BaO, CO_2.
4. Кортландит — Prospect Hill, Коннектикут — с 0,25 Cr_2O_3, 0,04 NiO, 0,51 FeS_2, 0,07 $CuFeS_2$, 0,75 CO_2.
5. Роговобманковый перидотит — North Meadow Creek, Монтана — с 0,04 Cr_2O_3, 0,09 NiO, 0,24 S, следами BaO.
6. Роговобманковый перидотит — Cottonwood Gulch, Колорадо.
7. Верлит — Crystal Falls, Мичиган — с 0,25 Cr_2O_3.
8. Гранат-оливиновая порода (с небольшим количеством диопсида) — Gordunotal, Тессин — с 0,43 Cr_2O_3.
9. Амфиболовый перидотит — Schriesheim, Оденвальд.
10. Харризит — Piton des Neiges, Réunion.
11. Верлит — Kakoulima, Гвинея — с 0,16 Cr_2O_3.
12. Верлит (с небольшим количеством плагиоклаза) — Västra Värnsingen, Швеция — с 0,10 ZrO_2, 0,22 NiO, 0,07 CoO, 0,19 BaO, 0,15 S.
13. Роговобманковый перидотит — Argein, Пиренеи.
14. Кимберлит (бедный слюдой) — Orange-Freistaat, южная Африка — с 2,74 CO_2.
15. Слюдяной перидотит — Kaltes Tal, Гарц.
16. Верлит — Szarvaskö, Венгрия.
17. Дунит — Dun Mts., Новая Зеландия — со следами NiO, CoO.
18. Дунит — Corundum Hill, Северная Каролина — с 0,18 Cr_2O_3 и 0,56 хромита.
19. Дунит — Piton des Neiges, Réunion.
20. Дунит — Тылай, Конжаковский Камень, Урал — с 1,18 Cr_2O_3.
21. Среднее из 16 первых перидотитовых анализов (пересчитано на 100 за вычетом H_2O^-).

[1] Потеря при прокаливании.

Перечислено для:

	s	a	c	f	n	ряд		s	a	c	f	n	ряд
1.	50,08	0,5	2,5	27	8,7	*α*	11.	34,77	0,5	0	29,5	7,6	*α*
2.	46,25	1,0	1,0	28	7,5	*α*	12.	39,16	0,5	1	28,5	6,5	*β*
3.	46,71	0,5	1,5	28	6,9	*β*	13.	36,43	0,5	1	28,5	7,5	*α*
4.	47,99	0,5	1,5	28	7,1	*β*	14.	34,21	0	0	30,0	3,9	*δ*
5.	43,73	0	1,5	28,5	10,0	*α*	15.	40,43	2,0	1,5	26,5	1,3	*ε*
6.	43,61	1,0	2,0	27	7,2	*β*	16.	38,22	0	0,5	29,5	10,0	*α*
7.	44,79	1,0	1,0	28	6,5	*β*	17.	35,17	0	0	30,0	—	—
8.	37,82	0	1,0	29	—	—	18.	34,44	0	0	30,0	—	—
9.	42,68	1,0	1,0	28	6,5	*β*	19.	33,36	0	0	30,0	7,6	*α*
10.	38,76	0,5	1,5	28	5,9	*β*	20.	41,55	0,5	1	28,5	6,0	*β*

В виде местной фации габбро амфиболовый перидотит был описан в Швеции. В виде пластовой залежи он наблюдается в гнейсе в департаменте Ariège во Франции (со шпинелью и клинохлором). В месторождении Stony Point на Гудсоне в Westchester co. (штат Нью-Йорк) амфибол коричневого цвета; порода содержит здесь кроме того акцессорный магнитный колчедан и плеонаст и, благодаря присутствию большого количества пироксена, переходит в верлит и гарцбургит. Богаче пироксеном также амфиболовые перидотиты из Frankenstein в Оденвальде и некоторые из Мичигана; в обеих породах обнаружен акцессорный плагиоклаз вокруг оливина в келифитовых оболочках, описанных на стр. 182. Из Spanish Peak (Plumas co. в Калифорнии) Лоусон описал амфиболовый перидотит, амфибол которого относится к эденитy. В штате Georgia в кристаллических сланцах встречаются тальковые и хлоритовые перидотитовые залежи, в которых вместо роговой обманки наблюдается антофиллит, почему их и называют антофиллитовыми перидотитами. Они пересечены

богатыми корундом жилами с плагиоклазом, маргаритом, черной роговой обманкой и небольшим количеством хромита.

В огромном большинстве случаев амфиболовые перидотиты обладают типичной зернистой структурой и пойкилитовым прорастанием амфибола с оливином; у некоторых обнаруживается порфировая структура, выраженная особенно ясно в месторождениях Cortland Series на Гудсоне у Нью-Йорка, где породы представляют переход к верлитам благодаря содержанию в них пироксена; при этом идиоморфные роговообманковые кристаллы находятся в зернистой основной массе из оливина, диаллага и гиперстена. Этот тип был назван кортландитом.

Сциелит (Джёд) из Achavarasdale Moor в западном Cathness на границе Sutherland в Шотландии представляет амфиболовый перидотит, богатый светлокоричнево-зеленым биотитом и содержащий также бронзит с акцессорным хромитом. Его можно считать за тип, переходный к слюдяным перидотитам.

§ 161. *Верлитами* называются диаллаговые перидотиты из месторождения горы Szarwaskö в Земешском комитате в Венгрии, которые ранее рассматривались как минерал и получили свое название от Кобелля (анализ 16). В этом месторождении, связанном с породами габбро, кроме большого количества диаллага содержится коричневая роговая обманка. Вместо диаллага встречается также диопсидовый пироксен (Prachatitz в Богемском Лесу) и глиноземистый авгит. Верлиты очень редко являются свежими, как, напр., в Монтане (анализ 2 на стр. 223), где они находятся в кристаллических горных цепях; почти повсеместно они более или менее превращены в смесь серпентина и хлоритовых минералов, как, напр., на Magnetstein близ города Frankenstein в северном Оденвальде, в габбровой области Volpersdorf в Силезии, на Monte Ferrato около Prato в Тоскане, на северном Урале и в других местах. Распространенными примесями в этих породах являются хромит и зеленая шпинель и более редкой примесью — хромовый гранат.

§ 162. *Гарцбургитами* (отчасти Schillerfels; саксонит Вэдсуорса) мы называем перидотиты, которые, наряду с оливином или замещающим его продуктом серпентином, содержат в качестве главных составных частей ромбический пироксен (бронзит, гиперстен) или продукты его замещения (бастит). Почти свежий гарцбургит в связи с габбро и гранитом встречается в виде значительного массива в районе между Jakson и Awarua Bay на западном берегу Новой Зеландии. Он представляет собой грубо- до мелкозернистой светлозеленую смесь оливина и бедного железом бронзита с акцессорным хромитом или пикотитом. Порода замечательна по своему содержанию аваруита. Точно так же совершенно свежий гарцбургит (с гиперстеном, биотитом, коричневой роговой обманкой и небольшим количеством плагиоклаза) находится в гнейсе Cottonwood Gulch в Колорадо и в Монтане. В Орегоне имеются гарцбургиты, вмещающие никкелевые руды. Довольно свежий гарцбургит находится около Monte Gridone в Val Canobbina (Лаго Маджоре, Швейцария), особенно по краям горы; он тесно связан с гнездами до 30 *см* толщиной из темной роговой обманки. *Вальбеллитом*, по Шеферу, называются мелкозернистые, черноватые породы, с красно-коричневой корой выветривания, которые состоят из изменчивых количеств бронзита, оливина и коричневой роговой обманки и кроме того содержат зеленую шпинель, магнетит и пирротин. Они образуют жилы в норитовых породах долин Valbella, Rimella и Strono

в Пьемонте. Часто находится гранат в виде келифитовых каемок вокруг оливина, роговой обманки и магнетита.

Большинство гарцбургитов обладает обликом *Schillerfels*'ов, т. е. они состоят из темнозеленого серпентина, на фоне которого поблескивают плоскости спайности бастита, проросшие матовыми и темными пятнами оливина, как это можно наблюдать в месторождении около Гарцбурга. Подобные гарцбургит-серпентины имеют очень широкое распространение, как-то: в Шварцвальде на Glatter Stein у Todtmoos, в Вогезах (Faurupt у Brezouars), в Баварско-богемских горах, в Аппенинах, на Эльбе, на Урале и т. д. Точно так же и вторая — описанная в верлитах — порфировидная структура наблюдалась в некоторых выходах. Так, гарцбургит, находящийся среди гнейсов между северным и южным Meadow Creek в Монтане, содержит многочисленные крупные бронзиты, некоторое количество оливина, бурой роговой обманки и бурого биотита в плотной основной массе зерен бронзита, небольшого количества оливина, почти бесцветного амфибола, железной руды, плеоназта и небольшого количества плагиоклаза.

§ 163. *Лерцолит* (Деляметри) вначале принимался для обозначения минерала, пока Дамур и Деклюазо в 1863 г. не установили его настоящей породы. Лерцолиты представляют гипидиоморфно-зернистую смесь из зеленого оливина с серо-коричневым бронзитом, изумрудно-зеленым диаллагом (хромдиопсид, анализ 7 на стр. 221) и коричнево-черным пикотитом (анализ 13 там же). В виде примесей находятся зеленая шпинель, магнетит, апатит и редко небольшое количество граната. Размеры зерна меняются от крупного до тонкого. Наряду с нормальной структурой отмечаются катакластические явления, причем наблюдаются все переходы от простого двойникообразования под влиянием давления по призме (104) у бронзита и обусловленного этим волнистого изгиба плоскостей спайности до волнистого погасания всех составных частей и образования механически-порфировой структуры; в конечном счете получается полное раздробление всех компонентов. В последнем случае часто образуется сланцеватое сложение, и на плоскостях сланцеватости часто располагаются листочки смарагдита. Породы при этом часто приобретают вид рассыпчатого песчаника.

Впервые лерцолиты были изучены у Lac de Lherz, Portet, Prades, Eaux Bonnes и в других местах Пиренеев, где они метаморфизовали известняки, мергели и песчаники лейаса в такой же степени, как это наблюдается у глубинных пород. Возле Beyssac (департамент Верхней Луары) лерцолит находится в граните. Лерцолиты имеют широкое распространение в окрестностях Germagnano, Locana, Baldissero, Lanzo и Corio в Пьемонте; близ Balmuccia в Val Sesia они представляют одну из пород зеленокаменной зоны между Ivrea и Локарно. В Ultental в Тироле, в Sierra Parda в Андалузии и в средней Норвегии (в Söndmöre и других местах) они залегают в кристаллических сланцах архейского основания, где они называются *оливиновыми породами* (Olivinfels). При высоком содержании оливина и уменьшении пироксеновых составных частей породы приближаются к дунитам. Лерцолит близ Балтиморы в штате Мерилэнд (США) относится к формации габбро, заключая небольшое количество плагиоклаза. Лерцолит также превращается в серпентиниты, и серпентинизированные лерцолиты встречаются в Пиренеях, Альпах, Аппенинах, в Вогезах, на Урале и в других местах.

§ 164. Название *дунит* было дано Хохштеттером перидотиту, найденному в горах Dun близ Nelson в Новой Зеландии и состоящему только из оливина с незначительной примесью хромита. Этот дунит находится в геологической связи с оливиновым габбро и серпентинитом (анализ 17 на стр. 223). Аналогичные породы известны из Serrania de Ronda в Андалузии, у Kraubat в Верхней Штирии, у Steineck в Нижней Австрии и в гнейсах Северной Каролины. * Структура неравномерно-зернистая; в некоторых местах наблюдаются механически-порфировые структурные образования. Интересны своим содержанием ильменита, заключающего значительное количество магнезии, а также пиропа (анализ 10 на стр. 221), жилообразные и сильно серпентинизированные дуниты в карбонатовых сланцах восточного Кентуки. В связи с габбровыми породами Косьвинского и Тылайского Камней в районе Соликамска на северном Урале Дюпарком и Пирсом встречены дуниты в виде массива и узких жил в косьвите; частью они очень богаты магнетитом. В массивах структура нормально гипидиоморфно-зернистая, в жилах же, которые отчасти содержат небольшие количества акцессорного амфибола и пироксена, железорудный минерал образует непрерывный губчатый остов, в петлях которого расположен оливин совершенно подобно тому, как в настоящих метеоритах силикатовые составные части заполняют петли в сетке из самородного железа. Подобная структурная форма авторами была названа *сидеронитовой*. Кимберлиты южной Африки, упомянутые на стр. 220, в структурном отношении также похожи на метеориты. *Казанскит* Николае-Павдинской дачи на Урале представляет собой также жилообразно выходящий в троктолите дунит, с некоторым количеством роговой обманки, анортита и хромсодержащей шпинели. На Enziger Boden у Sprengkogel и Rettenkopf в долине Штубаха (восточные Альпы) встречается дунит, сопровождаемый с обеих сторон полевошпатовым амфиболитом и расположенный в виде залежи в центральном гнейсе. Его оливин представляет известьсодержащую разность (ср. также оливин из дунита в анализе 2 на стр. 221). Местами в обильном количестве примешан диопсид. Оливин вытесняется антигоритовым серпентином, который сопровождается клинохлором. Та же самая порода, более или менее свежая и серпентинизированная, находится в Tümmelbachtal в окрестностях Prägratten, в Scharn, в Zillertal, на Gross-Venediger и на Gaispfad в верхнем Валлисе. Из Gordunotal в кантоне Тессин Грубенман описал *гранато-оливиновую породу* (анализ 8), состоящую из диопсидового пироксена в переменных количествах, иногда равных таковым же оливина, и темнокровянокрасного граната с келифитовой каемкой. Келифитовая каемка состоит непосредственно из граната, из лучистой актинолитовой роговой обманки, снаружи из зернистой смеси пироксена и голубовато-зеленого шпинелевого минерала. Гранат имеет состав: SiO_2 — 41,85, TiO_2 — 0,20, Al_2O_3 — 24,00, Cr_2O_3 — 1,09, FeO — 9,80, MgO — 18,23, CaO — 5,41, гигроскопической воды — 0,10, при сумме 100,68; удельный вес 3,70. Анализ келифита дал: SiO_2 — 38,28, TiO_2 — 0,19, Al_2O_3 — 21,25, Cr_2O_3 — 0,39,

* [Многочисленные выходы типичных дунитов, часто богатых платиной (Нижний Тагил и др.), встречаются во многих местах Урала, на восточном берегу озера Севан в Армении, в Прибайкалье и в других местах Союза. Необходимо отметить, что иногда оливины дунитов обнаруживают двойниковидное, полосчатое или клиновидное строение, обусловленное скорее всего механическими причинами или при кристаллизации породы или со стороны.]

Fe_2O_3 — 3,12, FeO—3,44, MgO — 23,07, CaO—8,99; потери при прокаливании 1,42; гигроскопической воды 0,13, при сумме 100,28 и удельном весе 3,20.

§ 165. Химически все перидотиты характеризуются низким содержанием SiO_2 и Al_2O_3, большим количеством MgO и окислов Fe и большим количеством воды, обусловленным явлениями серпентинизации. Содержание щелочей, не принимая во внимание слюдяных перидотитов, падает до очень незначительного количества или даже до нуля. Точные анализы почти всегда дают небольшое содержание NiO предпочтительно в оливине (анализ 1 на стр. 221) и Cr_2O_3, которая заключена в пироксенах и акцессорных шпинеллидах (анализы 6—9 и 12—13 там же), и благодаря последним появляется также в оливине (анализы 1 и 2, там же).

Соответственно незначительному содержанию глинозема и щелочей значение для a и c очень незначительно; точки проекции лежат очень близко к углу *F*, почти исключительно в четвертом секстанте. В чистых оливиновых породах, в дунитах a и c равны 0; точкой проекции является сам полюс *F*; n имеет высокое значение и только в слюдяном перидотите из Kaltes Tal принадлежит ряду ε; k вычисляется для среднего анализа 21 (на стр. 223), равным 0,66; k так же, как и s, сильно зависит от количественных соотношений оливина к пироксеновым составным частям. Благодаря серпентинизации s значительно понижается.

В свежем состоянии перидотиты и пироксениты имеют высокий — выше 3 — удельный вес. Это наиболее тяжелые типы пород. Серпентинизация значительно уменьшает удельный вес породы.

§ 166. *Пироксениты* являются неравномернозернистыми конечными членами семейства габбро, состоящими только из одного или нескольких минералов пироксеновой группы, наряду с которыми присутствуют часто в виде примеси незначительное количество оливина, роговая обманка, железорудные минералы, шпинеллиды, реже плагиоклаз. Эти породы встречаются преимущественно в виде жильных образований, расположенных в габбровых породах и перидотитах. Члены этого ряда, состоящие из равномерной смеси ромбического и диопсидового пироксенов, называются *вебстеритами* (Виллиамс). Окраска их светлее, если ромбическим пироксеном является бронзит, и темнее, если ортопироксен представлен гиперстеном. Название было дано по месторождению в Северной Каролине (анализ 1 на стр. 229), которое связано с дунитом и корундовым месторождением. Вебстериты представляют жилообразные выходы в габбро в окрестности Балтиморы (анализ 2) и в дуните Новой Зеландии. Родственные породы встречаются в норитовой области графства Westchester (кортландская серия) на Гудсоне, в Канаде, возле Mount Diablo к северо-востоку от Сан-Франциско в Калифорнии, у Loch Garabal в Sutherland (Шотландия), в габбровых и дунитовых массивах Урала, в лерцолитах Пиренеев и Пьемонта; довольно сильно серпентизированные вебстериты находятся в гранулитовых горах Саксонии возле Russdorf, в Mohsdorf и в других местах.

Простые пироксениты с одним минеральным компонентом называются *диаллагитами*, *бронзититами*, *гиперстенитами*. Они образуют также жилы в габбро Ronsperg в Чехии, в Балтиморе и в Миннезоте, в лерцолите Пиренеев, близ Fobello в Ломбардии и часто содержат шпинель. Состав очень свежего, содержащего небольшое количество битовнита, биотита и роговой обманки, бронзитита из Radautal на Гарце дан анали-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	55,14	53,21	52,29	51,83	51,76	50,80	49,34	45,70	43,17	42,03
TiO_2	сл.	0,26	0,29	0,29	—	—	1,04	0,46	1,56	0,46
Al_2O_3	0,66	1,94	1,56	7,98	6,05	3,40	3,53	2,54	9,93	10,21
Fe_2O_3	3,48	1,44	0,25	1,48	1,64	1,39	0,91	5,75	8,78	9,05
FeO	4,73	7,92	4,53	8,28	8,01	8,11	6,91	6,40	6,88	10,60
MnO	0,03	0,22	0,03	сл.	—	0,17	0,03	0,02	—	—
MgO	26,66	20,78	16,46	24,10	27,14	22,77	18,83	19,45	6,80	9,20
CaO	8,39	13,12	23,52	5,26	3,12	12,31	20,15	18,77	20,96	16,45
Na_2O	0,30	0,11	0,11	0,35	0,79	сл.	0,17	0,28	1,77	1,31
K_2O	—	0,07	0,04	0,06	0,32	сл.	0,09	0,06	0,16	0,64
H_2O^+	0,38	0,87	1,18	0,29[1]	0,82	0,52	0,58	1,64	0,31[1]	0,99
H_2O^-	—	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,23	сл.	—	0,09	0,07	сл.	—	—	—	—
Σ	100,36	100,47	100,26	100,43	99,89	100,03	101,58	101,07	100,30	100,94
Уд. вес	—	—	—	—	3,221	—	—	—	3,28	—

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	41,44	40,56	47,76	34,68	38,38	31,77	27,71	37,47	37,35	33,52
TiO_2	—	0,33	0,52	0,82	4,32	12,97	2,69	1,07	4,01	4,51
Al_2O_3	5,80	4,54	4,81	17,94	6,15	0	2,92	2,86	7,33	7,60
Fe_2O_3	10,46	13,65	4,82	11,47	11,70	12,97	21,80	11,77	11,23	10,69
FeO	9,93	8,77	7,53	5,71	8,14	10,23	15,70	7,83	7,33	6,98
MnO	0,05	0,02	0,06	—	0,16	сл.	0,22	0,16	—	—
MgO	13,36	13,07	18,09	12,52	11,47	15,77	17,98	10,12	7,90	6,94
CaO	19,53	19,06	14,94	14,82	18,60	12,20	6,83	21,68	21,93	22,82
Na_2O	—	0,25	0,50	0,35	0,78	2,69	0,19	0,47	0,96	3,52
K_2O	—	0,09	0,15	0,23	0,13	0,54	0	0,93	0,95	1,37
H_2O^+	0,22[1]	1,04	0,74	1,00	0,54	0,60	3,51	0,73	—	—
H_2O^-	—	—	—	—	0,18	0,05	0,54	0,27	—	—
P_2O_5	—	—	0,08	—	0,17	сл.	0	4,33	2,27	2,31
Σ	101,36	101,38	100,00	99,54	100,72	99,79	100,40	100,77	100,80	100,26
Уд. вес	—	—	3,25	—	—	3,561	—	3,417	—	—

1. Вебстерит — Webster, Северная Каролина — с 0,25 Cr_2O_3, 0,11 NiO.
2. Вебстерит — Oakwood, Cecil co., Мерилэнд — с 0,20 Cr_2O_3, 0,03 NiO, 0,03 FeS_2, 0,03 V_2O_3, 0,10 CO_2, следами ZrO_2, Li_2O.
3. Пироксенит — Вересовый Увал, Урал.
4. Гиперстеновая порода (с небольшим количеством роговой обманки) — Meadow Creek, Монтана — с 0,31 Cr_2O_3, 0,11 NiO.
5. Бронзитовая порода (немного биотита, роговой обманки и битовнита) — Radautal, Гарц — с 0,17 S.
6. Пироксенит (диаллаг и ромбический пироксен) — Johnny Cake Road, Мерилэнд — с 0,32 Cr_2O_3, 0,24 Cl, следами SO_3.
7. Пироксенит — Каменуха, Урал.
8. Косьвит — Захаровка, Урал.
9. Пироксенит (с небольшим количеством битовнита) — Burnt Head, Мэн.
10. Пироксенит (с небольшим количеством полевого шпата, биотита и роговой обманки) — Mal Inverno, Monzoni, Тироль.
11. Косьвит (с небольшим количеством роговой обманки и оливина) — Косьвинский Камень, Урал — с 0,57 Cr_2O_3.
12. Косьвит — Качканар, Урал.
13. Среднее из 12 анализов (пересчитано на 100, за вычетом H_2O^-).
14. Остраит — Острая сопка, Чистопские горы, северный Урал.
15. Якупирангит — Jacupiranga, Бразилия.
16. Магнетитовый пироксенит — Narsak, Гренландия.

[1] Потеря при прокаливании.

17. Магнетитовый пироксенит — Caribou, Колорадо — с 0,22 CO_2, 0,04 S, 0,05 CoO, следами BaO, SrO.
18. Апатитовый пироксенит — Libby, Монтана — с 0,36 CO_2, 0,04 S, 0,36 F, 9,14 SrO, 0,06 BaO, 0,12 V_2O_3. Сумма за вычетом 0,25 O для фтора = 100,52.
19. Кромальтит — Bad na h'Achlaise около Ledmore, Шотландия.
20. Другая разновидность № 19.

Отсюда вычисляется для:

	s	a	c	f	n	ряд		s	a	c	f	n	ряд
1.	49,39	0	0	30	10	α	8.	43,11	0	0,5	29,5	8,8	α
2.	49,54	0	0,5	29,5	7,1	β	9.	45,73	1	2,5	26,5	9,5	α
3.	48,87	0	0,5	29,5	8,2	α	10.	43,64	1	2,5	26,5	7,6	α
4.	48,57	0	2,5	27,5	9,1	α	11.	40,55	0	2,0	28,0	—	—
5.	48,12	0,5	1,5	28,0	7,9	α	12.	40,25	0	1,5	28,5	8,0	α
6.	46,95	0	1,0	29,0	—	—	13.	46,00	0,5	1,0	28,5	8,4	α
7.	46,09	0	1,0	29,0	7,3	β							

зом 5, на стр. 229. Диаллагиты в некоторых местах превращаются в смарагдитовые породы.

Косьвит (Дюпарк и Пирс) представляет собой переходный член между пироксенитом и верлитом, образующий линзу в габбровом массиве Косьвинского Камня в районе реки Косьвы в Соликамском округе на Урале. Это оливинсодержащий пироксенит с акцессорными амфиболом, хромшпинелью и зеленой шпинелью, которая всегда прорастает магнетитом. Замечательно то обстоятельство, что косьвит обладает той же сидеронитовой структурой, которая была описана выше для дунитовых жил этой области. На Тылайском Камне также находится косьвит в связи с габбровыми породами и с нормальными пироксенитами.

Часть этих косьвитов очень богата магнетитом и является переходным типом пироксенитов к магматическим рудным породам. * Аналогичное явление развито в магнетитовом пироксените Caribou в Колорадо (анализ 17), который точно так же находится в близком генетическом родстве с габбро. Подобные породы встречаются также в связи с нефелиновыми сиенитами и эссекситами. Продуктом дифференциации эссекситовой магмы является *магнетитовый пироксенит* из Narsak в Гренландии (анализ 16), который приблизительно наполовину состоит из титан-авгита и магнетита наряду с очень небольшим количеством оливина и биотита. Все составные части образуют изометрические зерна. Между долинами Jacupiranga и Iguape в S. Paulo в Бразилии обнажается в связи с элеолитовым сиенитом сланцеватая порода, с окраской от темнокоричневой до черной, названная *якупирангитом*, в состав которого входит преимущественно титан-авгит с магнетитом и ильменитом, в незначительном количестве перовскит, апатит и цеолитизированный нефелин (анализ 15). В том случае, когда содержание нефелина в породе увеличивается и его имеется почти одинаковое с авгитом количество в составе породы, получается одна из разновидностей якупирангита, причем в таких случаях количество перовскита и апатита возрастает, тогда как магнетит отступает на второй план. Вторая разновидность получается в тех случаях, когда возрастает количество руды в породе, так что в конце концов мы получаем чистую титансодержащую железорудную породу. Отличительным признаком для фойяито-

* [И таким образом косьвит представляет собою не что иное, как магнетитовый пироксенит сидеронитовой структуры.]

вого характера якупирангита служит появление в нем бадделеита. В подобном парагенезисе якупирангит встречается в Magnet Cove в Арканзасе. *Вибетоитом* Брёггер назвал — по имени местечка Vibeto в области Fen в южной Норвегии — якупирангит, состоящий из пироксена от желтого до фиолетово-серого цвета, коричневой роговой обманки, биотита, кальцита и небольшого количества апатита, титанистого железняка и следов нефелина. Кальцит находится часто в пегматитовом прорастании с темными составными частями и рассматривается как выделившийся из магмы минерал. По некоторым анализам содержание кальцита достигает до 14% состава породы.

[Щелочные] пироксениты, связанные с нефелиновыми сиенитами, описаны с Кольского полуострова (Рисчорра, Лявочорра). Известны они также в вышеприводившемся районе щелочных пород Ири-Су и из тоже упоминавшегося уже района Джебаглы в Таласском Алатау, где пироксениты содержат псевдолейцит.]

Остраит (Дюпарк) представляет собою пироксенит с Острой сопки Чистопских гор на Урале, необычайно богатый шпинелью. Высокое содержание глинозема и низкое кремнекислоты (анализ 14 на стр. 229) обусловлено богатством шпинелью. * Шэнд назвал *кромальтитом* (по имени Cromalt Hills) очень богатый меланитом пироксенит из Bad na h'Achlaise у Ledmore в Шотландии. Эта порода, связанная с бороланитом и нефелиновым сиенитом, содержит от 16 до 18% меланита. Обращает на себя внимание высокое содержание извести в анализах 19 и 20. Почти такое же содержание извести наблюдается в апатитовом пироксените из Libby в Монтане; и эта порода встречается вместе с нефелиновым сиенитом. Содержание фосфорной кислоты обращает на себя внимание, так как нормальные пироксениты обычно очень бедны фосфором.

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	47,09	47,29	42,68	38,58	44,38	38,95
Al_2O_3	16,99	16,93	18,36	20,42	17,60	19,80
Fe_2O_3	1,62	1,58	5,27	7,60	1,42	3,01
FeO	3,60	2,67	7,02	5,91	3,91	4,5[illegible]
MgO	19,92	21,01	12,89	12,93	15,14	16,42
CaO	9,20	8,56	10,05	9,43	16,03	12,05
Na_2O	0,50	1,17	1,69	2,29	0,78	0,89
K_2O	0,25	0,39	0,51	1,39	0,15	0,37
Потеря при прокаливании	0,83	0,29	2,50	1,25	0,59	3,36
Σ	100,00	99,89	100,97	99,80	100,00	99,39

1. Ариежит с диаллагом, бронзитом, шпинелью — Etang de Lherz, Пиренеи.
2. Ариежит как и 1, с коричневой роговой обманкой и некоторым количеством серпентинизированного оливина — Escourgeat, Пиренеи.
3. Ариежит с роговой обманкой, гранатом и небольшим количеством биотита, оливина — Etang de Lherz.
4. Ариежит с диопсидом, гранатом, шпинелью — Etang de Lherz.
5. Ариежит с диаллагом, гранатом, шпинелью и неизмененным оливином—Etang de Lherz.
6. Ариежит как и 5, с некоторым количеством андезина — Etang de Lherz.

* [Такую же породу — шпинелевый пироксенит, не придавая ей нового названия, совершенно бесполезного, если не вредного, — описал гораздо ранее из гипербазитов Северной Сирии Finckh.]

Ариежитом * Лякруа назвал пироксенитовые породы, которые встречаются в виде залежей, перемежающихся с лерцолитом и зажатых в них в виде шлиров или жильных образований, их прорывающих, и имеют широкое распространение во французских Пиренеях. Они состоят из меняющихся количеств диаллага, бронзита, коричневой роговой обманки, зеленой шпинели и граната, с небольшим количеством оливина или также биотита и случайным андезином, причем одна или несколько из этих составных частей могут отсутствовать. Таким образом возникают самые разнообразные минеральные комбинации, представленные анализами 1—6 на стр. 231 **, отличие которых от нормальных перидотитов и пироксенитов заключается в высоком содержании Al_2O_3. Если расплавить эти ариежиты и получить затем, по методу Фукэ, кристаллический аггрегат, то образуется смесь из микролитов авгита и битовнита. Лякруа разделяет ариежиты на пироксеновые ариежиты, пироксен-амфиболовые ариежиты и амфиболовые ариежиты; две первые группы могут быть либо гранатсодержащими, либо лишенными граната; третья группа— только гранатсодержащая.

§ 167. *Горнблендит*, или *роговообманковая порода* (Hornblendefels), состоит существенно из роговой обманки с подчиненным биотитом, пироксеном, оливином, а также со случайным пиропом. Эти породы известны в связи с лерцолитами в Пиренеях, с дунитами Валлиса и с диоритами из Оденвальда (Hummelsberg возле Oberflockenbach, к северо-востоку от Гейдельберга). Роговая обманка содержит иногда пироксеновые зерна. Вокруг пиропа часто встречаются келифитовые зоны, так же как в перидотитах.

Горнблендит из Maracas в Bahia (Бразилия) в краевой части постепенно переходит в гиперстенит, который содержит обильную светлую оливково-зеленую роговую обманку, некоторое количество оливина и плеонаста, представляя следовательно промежуточный член между горнблендитом и пироксенитом. Вашингтоном эта порода была названа *бахиаитом* (bahiait, анализ 12). *Давайнит* (davainit), возле Garabal Hill в Шотландии, состоит существенно из коричневой роговой обманки с диаллагом и очень небольшим количеством пироксена и плагиоклаза. *Исситы* Урала (анализы 13—14) состоят из темной роговой обманки, обильного апатита и небольшого количества светлозеленого авгита; в некоторых разновидностях присутствует также незначительное количество основного плагиоклаза (лабрадор-битовнит). Они образуют жилы в дуните и пироксените. *Нельсонит* — по имени Nelson и Amherst co. в Виргинии — представляет жилообразную богатую Ti и P породу, состоящую из ильменита и апатита. С увеличением амфибола он переходит в горнблендит.

Авезакит (Avezakit) образует небольшие обломки шириной в дециметр в совершенно разложенном лерцолите возле деревни Avezac-Prat к юго-западу от Lannemezan в департаменте Верхних Пиренеев и содержит большие кристаллы базальтической роговой обманки и кругловатые до овоидных зерна желтого титанита в черной аллотриоморфно-зернистой основной массе из обильного апатита (анализ 11 дает 3,32% P_2O_5), титанита, ильменита, серозеленого авгита, коричневой роговой обманки и иногда биотита. Порфировый облик породы является следствием интен-

* [Ariégit по-русски следовало бы произносить «ариегит», сообразно тому, что мы говорим «авгит», а не «ожит».]

** [См. дополнение на стр. 682].

сивного катаклаза. Структура сидеронитовая, причем обильный ильменит играет ту же самую роль, как и магнетит в косьвите.

Единственным до сих пор известным горнблендитом с почти чистым щелочным амфиболом является *педрозит* из Alter Pedroso в провинции Alemtejo в Португалии (анализ 10). Амфибол его представлен озаннитом, по своим химическим свойствам занимающим место между рибекитом и арфведсонитом и имеющим нормально симметричное расположение оптических осей. Он образует узкие жилы в таком же умптеките, содержащем точно также озаннит.

§ 168. Химическое сравнение пироксенитов с перидотитами обнаруживает одинаковое отсутствие у обоих глинозема и щелочей. Различие состоит в соотношении MgO к CaO. У типичных перидотитов всегда MgO > CaO. Точно такое же соотношение мы наблюдаем у бронзититов и гиперстенитов; в пироксенитах с господствующим моноклинным авгитом наблюдается обратное соотношение.

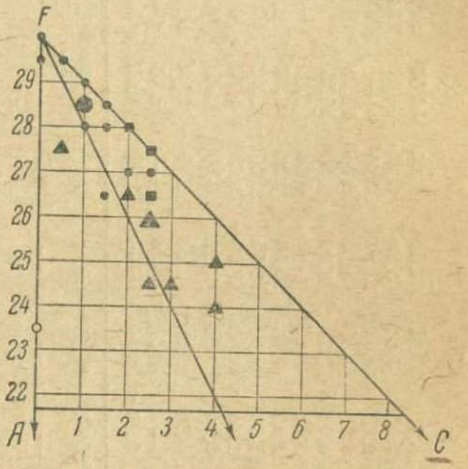


Рис. 41. Проекции анализов перидотитов 1—19 (стр 223), пироксенитов 1—12 (стр. 229), и горнблендитов 2 — 8 (стр. 234). Перидотиты нанесены точками, пироксениты квадратами, горнблендиты треугольниками (если только пироксениты и горнблендиты не совпадают с перидотитами). Средние анализы — двойной величины. Педровит нанесен кружком.

Дальнейшее различие заключается в коэфициенте k. В пироксенитах, существенным образом состоящих из метасиликатов, k выше, и оно тем больше приближается к единице, чем меньше в них количество примесей. Для средних анализов k получается равным 0,82 (принятые в расчет косьвиты богаты магнетитом). В перидотитах k меньше и для среднего анализа равно 0,66. В отношении коэфициентов a, c и f не видно никакого отличия, и точки проекций обоих средних анализов совпадают. В дунитах a и c равно 0, и проекционной точкой является сам угол *F*. Горнблендиты (анализы 1—8, на стр. 234) в общем несколько богаче глиноземом и щелочами, чем перидотиты и пироксениты, и поэтому их проекционные точки лежат несколько дальше от угла *F* и приближаются к точкам габбро. Коэфициент k получается для среднего из анализов равным 0,72, т. е. среднее между пироксенитами и перидотитами.

Исключительное место, как сильно щелочная порода, занимает педрозит из Alter Pedroso (анализ 10 на стр. 234). В анализе алюминий отсутствует. Щелочи, в количестве около 7%, связаны с окислами железа и заключаются в *A*, так что c = 0. Точка проекции лежит на стороне *AF* треугольника (a = 6,5 и c = 0) вблизи меланократовых сильно щелочных пород. Точки проекции пироксенитов и горнблендитов нанесены на рис. 41.

Серпентиниты не являются первично магматическими породами. Там, где безусловно доказано, что они являются продуктами изменения

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	49,68	46,56	45,63	44,78	43,53	43,51	38,02	37,90	43,46	50,07	31,80	51,23	41,97	37,80
TiO_2	—	сл.	1,44	0,74	1,90	1,02	4,84	5,30	2,17	0,43	3,25	0,27	1,06	1,27
Al_2O_3	12,07	13,04	8,83	9,38	7,24	9,82	14,64	13,17	10,96	—	10,96	6,17	16,60	12,90
Fe_2O_3	10,57	2,83	4,79	4,51	11,10	6,32	5,69	8,83	6,26	13,76	12,23	1,96	3,28	7,09
FeO		9,92	5,92	7,70	8,70	9,62	10,33	8,37	8,60	19,71	9,79	6,95	11,23	14,02
MnO	сл.	0,16	—	1,90	—	0,21	0,12	—	0,28	1,11	—	1,46	—	—
MgO	9,02	15,31	20,30	16,85	11,51	14,97	10,26	9,50	13,38	3,62	8,40	26,52	7,02	7,12
CaO	13,85	10,10	7,83	10,85	10,19	11,83	9,11	10,75	10,50	2,12	17,34	4,03	12,65	15,02
Na_2O	3,31	1,13	0,65	2,24	2,88	1,30	1,90	2,35	1,96	5,33	0,66	0,29	2,55	1,85
K_2O	1,15	0,45	0,34	0,20	1,39	0,25	1,66	2,12	0,95	1,45	0,27	0,12	1,18	0,95
H_2O^+	0,56	0,42 [1]	4,25	0,25	1,34	0,64	2,35	1,40	1,39	2,02	1,50[1]	0,14	2,60	2,46
H_2O^-	—	—	0,14	0,08	0,43	—	0,74	—	—	0,15	—	0,10	—	—
P_2O_5	—	0,25	—	—	сл.	0,03	0,09	—	0,09	0,07	3,32	0,00	—	—
Σ	100,21	100,17	100,12	100,07	100,21	99,52	99,75	99,69	100,00	99,85	99,52	100,17	100,14	100,48
Уд. вес	—	—	3,05	—	—	—	—	—	3,05	—	—	—	—	—

1. Горнблендит (с небольшим количеством плагиоклаза) — Mt. Waterman, Калифорния.
2. Горнблендит — Schöllschitz, Моравия.
3. Горнблендит — Clemgiastollen b. Schuls, Unterengadin.
4. Горнблендит — Maracas, Bahia, Бразилия — с 0,24 Cr_2O_3, 0,16 CuO, 0,29 S.
5. Даваинит (горнблендит с небольшим количеством пироксена) — Garabal Hill, Шотландия.
6. Горнблендит — Nakety, Новая Каледония.
7. Горнблендит — Prospect Hill, Коннектикут.
8. Горнблендит — Brandberget, область Осло, Норвегия.
9. Среднее из этих 8 анализов (пересчитано на 100, за вычетом H_2O^-).
10. Педрозит — Alter Pedroso, Португалия.
11. Авезакит — Avezac-Prat, департамент Верхних Пиренеев.
12. Бахиант — Maracas, Bahia, Бразилия — с 0,31 Cr_2O_3, 0,21 CuO, 0,41 S.
13. Иссит — Светлый Бор, Урал.
14. Иссит — там же.

[1] Потеря при прокаливании.

Отсюда вычисляется для:

	s	a	c	f	n	ряд		s	a	c	f	n	ряд
1.	51,22	3	2,5	24,5	8,1	*α*	6.	44,49	1	2,5	26,5	8,9	*α*
2.	46,59	1	4	25	7,9	*α*	7.	45,62	2	3	24	6,4	*β*
3.	46,63	0,5	2,5	27	7,4	*β*	8.	45,21	2,5	4	24,5	6,3	*β*
4.	44,64	1,5	2	26,5	9,5	*α*	9.	46,24	1,5	2,5	26	7,6	*α*
5.	44,55	2	0,5	27,5	7,6	*α*	10.	58,12	6,5	0	23,5	8,5	*α*

изверженных пород, они повсюду происходят из перидотитов и разных типов пироксенитов. По остаткам первичных составных частей, отчасти также по микроскопической структуре, часто можно с достоверностью определить их материнскую породу. Такие серпентины, происшедшие из изверженных горных пород, распространены во всех габбровых и перидотитовых областях; они особенно обильны в Вогезах, в Сосновых горах и в саксонской гранулитовой области; несколько в меньшем количестве они встречаются в Шварцвальде. * Имеется другая группа серпентинов, которая, возможно, не происходит из изверженных пород.

Дополнение к глубинным породам

§ 169. Для различных глубинных пород было указано, что они содержат кальцит, который по характеру его образования и нахождения в породе принимают за первичную, т. е. выкристаллизовавшуюся из огненножидкой магмы составную часть. За немногими исключениями это типичные породы щелочного ряда: щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, ийолиты и др., в которых кальцит часто также сопровождается канкринитом и меланитом. Авторы, описывающие их, высказывали взгляд, что образование кальцита происходит благодаря вплавлению включений известняка, и это соображение нередко подтверждается нахождением не вполне растворившихся остатков таких включений. Хёгбом (Högbom «Über das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö», Geol. Fören. Förh., Band 17, 1895, стр. 101 и 214) нашел на Alnö известковые жилы, известковые пегматиты в нефелиновом сиените, которые он считает за изверженные породы. Бросающаяся в глаза в большинстве случаев параллельная текстура объясняется как флюидальная. В этих пегматитах кальцит нередко находится в срастаниях с пироксеном, ортоклазом, оливином и титано-магнетитом наподобие письменного гранита.

В последнее время Брёггер (Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, IV; «Das Fengebiet in Telemark, Norwegen». Videnskapssels. Skrifter. Math. naturw. Klasse 1920, № 9) описал из области Fen в Telemarken богатые карбонатом силикатовые породы с переходом к почти чистым карбонатовым породам (*«карбонатиты»*) и пришел к заключению, что они являются продуктами смешения в различных пропорциях щелочной силикатовой магмы (ийолитовые, мельтейгитовые, якупирангитовые и другие магмы) и карбонатовой магмы. Он принимает далее, что карбонатовые магмы образовались при переплавлении на глубине известняков

* [Самыми громадными массами этих пород обладают Урал и Пьемонтское плато США. Гораздо бо́льшие, чем в приведенных в тексте местах, массы этих пород находятся в Закавказьи, Прибайкалье, Западных Саянах, затем на Апеннинском полуострове, в Малой Азии, южной Африке, Западной Австралии, в Канаде, Калифорнии и других местах.]

архейского основания. Карбонатиты, состоящие главным образом из карбонатов и принимавшиеся прежними авторами за контактовые или обычные известняки, образуют жилы и небольшие массивы; к ним относятся названия, происшедшие от разных местностей области Fen: *рингит*, *халлаит*, *казенит*, *сёвит* и *раухавгит*. Карбонат, в них содержащийся, преимущественно кальцит, отчасти метасоматически превращенный в доломит или сидерит. Из силикатов распространены щелочные полевые шпаты, зеленые пироксены, в небольшом количестве щелочные амфиболы, слюдяные минералы, титанит, и часто породы сопровождаются обильным фторапатитом. В приведенных таблицах дано несколько анализов таких карбонатитов. Аналогичное происхождение Брёггер предполагает и для некоторых других пород, до сих пор считавшихся контактовыми известняками.

	1	2	3	4
SiO_2	17,26	7,50	3,36	0,89
TiO_2	0,57	0,12	0,30	—
ZrO_2	0,03	—	—	—
Al_2O_3	2,83	2,27	1,69	0,76
Fe_2O_3	2,10	0,85	6,13	0,06
FeO	3,20	9,14	2,99	3,51
MnO	0,20	1,24	0,31	0,67
MgO	2,00	10,59	3,10	16,88
CaO	40,73	27,86	44,35	31,49
BaO	0,02	—	0,10	0,03
Na_2O	1,57	0,19	0,04	0,05
K_2O	0,83	0,17	0,50	0,11
H_2O^+	0,21	0,37	0,16	сл.
H_2O^-	0,17	0,05	0,14	—
P_2O_5	2,89	1,20	3,26	2,83
CO_2	25,06	37,84	32,80	42,88
Cl	0,02	—	0,02	0,07
F	0,20	0,10	0,28	0,08
S	0,25	0,89	0,42	0,07
Σ	100,14	100,38	100,81	100,38

1. Казенит — Kasene, область Fen, Telemarken.
2. Раухавгит — Fen, там же.
3. Сёвит (средний анализ) — Söve, там же — с 0,06 SO_3, 0,80 $(TaNb)_2O$.
4. Раухавгит (жилы) — Ringsevja, там же.

[Оставляя в стороне весьма уже устаревшие представления, согласно которым мраморы в древнейших горных областях считались за магматические породы, можно указать, что первый кальцит, принятый за магматический продукт в силикатовой магматической породе, был кальцитом с Ботогольского гольца в юго-западном Прибайкалье. Мои наблюдения (Куплетский держится обратного мнения) приводят меня к убеждению, что даже такой кальцит в отдельных зернах является постмагматическим продуктом, частично замещающим первичные минералы этого нефелинового сиенита и ничем не отличающимся от тех кальцитов, для которых такого явного замещения не наблюдается. По этому вопросу существует огромная литература, и к объективному изложению Озанна, из которого нельзя заключить, по-моему, о точке зрения автора добавления, необходимо все-таки присоединить соображения — совершенно правильные — Боуэна (Bowen — см. Am. I. Sci, т. 8 (1924), стр. 1—11), указывающего, что если нельзя опровергнуть возможности магматического образования *отдельных индивидов* карбонатов в силикатных магматических породах, то образование чистых или почти чистых карбонатитов — т. е. уже *пород*, требует таких высоких температур и давлений (1 340° и 1 000 атмосфер по Адамсу для кальцита, для доломита же эти цифры гораздо выше и не могли быть получены), которые едва ли реализуются при отвердевании магма-

тических пород. Так как ни в одном из шлифов щелочных пород, содержащих кальцит (многочисленные шлифы из различных коллекций Кранца, щелочные сиениты из Средней Азии, ийолиты и другие щелочные породы нашего Севера, уральские миаскиты и т. д.), мне никогда не удавалось наблюдать наряду с кальцитом, который можно было бы еще считать за первичный, отсутствия типичного метасоматического кальцита, ничем в остальном неотличимого от первого, то мне кажется, что первично-магматическому кальциту нет места в силикатовых породах. Совершенно, кроме того, непонятно, на основании всего нам известного о поведении щелочных и известковых минералов в магматических породах, какой магматический процесс и при каких физико-химических условиях может обусловить то, что щелочи заберут себе (в нефелиновых, напр., сиенитах) всю кремнекислоту и глинозем, не оставив ничего на долю извести, находящейся при этом иногда в значительных количествах в этих «магматических» кальцитах.]

Обзор химических отношений глубинных пород

§ 170. Из всех анализов, приведенных при каждом семействе горных пород, выведено среднее. При выборе отдельных анализов брались по возможности полные и безупречные и произведенные из свежих и типичных пород.

Следует полагать, что эти средние анализы также дают общее представление о среднем составе семейства. На диаграмме I (смотри в конце книги) нанесены они по a, c и f, с прибавлением немногих характерных отдельных анализов, щелочные породы обозначены кружками, щелочноземельные (щелочно-известковые) — точками. Под M разумеется среднее значение для известных изверженных пород (§ 65).

Проекционные точки *щелочных пород* все лежат на стороне *AF* треугольника или вблизи нее, в секстантах II и III. В первый попадают щелочные граниты, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, уртиты и науйяиты, все лейкократовые породы, которые развиваются из гранитной (γ) и фойяитовой (φ) магм. Для всех c=0. Известково-натровые полевые шпаты в них почти совсем отсутствуют. Их различие заключается в s и соответственно в k, что связано с a, c, f. В секстанте III проекционные точки несколько удаляются от стороны *AF* и располагаются в виде пологой дуги почти до угла *F*. Здесь лежат меланократовые, сильно щелочные породы, в которых преобладает атомная группа *F*. В одной части их, как у ийолита из Jivaara, педрозита, фергусита и миссурита, c также приблизительно=0, в другой части, к которой относятся тералиты, шонкиниты, эссекситы, фазинит и бекинкинит, имеются известково-натровые полевые шпаты или богатые глиноземом бисиликаты. Это область распространения тералитовой (ϑ) магмы. Среднее из бекинкинита и фазинита, которое могло быть выведено только из двух анализов, падает на границу с IV секстантом.

Проекционные точки *щелочно-известковых пород* следуют по более сильно изогнутой дуге, которая начинается около точки 15 во II секстанте, пересекает III секстант вблизи середины треугольника и в IV секстанте идет вдоль стороны *CF* к полюсу *F*. К ним принадлежат в нижней части гранито-диоритовые магмы (δ), в верхней части габбро-перидотитовые магмы (ψ и π). Производными первой являются щелочно-известковые граниты, щелочно-известковые сиениты, кварцевые диориты и диориты, второй — габбро, пироксениты и перидотиты. Обе дуги сходятся около полюсов *A* и *F*, в последнем располагаются дуниты. На диаграмме можно видеть, что химическое различие обеих родственных групп

наиболее ясно выражается в средней части обеих дуг и к их концам опять более и более уменьшается.

Совершенно изолированно лежат анортозиты на границе V и VI секстантов. Они представляют части третьей дуги, которая тянется от угла *A* к углу *C* и промежуточные звенья которой до сих пор известны весьма неполно. К ним принадлежит олигоклазит (точка 24). Переходные породы между габбро и анортозитами приходятся между точками 19 и 23.

При нанесении отдельных анализов бо́льшая часть треугольника, по крайней мере секстанты II, III и IV, заполнилась бы проекционными точками, что̀ является доказательством наличия всех переходов как между семействами горных пород, так и между обеими группами. Это же обстоятельство получит ясное свое выражение, если породы с похожими формулами объединить в химические типы, как это проделано с более чем 700 глубинными породами. Так установлено 143 типа, которые обозначаются характерными представителями (об отдельных породах и принципе, на основании которого производилось их объединение, см. A. Osann. Der chemische Factor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine I, Abhandl. 8 der Heidelberger Akad., 1919).

Эти 143 типа можно в свою очередь распределить в натуральные группы. В таблицах I — VIII (см. стр. 694 — 700 в конце книги) приведены эти группы и отдельные типы. Семейства горных пород и группы разделены толстыми линиями. Эти границы ни в коем случае не резкие, они должны только оттенить, что прилегающие к ним типы являются переходными. Чтобы показать число пород, которое приходится на определенный тип, применялся следующий прием. Количество представителей в определенном типе принималось вообще пропорциональным коэфициенту q, равному

$$\frac{\text{общее число представителей во всей группе}}{\text{число типов в группе}}$$

Названия типов с одним только представителем напечатаны мелким шрифтом. Типы с представителями более многочисленными, чем q, подчеркнуты один раз, типы с представителями более многочисленными чем 2q подчеркнуты два раза. Так выясняется картина плотности распределения и относительного значения отдельных типов, и подчеркнутые из них можно обозначить как сильные, остальные—как слабые. Относительно таблиц нужно отметить еще следующее.

В таблице I проведены две пограничные линии. Левая отделяет сильнощелочные граниты (при c=0—0,5) от слабощелочных и щелочно-известковых гранитов, которые занимают центральную часть поля данного типа. Правый нижний угол занимают типы кварцевых диоритов.

Таблица II разделяется тремя пограничными линиями на 4 поля. Налево вверху лежат типы сильно щелочных сиенитов; к ним прилегают щелочно-известковые сиениты и далее бедные кварцем и лишенные кварца диориты. Направо внизу расположены три типа, заключающих кислые габбро и их переходы к анортозитам.

В таблице III налево вверху лежат эссекситы, направо внизу — габбро с их ответвлениями к семейству анортозитов. Оба типа из Webster и Radautal содержат пироксениты, бедные рудой, которые главным образом состоят из ромбического и бедного глиноземом моноклинового авгита.

В таблице IV пограничная линия отделяет основные пироксениты (налево) от основных эссекситов и габбро, горнблендитов и ариежитов (направо).

Таблица V охватывает типы перидотитов, дунитов и богатого шпинелью остраита.

Жильные породы [схизолиты]

[И этот термин — по тем же самым основаниям, как и ранее — очень неудачен по неточности и по возникающей иногда в связи с ним двусмысленности. Неточность станет сейчас же понятной читателю из нижеследующего.

В самом деле, по Розенбушу же следует, что «жильные» породы иногда *вовсе не являются действительными жилами*, а представляют собою *краевые фации*, т. е. самой разнообразной формы периферические части «глубинных» — материнских — пород или, общее, фациальные изменения последних, могущие оказаться и не краевыми их частями. Это — *неточность*, несоответствие термина понятию, им выражаемому. Возникающая иногда *двусмысленность* имеет своей причиной только что указанную неточность. Именно: петрограф описывает языком Розенбуша, т. е. данной книги, свои породы (а так поступает огромное большинство советских петрографов), и, говоря о граните, встреченном им в виде дайки, жилы, называет его жильным гранитом. Если дело этим и ограничивается, то при внимательном чтении становишься втупик: имеет ли намерение автор сказать своим выражением только то, что этот гранит встречается в виде жилы, или только то, что состав этого гранита уклоняется, в смысле Розенбуша, в ту или иную сторону от нормального гранита, не будучи вовсе жилой, или, наконец, имеется в виду и то и другое. Если автор держится в остальном терминологии Розенбуша, то считаешь нужным полагать, что слова «жильный гранит» применяются именно в последнем, только что указанном смысле: что, напр., гранит — аплитовый или аплитовидный, либо, наоборот, обогащен биотитом по сравнению с обычной материнской породой. Но иногда из дальнейшего текста становится ясным, что гранит ничем не отличается от обычного, а только образует жилу. В этом заключается двусмысленность, вытекающая как необходимое следствие применения неточного термина «жильная порода». Наконец, некоторые авторы считают, что термин Розенбуша «жильная порода» совершенно равносилен термину «гипабиссальная порода». Это уже совсем неверно. Гипабиссальным может быть и самый обычный гранит и самый обычный же андезит (см. примечание к заголовку § 211), а, с другой стороны, краевая фация или «жильная порода» в геологически «глубинной» породе, так же как и заключающий ее гранит, будет, очевидно, геологически глубинна. Словом, все такие «геологические» термины в современной петрографии недопустимы, а потому несомненно лучше было бы вместо заголовка «Жильные породы» употребить заголовок «Отщепленные породы» или, еще лучше, то же самое по-гречески — *«схизолиты»*. В дальнейшем я позволил себе всюду заменить розенбушевский термин «жильные породы» («Ganggesteine») термином «схизолиты» (правильнее, конечно, схидзолиты, от древнегреческого σχίζω (схидзо) — колю, раскалываю, отщепляю, но такого звука «дз» нет ни в русском ни в распространен-

ных европейских языках). Термин «схизолит» (некоторые неправильно произносят и пишут «шизолит» — см. выше) принадлежит, если не ошибаюсь, Ринне (Rinne).

Единственным недостатком термина является то обстоятельство, что в нем заключается не везде доказываемое и не всегда доказанное *предположение*, что породы, им обнимаемые, представляют собою непременно продукты отщепления. В некоторых случаях гранит-порфиры имеют, напр., вид настоящих голокристаллических кварцевых порфиров. Ведь последние, как указывается ниже (в примечании к § 211 и в тексте отдела «излившихся» пород), могут встречаться в виде наземных покровов и в виде жил, а в таком случае получается опять зависимость термина от не всегда разъясняемого на местности геологического положения пород: если порода жилы представляет собою самостоятельную — не связанную с гранитом — породу, то ее надо было бы назвать голокристаллическим кварцевым порфиром; если она — продукт отвердевания той же, что и гранит, магмы, получившийся в других физико-химических условиях, то это, по Розенбушу, гранит-порфир. Очевидно, связав себя геологическими условиями, мы в таких случаях просто должны отказаться называть породу. На такое положение действительно жалуются некоторые петрологи, связывающие себя терминологией Розенбуша, и в этом заключается слабое место выделения некоторых *гранит-порфировых* (и только этих) схизолитов (аплиты и лампрофиры резко отличаются от своих материнских пород составом). От всех таких недоразумений можно избавиться, если руководствоваться при обозначении пород исключительно вещественными и структурными признаками. Из своей бывшей педагогической практики я убедился, что студенты правильно определяют породы гранит-порфировых схизолитов, т. е. гранит-порфиры, сиенит-порфиры, диорит-порфириты и т. п., руководствуясь следующими признаками. 1) Гранит-порфировые схизолиты — породы всегда порфировые и полнокристаллические (без стекла или почти без стекла в основной массе). 2) Если в порфировой породе биотит и амфибол находятся и в виде фенокристов и в основной массе, то она не может быть отнесена к порфирам или порфиритам. 3) Если в породе находится ничтожное количество стекла, обнаруживаемое только при внимательном исследовании ее под микроскопом, но зерно основной массы достаточно крупное, чтобы произвести измерение по Федоровскому методу ($>0{,}05$ *мм*), то порода относится к схизолитам даже при отсутствии биотита или амфибола в основной массе. 4) Явления *опацитизации* (см. примечание к § 227) также указывают определенно на принадлежность породы не к схизолитам, а к порфиролитам, как я предлагаю называть «излившиеся» породы Розенбуша (см. примечание к § 211). Наконец, 5) если при отсутствии вышеперечисленных признаков автор все же сомневается, как лучше назвать породу—кварцевым порфиром или гранит - порфиром, либо роговообманковым порфиритом или диорит-порфиритом, — то лучше, естественно, не связывать себя предположениями, а читателя недостоверными сведениями и представлениями: названия «кварцевый порфир» и «роговообманковый порфирит» в таких случаях несомненно предпочтительнее, так как эти порфиролиты существуют как самостоятельные породы, а мы никогда не применяем нового названия, скажем, к диоритам, если они встречаются совместно с гранитами, безразлично в самостоятельном или в зависимом от гранитов развитии].

§ 171. О значении жильных пород как самостоятельного отдела зернистых и порфировых магматических горных пород—см. § 32. Там излагалось, что схизолиты не представляют собой в полном объеме чего-либо автономного, самостоятельного, но в своем жильном проявлении и геологическом распространении связаны с некоторыми глубинными породами и до известной степени образуют сопутствующую им свиту. Эта зависимость выражается также в их вещественном составе. Схизолиты либо имеют тот же самый химический и минералогический состав, но иную структуру, чем глубинные породы, которые они сопровождают, либо же они представляют продукты расщепления магмы зернистых («глубинных») пород и в своих крайних разностях вещественно обнаруживают полярную противоположность. Сопринадлежность определенных жильных пород к определенным зернистым породам указывается тем, что первые встречаются в качестве краевых фаций только этих зернистых пород и никаких других.

Брёггер в своей монографии о лаурвиките и сопутствующих ему жилах (на которую также уже было указано в § 32) разделяет по генетическому принципу породы на:

асхистовые (нерасщепленные), которые имеют вещественный состав своей зернистой породы, и

диасхистовые (расщепленные), которые представляют собой продукты расщепления магмы содержащих их зернистых пород, т. е. материнской магмы.

Различие обеих групп не представляет никаких затруднений; особенно схизолиты асхистовые ясно характеризуются своим составом и структурой. В отношении диасхистовых — *при сравнении с их «глубинными»* * *породами*—опять намечаются две различные группы схизолитов. У одной из них имеет место химическое обогащение атомной группой A, и представители ее в общем богаче светлыми минералами (щелочные полевые шпаты и заместители полевых шпатов); поэтому породы этой группы называются *лейкократовыми схизолитами*. У второй группы диасхистовых пород атомная группа A отступает на второе место по сравнению с группами C и F; здесь преобладают цветные составные части, и потому их называют *меланократовыми схизолитами*. Розенбуш называет по главным представителям — асхистовые представители *гранит-порфировыми*, диасхистовые лейкократовые — *аплитовыми* и меланократовые—*лампрофировыми жильными породами* [лучше схизолитами]. Общее употребление этой номенклатуры представляет подчас затруднение. Ни из теории ни из эксперимента нельзя сделать надежных заключений относительно процессов расщепления в извергаемых магмах. При решении вопроса о принадлежности какой-нибудь диасхистовой породы к определенной зернистой породе приходится руководиться главным образом полевыми наблюдениями, и потому этот вопрос во многих случаях не может быть разрешен с полной и желательной уверенностью. Благодаря этому самое сравнение уже ненадежно. С другой стороны, возможно, что схизолиты, не отличимые друг от друга по своему вещественному составу и структурным особенностям, обозначаются *одним именем*, на самом же деле являются продуктами расщепления различных материнских магм и в одном случае должны быть названы —

* [Кавычки мои — см. примечание на стр. 95.]

по сравнению с материнскими породами — лейкократовыми, в другом — меланократовыми. В последнее время даже подвергается иногда сомнению правильность предположения, что жильные породы остаются верными своему типу, т. е. что из магм, которые носят характер щелочного или щелочноземельного типа, могут образоваться продукты расщепления, сходные со своим типом; это сомнение является лишь результатом опыта. Исходя из этих соображений, здесь дается предпочтение более старой номенклатуре Розенбуша, как более индиферентной в этом отношении.

Гранит-порфировые схизолиты *

§ 172. Все гранит-порфировые схизолиты имеют явственно порфировую структуру. Различие между вкрапленниками и основной массой обнаруживается большей частью уже невооруженным глазом. Во *вкрапленниках* появляются полевые шпаты и часто кварц, если таковой содержится в породе; эти минералы всегда встречаются в основной массе в более молодой генерации. Это отнюдь не является обязательным для цветных составных частей; они нередко появляются только как вкрапленники, а в основной массе отсутствуют совершенно. Основная масса обычно фанеромерная и голокристаллическая; что касается аморфно застывших остатков магмы, то таковые приурочиваются к редким включениям стекла в минералах породы. Основная масса, как таковая, химически богаче SiO_2 и щелочами и, наоборот, беднее окислами двухвалентных металлов, чем вся порода. Количественное соотношение между вкрапленниками и основной массой колеблется в широких пределах. В общем имеет место правило, что идиоморфизм этих вкрапленников повышается с количеством основной массы и уменьшается с увеличением относительного содержания этих вкрапленников. При очень фанеромерной основной массе порфировая структура переходит в порфировидную структуру глубинных пород.

Гранит-порфировые схизолиты заполняют большею частью мощные трещины и часто встречаются в виде краевых фаций глубинных пород.

По минералогическому составу различают:

Гранит-порфиры (просто), *сиенит-порфиры*, *эленлит-порфиры и лейцит-порфиры*, *монцонит-порфиры*, *шонкинит-порфиры*, *ийолит-порфиры*, *эссексит-порфириты*, *диорит-порфириты и габбро-порфириты*.

§ 173. *Гранит-порфиры — это голокристаллические порфировые схизолиты, заключающие в кварцево-полевошпатовой основной массе от средне- до тонкозернистого, реже плотного строения, и от светлого до темносерого, желтоватого, красноватого, реже бурого цвета преобладающие вкрапленники щелочных полевых шпатов и кварца и наряду с ними в небольшом количестве также слюду, амфибол и пироксен.* Имеется группа, в которой щелочно-полевошпатовые вкрапленники сопровождаются известково-натровыми полевыми шпатами и которая по своей геологической ассоциации и химической конституции относится к гранодиоритовой магме, т. е. к щелочноземельному ряду. Эту группу пород называют просто *гранит-порфирами*. Вторая группа имеет химический и минералогический состав щелочных гранитов и встречается только в сопровождении фойяитовых пород. Мы называем их *щелоч-*

* [В подлиннике „Ganggesteine".]

ными *гранит-порфирами*. Постоянными примесями являются апатит, циркон и железная руда, случайными достаточно распространенными примесями титанит, кордиерит или пинит, турмалин, ортит, гранат; иногда также встречаются топаз и оловянная руда.

Между вкрапленниками полевых шпатов преобладает белый, серый, часто красный, при очень свежих породах адуляроподобный и в таком случае бесцветный *ортоклаз* в индивидах, размеры которых колеблются от нескольких миллиметров и до нескольких сантиметров, причем величина их довольно закономерно изменяется в зависимости от величины зерна основной массы. Они идиоморфны и ограничиваются P, M наряду с призмой * и острой (y=(2̄01)), реже тупой (x=(1̄01)) гемидомой, причем кристаллы иногда толстотабличаты по M, иногда призматически развиты по ребру P/M, реже изометричны, вследствие почти одинакового развития плоскостей P и M. Плоскости n, z, o встречаются в виде граней подчиненного развития. Весьма распространено образование двойников по карлсбадскому закону. Ортоклазы часто включают индивиды цветных составных частей, особенно биотита, располагающихся центрально или зонарно. *Микроклин* появляется вместо ортоклаза значительно реже, чем в гранитах; также реже наблюдается микропертитовое срастание с альбитом. *Известково-натровые полевые шпаты* принадлежат ряду олигоклаза или андезина, очень редко лабрадору, причем последнему особенно в пироксеновых гранит-порфирах. Они часто образуют ядра в ортоклазе или лежат внутри последнего в неправильном расположении. Процессы изменения такие же, как и у гранитов; они обычно начинаются из центра плагиоклазов.

Кварцевые вкрапленники имеют формы (10$\bar{1}$1), (01$\bar{1}$1), часто с узкими призматическими плоскостями; распространены явления сильного округления ребер и углов вплоть до глубокой магматической коррозии, которая часто распознается макроскопически. Как и в гранитном кварце, очень распространены включения жидкостей; также нередки и здесь стекловатые включения. Что химическая коррозия кварца была магматическим процессом, доказывает то обстоятельство, что коррозионные пространства выполнены основной массой, подобной таковой же в остальной части породы. Кварц моложе, чем полевые шпаты.

Относительно *слюды* (повсюду темная слюда из ряда биотита, реже сверх того мусковита), *амфибола* (обыкновенная роговая обманка) и *пироксена* (зеленый диопсид, иногда также бронзит) имеет силу сказанное о граните (§ 69); все эти минералы как вкрапленники идиоморфны и старше, чем полевые шпаты. Постоянные и случайные примеси также ничем не отличаются от таковых же в гранитах.

Основная масса гранит-порфиров состоит существенно из щелочных полевых шпатов и кварца, часто без всяких других примесей, в иных случаях с незначительным количеством известково-натрового полевого шпата, биотита, мусковита, роговой обманки и пироксена. Тип сочетания обоих главных компонентов бывает различный. В очень многих случаях ортоклаз идиоморфен с изометрическим развитием по P, M и y, только при более основных членах ряда вытянут по ребру P/M, а кварц цементирует индивиды полевых шпатов. Подобного рода образования называют *микрогранитовыми* (рис. 42); и кварц основной массы бывает иногда также идиоморфен, и тогда появляется в небольших количествах третья генерация цементирующих продуктов, которая соответствует некоторым образованиям в эффузивных породах. В других столь же частых случаях ортоклаз и кварц основной массы срастаются по образцу письменных гранитов таким образом, что в большие цельные поля первого врастают в параллельном положении [т. е. в одинаковой оптической ориентировке] многочисленные индивиды второго. Этого рода образования (рис. 43)

---

* [Прежнее название пинакоидов третьего рода l=(110) и T=(1$\bar{1}$0). Гемидомы — пинакоиды второго рода.]

называют *микропегматитовыми*. * С ними встречаются также весьма разнообразные пучковидные, ледяноузорные, сферолитовые образования, которые целиком состоят из полевого шпата и кварца в закономерном срастании и проникновении. В известном смысле среднее место между микрогранитовой и микропегматитовой структурой занимает такое образование основной массы, при котором округловатые зерна кварца расположены без закономерности (т. е. в различной оптической ориентировке) в более значительных индивидах полевого шпата; подобного рода срастание называют *пойкилитовым*. Микропегматитовые и микрогранитовые образования встречаются не только в различных жилах, но часто в одной и той же жиле; в таком случае мелкозернистое микрогранитовое образование находится около зальбандов, а микропегматитовое центральнее, между тем как часто в середине мощных жил снова появляется более грубозернистая микрогранитовая до порфировой структура. В очень узких апофизах и у самого зальбанда встречаются иногда микрофельзитовые структурные формы липаритов и кварцевых порфиров. Флюктуационные явления не очень редки.



Рис. 42. Гранит-порфир микрогранитовый. Ernsthofen, Оденвальд. Увелич. 30 : 1.



Рис. 43. Гранит-порфир гранофировый. Schlüchtal, Шварцвальд. Основная масса в +. Увелич. 30 : 1.

По своему химическому и минералогическому составу гранит-порфиры соответствуют щелочно-известковым гранитным породам и повторяют в сочетаниях цветных составных частей в основном почти все типы последних, так что известны даже гранит-порфировые образования гранититов амфиболовых гранититов, пироксеновых гранититов и гранитов, так же как и их промежуточных форм. Гранит-пор-

* [В подлиннике всюду вместо «микропегматитовый» стояло *«гранофировый»*; последний термин употребляется разными авторами в различном смысле и потому как термин потерял всякий смысл. См. В. Н. Лодочников. Об импликационных структурах. «Геологич. вестник», т. VI (1928), № 1—3, стр. 61—63.]

фировые жильные образования аляскита встречаются в районе юго-западной Аляски, особенно в верхнем течении реки Кускоквим; они называются *аляскит-порфирами*. Шпур (Spurr) назвал *кускитом* аляскитовый порфир из устья Holikauk при впадении ее в Кускоквим, в котором кислый плагиоклаз замещен большей частью скаполитом, богатым щелочью. До сих пор, наоборот, неизвестно ни одного гранит-порфирового аналога чистых пироксеновых или амфиболовых гранитов. Химический состав дают анализы 1—9; следует также в отношении удельных весов сравнить таблицу на стр. 104. Во многих областях распространения гранит-порфиры переходят через промежуточные типы в сиенит-порфиры совершенно так же, как граниты в сиениты. В противоположность щелочным гранит-порфирам, здесь характерно молекулярное соотношение Na_2O+K_2O к Al_2O_3: щелочей нехватает для связывания глинозема в атомную группу $(NaK)_2O.Al_2O_3$. В этом ряду всегда имеется также в переменных количествах атомная группа $CaO.Al_2O_3$.

Гранит-порфиры чрезвычайно сильно распространены — часто в мощных, тянущихся на много миль жилах—в больших гранитных массивах и их окружении. Многочисленные жилы известны в Вогезах между Breuschtal и южной окопечностью хребта. Здесь встречаются то микрогранитовые, то микропегматитовые, то обогащенные кварцем гранит-порфиры (местность Gerardmer), то роговообманковые и диопсидовые гранит-порфиры с нормальным содержанием кварца (окрестности Hochfeld в Нижнем Эльзасе), то бедные кварцем, но богатые биотитом и диопсидом породы, которые переходят к сиенит-порфирам. В подобном же разнообразии они встречаются в долине Рейна у Waldshut до Murgtal при Gernsbach в Шварцвальде; нередко они содержат много пинита и очень часто подобны кварцевым порфирам (древние кварцевые порфиры в геологической литературе Шварцвальда). Большую роль играют гранит-порфировые жилы северного простирания во внутреннем Оденвальде при Modau, Ramstadt и т. д. Знамениты мощные гранит-порфировые жилы, которые пересекают в северо-южном направлении Рудные горы от чешской границы до окрестностей Dippoldiswald. Также встречаются они в Богемско-Баварском Лесу, в Тюрингии, в Силезии и т. д. Двуслюдяные гранит-порфиры (Elvane) часто встречаются в связи с оловянорудными гранитами (Корнуэльс). Благодаря разнообразию своей структуры приобрела известность на Гарце так называемая «Bodegang» между гранитными массивами Brocken и Romberg (см. § 43). Постоянное содержание турмалина характеризует прекрасные третичные гранит-порфиры острова Эльбы; кордиерит и пинит выделяют равным образом третичные жилы в области Campiglia Maritima в Maremme (средняя Италия).

Альпийские гранит-порфиры области Монблана и Циллертальских Альп (Griesscharte), так же как и породы Большой Саксонской долины в Оденвальде севернее Гейдельберга, которые правильнее называть аплит-порфирами, представляют значительный интерес по своим динамометаморфическим явлениям. Изменения в структуре и в минералогическом составе такие же, какие были описаны при гранитах (§ 86). Gust. Rüetschi сделал подробные исследования превращения гранит-порфира (Rofnaporphyr) из ущелья Rofna в области Рейна в гранит-порфировый гнейс, переходящий далее целиком в сланцеватую породу (гранит-порфировый сланец). Из этого исследования приведены анализы

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16 a	16 b	16 c
SiO_2	76,26	75,90	72,48	71,25	70,40	68,95	68,17	66,73	65,47	63,45	65,87	64,34	62.95	57,29	52,26	70,25	70,48	70,16
TiO_2	0,40	0,38	0.28	0,32	0,28	0,22	0,56	0,69	0,66	0,60	0,37	0,43	0,67	0,68	1,92	0,43	0,30	0,42
Al_2O_3	12,06	12.07	14.06	13,67	15,29	15,84	15,45	15,27	16,11	15,16	16,82	13,80	15,91	15,71	10,63	14,01	14,48	14,32
Fe_2O_3	1,14	1,01	0,89	1,67	0,09	1,14	1,78	1,47	1,61	2,50	1,58	1,31	3,30	4,54	2,47	1,12	1,99	2,18
FeO	0,66	1,45	1,05	0,43	1,69	0,56	0,84	3,41	2,23	2,66	1,23	3,30	1,37	3,18	5,45	1,59	0,64	0,51
MnO	0,25	—	сл.	—	—	сл.	—	0,07	—	0,15	сл.	—	0,08	0,29	0,12	0,08	—	—
MgO	0,06	0,22	0,62	1,01	0,58	0,24	0,86	0,44	1,65	1,25	1,54	3,61	2,18	4,30	9,32	0,94	1,04	0,63
CaO	0,69	0,65	2,17	2,41	1,62	1,96	1,83	2,94	3,56	1,29	2,65	2,98	4,46	5,40	5,62	0,86	0,62	0,87
Na_2O	2,89	3,08	3,30	4,22	4,09	4,56	6,02	2,79	3,00	4,70	4,72	3,50	4,05	4,04	1,60	2,63	2,46	2,37
K_2O	4,50	5,32	4,75	4,13	3,89	3,69	2,77	5,30	3,76	6,60	3,15	5,57	2,95	1,93	5,99	5,97	5,98	6,02
H_2O^+	0,71[1]	0,41	0,35	0,94	1,13	1,49	1,16	0,38	1,10	1,32	1,43	1,64	1,19	2,69[1]	1,97	1,35	1,68	2,44
H_2O^-	—	0,06	0,16	0,20	—	0,86	0,13	0,70	0,04	—	—	—	0,72	—	0,98	—	—	—
P_2O_5	—	0,15	0,0	—	0,22	0,08	0,32	0,12	0,57	0,23	сл.	—	0,18	—	0,98	0,19	—	—
Σ	99,62	100,70	100,28	100,25	99,51	99,67	100,22	100,31	99,93	100,16	99,36	100,48	100,07	100,05	100,14	99,42	99,67	99,92
Уд. вес	—	—	—	2,691	2,68	—	—	—	—	2,627	2,62	—	—	—	—	2,690	2,719	2,734

1. Гранит-порфир — Sundsvall, Швеция.
2. Гранит-порфир — (с голубым кварцем) — Llano co., Техас.
3. Гранит-порфир — озеро Tenaya, Yosemite Valley, Калифорния — с 0,08 BaO, следами SrO, Li_2O.
4. Гранит-порфир — Piz Giuf, массив Aar.
5. Гранит-порфир — из Bodeganges, Kestentalrücken, Bodetal, Гарц — с 0,23 FeS_2.
6. Гранит-порфир — Hog Ranch, Аризона — с 0,01 ZrO_2, 0,07 BaO.
7. Гранит-порфир— Ernsthofen, Оденвальд—с 0,15 SO_3, 0,18 CO_2.
8. Гранит-порфир — Östersundom, Финляндия.
9. Гранит-порфир — Vogelherd у Ober-Ramstadt, Оденвальд— с 0,15 SO_3, 0,02 CO_2.
10. Пироксеновый гранит-порфир — Haselberg у Ammelshain, Саксония — с 0,05 ZrO_2, 0,20 CO_2.
11. Сиенит-порфир — Castle Mts., Монтана.
12. Сиенит-порфир — Talhorn, Вогезы.
13. Сиенит-порфир — Cooks Peak, Новая Мексика — с 0,03 BaO, 0,03 SrO.
14. Сиенит-порфир — Svanken, Швеция.
15. Сиенит-порфир — Appleton, Knox co., Мэн — с 0,08 ZrO_2, 0,75 CO_2.

16 a. Гранит-порфир, нормальный — Rofna, Hinterrhein, Швеция.

16 b. Гранит-порфировый гнейс — там же.

16 c. Гранит-порфировый сланец — там же.

16 a—16 c, которые с несомненностью доказывают, что динамометаморфизм не изменил химического состава породы. Повысилось только содержание воды вследствие превращения полевых шпатов в мусковит (фенгит) и кварц. Rüetschi высчитывает минералогический состав в следующем виде:

	в 16 a		в 16 c.
Кварц	41,88	44,67	
Ортоклаз	39,46	18,86	
Олигоклаз	10,36	5,85	
Биотит	8,30	(фенгит) 30,62	

Необходимо обратить внимание на увеличение удельного веса с 2,690 в 16 a до 2,734 в 16 c — факт, имеющий важное значение для изучения кристаллических сланцев.

Особый тип представляют темные, богатые диопсидом, бронзитом и биотитом гранит-порфиры местности Taucha у Лейпцига, которые пересекают покровы пироксеновых кварцевых порфиров и называются *пироксеновыми гранит-порфирами*. В химическом отношении они стоят близко к сиенит-порфирам (анализ 10).

[На пространстве Союза многочисленные представители гранит-порфиров известны во всех тех местах, где имеются большие выходы гранитов, т. е. на Урале, в Казакстане, в Средней Азии, в Сибири и т. д.]

§ 174. *Щелочные гранит-порфиры* отличаются от собственно гранит-порфиров минералогическим составом, отсутствием известково-натровых полевых шпатов и присутствием эгирина, арфведсонита и других щелочно-железистых амфиболов, вместо которых или наряду с которыми может также присутствовать биотит. В химическом отношении они отличаются от предыдущих молекулярным соотношением Na_2O+K_2O, равным или бо́льшим количества Al_2O_3, и в геологическом отношении тем, что встречаются в области фойяитовых пород. Это *светлоокрашенные породы, беловато-серые до яркозеленоватых, а также голубовато-серые, или ярко мясокрасные, окрашенные в несвежем состоянии окислами железа в красный цвет и имеющие совершенный гранит-порфировый облик*. Вкрапленники полевых шпатов принадлежат ортоклазу, микропертиту, анортоклазу и альбиту, и эти же самые полевые шпаты находятся в основной массе; они присутствуют и во вкрапленниках и в основной массе или вместе или только один из них. Как ни незначительно число известных месторождений этих пород, однако можно заключить, что с каждым типом щелочных гранитов должен встречаться соответствующий тип щелочного гранит-порфира. Переходы в щелочные сиенит-порфиры распространены в такой же степени, как и переходы гранит-порфиров в сиенит-порфиры; их поэтому можно называть щелочными кварцевыми сиенит-порфирами.

Представители этих пород встречаются: в области Langesund в южной Норвегии с арфведсонитом и эгирином, как цветной составной частью, у Mount Ascutney в Вермонте, у Mount Waas в Юте (анализы 3 и 4 на стр. 249), в области Zinder в Судане между озером Чад и Нигером. В виде образований, бедных кварцем и с незначительным содержанием кислого олигоклаза, они распространены в Монтане и в северной части Adirondacks. Щелочной гранит-порфир в разрозненных глыбах был также

найден на острове Wandel, относящемся к Земле Грахама в Антарктическом океане.

[Щелочные гранит-порфиры или, вернее, пока только щелочные микрограниты известны в Союзе на центральном водоразделе Кольского полуострова, где наблюдаются быть может наиболее крупные месторождения их материнских пород — щелочных гранитов.]

§ 175. *Сиенит-порфиры* представляют собою голокристаллически-порфировые схизолиты с плотной, реже тонкозернистой основной массой красноватого до бурого или серовато-желтого до серовато-зеленого цвета и с преобладающими вкрапленниками щелочных полевых шпатов и плагиоклазов и более редкими биотита, роговой обманки или *диопсида*. *Постоянные примеси — апатит, циркон и железная руда.* Смотря по преобладанию цветной составной части различают *слюдяные сиенит-порфиры, роговообманковые сиенит-порфиры* и *авгитовые сиенит-порфиры.*

Вкрапленники редко достигают величины одного сантиметра. Ортоклаз имеет табличатые формы по M или столбчатые по ребру P/M; при изменении он окрашивается в красный или бурый цвет окислами железа либо в зеленоватый до желтоватого вследствие эпидотизации; известково-натровые полевые шпаты принадлежат ряду олигоклаза, андезина и лабрадора и изменяются подобно ортоклазу. Цветные составные части идиоморфны, но очень легко изменяются, так что на их месте встречаются псевдоморфозы хлорита с кальцитом или эпидота, вследствие чего породы бывают пятнистозелеными.

Основная масса состоит, как у некоторых гранит-порфиров, из идиоморфного ортоклаза с непостоянным, часто со значительным количеством коротколейстообразного плагиоклаза и кварца. Реже полевой шпат и кварц образуют аллотриоморфные аггрегаты. Цветные составные части второй генерации встречаются чаще, чем у гранит-порфиров. Структура микрогранитовая; чрезвычайно редко встречаются микропегматитовые образования. В жилах часто наблюдаются краевые уплотнения.

Близкое химическое родство сиенит-порфиров с гранит-порфирами показывают анализы 11—15 на стр. 246. Сильное вшипение этих пород при смачивании их соляной кислотой доказывает широкое образование карбонатов вследствие воздействия атмосферных агентов.

Сиенит-порфиры часто встречаются вместе с гранит-порфирами; так, напр., слюдяные сиенит-порфиры — иногда с роговой обманкой и диопсидом, местами без этих двух минералов — находятся в Шварцвальде, в Тюрингии, на Гарце в окрестности Beucha у Лейпцига (здесь в связи с пироксеновыми гранит-порфирами) и т. д.

§ 176. *Щелочные сиенит-порфиры — это голокристаллически-порфировые схизолиты. Основная масса плотная до тонкозернистой, светло- до темносерого, также серо-зеленоватого, синевато-серого или буровато-серого, редко красноватого цвета. Вкрапленники представлены щелочными полевыми шпатами и большею частью довольно редкими минералами из семейства биотита, амфибола и пироксена.* Постоянные примеси — апатит, циркон и чрезвычайно скудные частицы железных руд. Как случайные примеси в типах, бедных кремнеземом и совершенно свободных от кварца, изредка присутствует нефелин или какой-нибудь из содалитовых минералов.

Вкрапленники табличаты по M, в свежем состоянии походят на санидин, часто с двойниками по карлсбадскому закону и частью принадлежат микропертиту и микроклин-микропертиту, частью микроклину и санидину, частью анортоклазу, местами альбиту. Известково-натровые полевые шпаты отсутствуют совершенно, либо встречаются изредка в породах, переходных к нормальным сиенит-порфирам.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	75,24	74,19	73,27	70,02	67,75	66,22	64,51	63,02	58,90	57,32	57,20	56,04	54,58	53,40	53,19	51,31	50,63	45,64
TiO_2	0,25	0,09	0,10	0,10	0,24	0,22	0,75	—	1,47	0,88	сл.	0,65	0,62	1,25	сл.	1,20	0,90	2,44
Al_2O_3	11,00	12,85	13,29	14,38	13,37	16,22	16,75	14,87	16,48	17,27	20,04	21,50	20,43	18,21	22,57	21,54	24,00	19,50
Fe_2O_3	2,21	1,60	1,16	1,17	4,82	1,98	2,05	6,53	2,98	1,62	2,90	1,06	2,08	2,19	1,98	3,68	2,33	3,47
FeO	1,57	0,98	0,13	0,13	1,69	0,16	1,00	—	3,35	3,94	1,20	3,28	3,39	2,68	1,72	3,37	2,21	3,34
MnO	—	сл.	0,03	0,02	0,38	сл.	0,21	0,46	0,08	0,09	—	—	сл.	0,70	сл.	0,41	—	0,19
MgO	0,24	0,11	0,07	0,61	0,44	0,77	0,60	0,95	0,78	2,68	0,40	1,12	сл.	0,96	0,49	0,18	1,54	3,04
CaO	сл.	0,12	0,21	0,66	1,04	1,32	1,38	1,12	2,78	4,24	3,19	2,42	1,56	3,66	2,55	1,39	2,13	4,45
Na_2O	3,86	5,86	3,44	5,48	4,24	6,49	6,08	5,85	4,09	4,52	7,85	8,39	10,70	8,45	8,86	9,25	11,36	11,57
K_2O	4,78	3,98	7,53	5,87	5,13	5,76	5,74	5,62	6,05	5,96	4,12	5,03	5,74	3,87	6,60	5,49	4,39	6,96
H_2O^+	0,42	0,10	0,43	0,44	1,13	0,24	0,46	1,45[1]	0,34	0,47	2,20	0,67[1]	1,02	3,37	1,47	0,84	0,63	0,16[1]
H_2O^-	0,20	0,16	0,23	0,27	—	—	0,31	—	0,82	0,08	—	—	0,12	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	сл.	сл.	сл.	—	0,10	0,14	—	—	0,51	0,22	—	сл.	0,06	—	сл.	0,28	—
Σ	99,77	100,04	100,11	99,95	100,23	99,89	100,02	99,87	99,67	99,88	99,42	100,16	100,24	100,03	99,91	98,94	100,40	100,76
Уд. вес	—	2,66	—	—	—	—	—	2,637	—	—	—	—	2,698	2,490	—	2,71	—	—

1. Рибекитовый гранит-порфир — Северные морены (Nordisches Geschiebe).
2. Натроворибекитовый гранит-порфир—San Franzisko Mt., Аризона — со следами ZrO_2, Cl, BaO, Li_2O.
3. Эгириновый гранит-порфир — Mt. Waas, Юта — с 0,02 ZrO_2, 0,02 CO_2, 0,07 SO_3, 0,01 Cl, 0,10 BaO.
4. Эгириновый гранит-порфир — Mt. Waas, Юта — с 0,01 ZrO_2, 0,38 CO_2, 0,19 SO_3, 0,03 Cl, 0,13 BaO, 0,06 SrO.
5. Кварцевый щелочной сиенит-порфир — Ragunda, Angermanland, Швеция.
6. Кварцевый щелочной сиенит-порфир — Gray Butte, Bearpaw Mts., Монтана — с 0,29 BaO, 0,06 SrO, 0,02 SO_3, 0,04 Cl, следами Li_2O и F.
7. Щелочной сиенит-порфир — Hueco Tanks, Техас — с 0,04 Cl.
8. Щелочной сиенит-порфир — Rand Hill, Адирондакские горы, США (0,46 MnO_2).
9. Пуласкит-порфир — Oakey Creek, Nandewar Mts., Новый Южный Уэльс — с 0,05 NiO, 1,50 CO_2.
10. Пуласкит-порфир — река Kettle, Канада — с 0,24 BaO, 0,06 SrO.
11. Элеолитовый сиенит-порфир — Viezzenatal близ Predazzo, Тироль — богатый гранатом, с 0,10 Cl.
12. Нефелиновый ромбовый порфир — Vasvik близ Laurvik, южная Норвегия.
13. Нефелиновый сиенит-порфир — Akuliarusek, Гренландия.
14. Элеолитовый сиенит-порфир — Pömmerle, Средне-богемские горы — с 0,15 SO_3, 0,02 Cl, 1,06 CO_2.
15. Элеолитовый сиенит-порфир — Val dei Coccoletti, Monte Mulatto близ Predazzo, Тироль — с 0,37 Cl, 0,11 CO_2.
16. Элеолитовый сиенит-порфир — Akuliarusek, Гренландия — с 0,17 Cl, 0,15 CO_2.
17. Элеолитовый сиенит-порфир — Lougental, область Осло.
18. Элеолитовый сиенит-порфир — между малыми и большими Воджарами, Умптек, Кольский полуостров.

[1] Потеря при прокаливании.

Если же наряду с полевыми шпатами встречается также кварц в большем или меньшем количестве, то получаются щелочные кварцевые сиенит-порфиры, через которые совершается переход к щелочным гранит-порфирам.

Цветные составные части представляют: или черно-бурый, весьма богатый железом биотит в гексагональных таблицах, или богатый железом и щелочами, часто синий, а также бурый прозрачный катафоритовый, арфведсонитовый или баркевикитовый амфибол, или диопсид (часто с эгириновыми оболочками), или эгирин-авгит и эгирин.

Основные массы, часто шероховатые наощупь подобно трахитам, если они свободны от кварца, состоят преимущественно из флюидально расположенных тонких табличек по М, реже из изометрических индивидов щелочных полевых шпатов наряду с большей частью скудным, реже более значительным количеством микролитов цветных составных частей. При появлении кварца основная масса становится более похожей на основную массу сиенит-порфиров. Плагиоклаз отсутствует совершенно или встречается только случайно и притом в богатых альбитом членах ряда.

Химический состав щелочных сиенит-порфиров, которые примыкают с одной стороны к щелочным гранит-порфирам, с другой — к элеолит-порфирам, является, как показывают анализы 5—10 на стр. 249, вполне тождественным щелочным сиенитам. От собственно сиенит-порфиров их отличает более низкое содержание MgO и CaO, что минералогически выражено отсутствием или скудным количеством близкого к альбиту известково-натрового полевого шпата и незначительным количеством цветных составных частей. Подобно тому как это было уже указано для щелочных гранит-порфиров, у щелочных сиенит-порфиров для каждого типа щелочных сиенитов также существует соответственный тип, и можно было бы без затруднения провести дальнейшее деление на *нордмаркитовые* и *пуласкитовые порфиры*, *умптекитовые порфиры* и т. д.

Большое распространение имеют нордмаркитовые порфиры в области Осло (Nakholmen, Killigen, Huk, Linderudbråten, Bygdö, Näsodden и т. д.), где их жилы частично имеют зальбанды, очень богатые пиритом и карбонатом наподобие гранит-порфиров Тюрингии. Они также находятся у Ragunda в Швеции (анализ 5). У Katzenstein против Tichlowitz на Эльбе красноватые и буровато-зеленые жилы, вполне сходные с таковыми же у Дронтьемской улицы в Осло, пересекают бакулитовые мергели в ближайшем соседстве с эссекситами у Rongstock. В некоторых нордмаркитовых и пуласкитовых порфирах, которые сопровождаются южнотирольскими монцонитами, в пуласкитовых порфирах Foya в Serra de Monchique и в порфирах Highwood Mountains, так же как Bearpaw Mountains (анализ 6) в Монтане, содержится диопсид вместе с биотитом. Некоторые щелочные сиенит-порфиры соответствуют типу *акерита* (см. § 95), напр. у Осло, в районе озера Champlain и в Альбани (Нью-Гэмпшир); там же у Groveton они содержат титан-авгит вместо диопсида. Щелочные сиенит-порфиры, у которых эгирин или эгирин-авгит составляют преобладающую цветную составную часть, встречаются в Ragunda, в Black Hills (Дакота), в Judith Mountains в Монтане, в Гренландии и в штатах Виктория и Новый Южный Уэльс в Австралии. Щелочные сиенит-порфиры с преобладанием амфиболов, либо арфведсонита или рибекита, либо (но реже) баркевикита, которые можно было бы назвать умптекитовыми порфирами, встречаются по описаниям в области Salem в Массачузетсе, в верхней долине Ribeira в штате S. Paulo (Бразилия) и на острове Сокотра. *Ромбовыми порфирами* называют гранит-порфировые

жильные фации лаурвикита, которые однако, вследствие неотличимости их от одноименных эффузивных образований этих магм, будут описаны ниже.

Нефелиновым ромбовым порфиром (анализ 12) называют жемчужно-серого цвета ромбовый или *лаурвикитовый порфир*, в котором большие ромбической формы полевые шпаты (анортоклаз и микропертит) лежат в основной массе из микропертита, ортоклаза и непостоянного количества нефелина, а цветными составными частями являются биотит в неправильно образованных листочках и зерна диопсида с оболочками эгирина и эгирин-авгита. Нефелиновый ромбовый порфир прорывает лаурвикит в железнодорожном туннеле у Vasvik, недалко от Laurvik в южной Норвегии. Эта порода представляет переход к группе элеолитовых порфиров.

§ 177. *Элеолит-порфиры (элеолит-сиенитовые порфиры) представляют собою голокристаллически-порфировые схизолиты, которые содержат в тонкозернистой до плотной, в свежем состоянии серой до зеленовато-серой, в выветрелом часто кирпично-красной или буроватой основной массе вкрапленники щелочных полевых шпатов и элеолита (нефелина).* Цветные составные части принадлежат большею частью эгирин-авгиту и эгирину или диопсиду (часто с оболочками, богатыми щелочами), реже биотиту или какой-нибудь роговой обманке, богатой щелочами и железом, и только там и сям встречаются в виде вкрапленников. Постоянные и случайные примеси такие же, как и в элеолитовых сиенитах, но встречаются здесь в меньшем количестве. Основная масса представляет собою гипидиоморфно-зернистую смесь щелочного полевого шпата и элеолита (нефелина), к которой часто примешаны цветные составные части обычно в микролитовых образованиях. При сильном их увеличении совершается переход элеолит-порфиров в тингуаит-порфиры.

Химический состав элеолит-порфиров (анализы 11—18 на стр. 249) изменяется в таких же пределах, как и состав элеолитовых сиенитов, и повторяет все характерные черты последних, что однако недостаточно ясно выражено вследствие незначительного числа имеющихся анализов.

В поразительном разнообразии встречаются элеолит-порфиры в районе тирольских монцонитов. Общеизвестный под именем *либенерит-порфира* тип из окрестностей Predazzo обнаруживает в плотной основной массе, окрашенной вторично выделившимися окислами железа в кирпично-красный цвет, вкрапленники красных ортоклазовых таблиц и зеленых псевдоморфоз мусковита по нефелину (либенерит). Основная масса состоит почти исключительно из тонких ортоклазовых табличек; цветные составные части стали неразличимыми и своим разложением доставили окрашивающие эти породы окислы железа. Совершенно такой же тип встречается также в виде отдельных глыб около Aas на острове Alnö в Ботническом заливе в сопровождении фойяита, между тем как прилегающими жилами являются типичные пироксеновые фойяитовые порфиры, которые при своем несвежем состоянии имеют тот же состав, что и типичные свежие породы у Picota в южной Португалии и у Serra dos Poços de Caldas на границе у S. Paulo и Minas Geraes в Бразилии. Равным образом вполне соответствует либенерит-порфиру *гизекит-порфир* у Akuliarusek в Гренландии. Гизекит оказывается той же самой псевдоморфозой, которая в Тироле называется либенеритом. Свежая порода (анализ 16) содержит вкрапленники (величиной в сантиметр) зеленого элеолита

в комбинации $(10\bar{1}0)$ (0001) $(10\bar{1}1)$ и табличатые по (010) кристаллы (величиною до 2 *см*) богатого натром, частью также пертитового ортоклаза и аггрегаты зеленого биотита. Основная масса состоит из лейстообразных щелочных полевых шпатов, нефелина, содалита, анальцима, зеленого биотита, эгирина, граната, а также небольшого количества канкринита и плавикового шпата.

Другой тип элеолитового порфира в области тирольских монцонитов был описан Озанном и Хлавачем (анализ 11) из долины Viezzena. Вкрапленники криптопертита, микроклина и лабрадора — с обильными включениями идиоморфного нефелина и содалита, затем диопсида, частью эгиринсодержащего, синего щелочного амфибола с симметрично расположенной плоскостью оптических осей и обильного количества граната в форме ромбододекаэдра — лежат в светлозеленой тонкозернистой основной массе из таких же полевых шпатов и некоторого количества нефелина и содалита. Химический состав ясно указывает на воздействие монцонитовой основной магмы. Описанная Ромбергом (Romberg) и Хлавачем (Hlawatsch) порода из Val Coccoletti (анализ 15) отличается отсутствием лабрадора и появлением нефелина в виде фенокристов. Ромберг описывает третий, тоже гранатсодержащий, элеолитовый порфир из Val delle Scandole, в котором преобладающей цветной составной частью является титан-авгит. Синие амфиболы здесь отсутствуют. Многие элеолитовые порфиры, сопровождающие элеолитовые сиениты в Арканзасе и амфиболо-фойяитовый порфир из Port Cygnet, к юго-западу от Hobart в Тасмании, также богаты гранатом и особенно меланитом. Родственный типу из Val delle Scandole фойяитовый порфир прорывает жилообразно щелочные излившиеся породы у Dunedin в Новой Зеландии.

Анализ 17 дает химический состав одного элеолитового порфира, находящегося в свите лаурдалита из Lougental в южной Норвегии. У пироксено-фойяитовых порфиров, которые встречаются в сопровождении эссексита в Средне-богемских горах (böhmische Mittelgebirge) у Rongstok и Pömmerle, так же как и у элеолит-порфиров из свиты монцонитов, снова сказывается влияние материнской породы в повышенном содержании извести, обусловливающем появление андезина и лабрадора наряду с щелочными полевыми шпатами (анализ 14). С хибинитами и луявритами Кольского полуострова также связаны элеолит-порфиры в виде пластовых жил, параллельных слоистости первых пород; эти элеолит-порфиры имеют характер сопровождаемых ими пород.

Анализ 18 дает состав породы, очень бедной ортоклазом, но богатой нефелином и эгирин-авгитом, а также и титанитом.

Как все гранит-порфировые жильные породы, элеолитовые порфиры встречаются в виде краевых фаций элеолитовых сиенитов и затем, в свою очередь, переходят в зальбандах в тингуаитовый порфир.

[Элеолитовые микросиениты и гранит-порфировые их разности известны на Кольском полуострове.]

§ 178. *Лейцитовые порфиры* содержат в тонкозернистой зеленовато-серой основной массе состава лейцитового сиенита вкрапленники псевдолейцита, описанные в § 99 и достигающие величины кулака; наряду с этим встречаются щелочный полевой шпат, там и сям элеолит и иногда биотит или эгирин-авгит. До сих пор эти породы известны только из района элеолитовых сиенитов Serra dos Poços в S. Paulo в Бразилии и из Magnet Cove в Арканзасе, а также из эруптивного штока Oberwiesen-

tal в Рудных горах, где они появляются с тингуаитовыми и нефелин-долеритовыми породами.

Вследствие сильного увеличения количества меланита, часто встречающегося акцессорно в лейцитовых порфирах, образуются в Арканзасе *бороланит-порфировые породы*.

§ 179. Тералитовые типы, богатые темными составными частями, имеют, совершенно так же как фойяитовые члены щелочного ряда, свои гранит-порфировые образования в виде самостоятельных жил и краевых фаций сопровождаемых ими зернистых пород. Число месторождений по настоящее время еще невелико, и мы объединяем с ними близко родственные *монцонит-порфиры*. Эти последние находятся во многих пунктах области Monzoni и Predazzo (Тироль) и характеризуются вкрапленниками лабрадора с каемками ортоклаза и фенокристами ортоклаза в небольшом количестве, вместе с которыми встречаются то биотит, то диопсид, то роговая обманка как преобладающие цветные составные части. Основная масса состоит преимущественно из изометрического ортоклаза и небольшого количества кварца или, где последний отсутствует, скудного количества нефелина (Toro lungo на Monte Mulatto). В виде фенокристов встречается также иногда меланит. В Норвегии жила типичного монцонит-порфира прорывает около железнодорожной линии у Holmestrand эссексит-порфиры, но не ромбопорфиры. Из Мадагаскара Лякруа описал монцонит-порфиры Ambodimadiro и массива Bezavona (анализ 1 и 2 на стр. 254); в этих породах ортоклаз частью преобладает над лабрадором и сопровождается небольшим количеством нефелина и содалита.

В Highwood Mountains в Монтане Пирсон отметил жилы, в свежем состоянии жемчужно-серого цвета, а от выветривания делающиеся бурыми, которые он называет сиенит-порфирами (анализ 4). Они содержат вкрапленники табличатого ортоклаза, столбчатого диопсида и мелкие кристаллы биотита в основной массе, существенно состоящей из тонкотабличатых полевых шпатов. В промежутках этих минералов продукты выветривания свидетельствуют о прежнем присутствии нефелина и содалитового минерала, о чем также говорит содержание SO_3 и Cl в анализе. Значительное содержание MgO и CaO отделяет эти породы от пуласкит-порфиров и заставляет отнести к *шонкинит-порфирам*. Шонкинит-порфиры (анализ 7) и *слюдяные шонкинит-порфиры* (анализ 5) Katzenbuckel, в противоположность породам из Монтаны, бедны санидином и богаты нефелином и нозеаном. Их минералогический состав повторяет в основном состав зернистых шонкинитов этого месторождения. Шонкинит-порфиры с вкрапленниками авгита в основной массе из ортоклаза, гастингсита и небольшого количества нефелина описаны с островов Los в западной Африке (анализ 6).

[Шонкинит-порфиры с вкрапленниками авгита известны с Кольского полуострова.]

Эссекситовые порфириты как породы известны из немногих мест. Жильные породы этого типа были описаны Лякруа под названием *топсаулит* с Topsail, одного из островов Los в западной Африке. Они содержат вкрапленники андезин-лабрадора и авгита в основной массе из кислого плагиоклаза, микроклина, биотита, авгита и небольшого количества баркевикита (анализ 3). У Narsak в гренландской нефелиново-сиенитовой области Julianehaab встречается, по Ussing'у, эссекситовый порфирит

с вкрапленниками лабрадора, величиною больше сантиметра, в зеленочерной основной массе, состоящей из плагиоклаза, ортоклаза и авгита (анализ 11). Относительно эссексит-порфиритов и лейцитсодержащих эссекситовых порфиритов, которые Лякруа описал с Мадагаскара, нельзя твердо сказать, составляют ли они самостоятельные породы или только местные фации соответствующих глубинных пород.

Бедные санидином шонкинит-порфиры образуют до некоторой степени промежуточное звено к *йолит-порфирам*, которые прорывают основной кряж в ущелье Pyhäkuru в приходах Kuolajärvi и Uleåborgs län в Финляндии в сопровождении канкринитового сиенита. Они содержат вкрапленники несвежего нефелина и диопсида с оболочкой эгирин-авгита в темносеро-зеленоватой основной массе из нефелина и пироксена. Постоянные и случайные примеси: апатит, магнетит, немного титанита и иногда небольшие количества основного плагиоклаза (анализ 9). Йолит-порфир из Aas на острове Alnö с вкрапленниками меланита, эгирин-авгита и нефелина состоит из 35% нефелина, 30,5% эгирин-авгита и эгирина и 30,4% меланита; остальное относится к примесям, где большею частью преобладает апатит (анализ 10).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	56,25	49,45	48,88	51,94	45,22	40,80	40,19	39,88	45,48	42,02	50,98
TiO_2	0,63	1,16	1,69	0,39	2,10	2,02	3,21	0,95	1,18	2,36	1,38
Al_2O_3	20,50	22,20	2,56	15,78	19,09	17,27	16,93	20,33	18,75	12,05	22,15
Fe_2O_3	1,85	2,87	3,34	4,07	5,77	3,15	6,77	5,24	3,99	7,93	1,04
FeO	4,23	4,22	5,29	3,17	2,20	9,32	4,11	7,60	1,57	5,06	4,25
MnO	—	—	—	сл.	0,41	—	0,63	—	0,15	0,96	сл.
MgO	2,54	1,55	3,09	3,48	2,50	5,13	4,27	6,48	1,50	2,18	0,79
CaO	3,62	7,70	8,34	6,04	2,62	10,19	5,77	11,51	7,22	17,01	7,90
Na_2O	5,91	4,98	4,75	3,44	10,33	6,97	6,12	4,64	10,69	4,95	6,84
K_2O	4,80	1,97	2,56	7,69	3,91	2,30	4,01	2,44	3,80	3,15	2,71
H_2O^+	0,83[1]	3,52[1]	0,32[1]	2,17	5,06	1,96	5,26	0,95[1]	2,00	0,67	1,22
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10	—	0,12
P_2O_5	—	0,27	0,73	0,59	1,03	0,14	2,32	0,43	0,46	1,66	0,38
Σ	101,16	99,89	99,55	99,83	100,78	99,25	99,24	99,70	100,17	100,54	99,76
Уд. вес	—	—	—	2,623	—	2,713-2,776	—	—	2,76	—	2,82

1. Монцонит-порфир — Ambodimadiro, Мадагаскар.
2. Монцонит-порфир — Maromandia, массив Bezavona, Мадагаскар.
3. Эссекситовый порфирит (топсаилит) — Topsail, острова Los, Сенегал.
4. Шонкинит-порфир—около Shonkin Stock, Highwood Mts., Монтана — с 0,42 BaO 0,28 SrO, 0,29 SO_3, 0,08 Cl.
5. Слюдяной шонкинит-порфир — Katzenbuckel, Оденвальд — с 0,45 SO_3, 0,09 F, следами SrO и Cl.
6. Шонкинит-порфир (микрошонкинит) — Topsail, острова Los, Сенегал.
7. Шонкинит-порфир — Katzenbuckel, Оденвальд — с 0,21 SrO, 0,34 CO_2, следами Cl и F.
8. Шонкинит-порфир (микрошонкинит) — Topsail, острова Los, Сенегал.
9. Йолит-порфир — Kuolajärvi, Финляндия — с 0,13 BaO, 0,24 SO_3, 0,14 Cl, 2,77 CO_2.
10. Йолит-порфир — Aas, остров Alnö, Швеция — с 0,54 S.
11. Эссекситовый порфирит — Kakarsuak у Narsak, Гренландия — со следами Cl и CO_2.

[1] Потеря при прокаливании.

§ 180. *Диоритовые порфириты — голокристаллически-порфировые эффузивные породы, которые в тонкозернистой до плотной, преимущественно зеленоватой, также серой до фиолетово-серой, очень редко от красно-буроватой до бурой основной массе содержат вкрапленники известково-натровых полевых шпатов и биотита, роговой обманки или авгита. Кварцевые диоритовые порфириты отличаются от них только присутствием вкрапленников кварца.* Постоянные примеси: апатит, циркон и железная руда; распространенные случайные примеси — ортит, гранат и титан.

Плагиоклазовые вкрапленники обычно обладают табличатой формой по M, и преобладающими плоскостями ограничения являются P, M, T, l, y и x. Наиболее распространены двойниковые образования по альбитовому закону, очень часто в комбинации с карлсбадским законом. Почти всегда наблюдается зональная структура вследствие возрастания содержания альбита к краевым частям кристаллов. Ядра часто имеют состав основных лабрадоров, реже — еще более богатых анортитом членов, между тем как краевые зоны иногда достигают состава чистого олигоклаза и самые крайние, наружные зоны иногда принадлежат ортоклазу. Смотря по преобладанию в зонах обогащенных или обедненных известью смесей плагиоклазовые вкрапленники дают при анализе в этих случаях состав лабрадора, андезина или олигоклаза. *Биотит* идиоморфный, прозрачный и бурый; судя по выделению рутила при изменении биотит богат TiO_2. *Роговая обманка* идиоморфна, в удлиненных столбиках, бурая, реже зеленоватая, меняясь в цветах в ядре и оболочке; пироксен в коротких и сжатых столбиках принадлежит светлозеленому прозрачному диопсиду. Анализ диопсида из диоритового порфирита Suldenferner дал следующий состав: $SiO_2 = 55{,}08$, $Al_2O_3 + FeO = 10{,}23$, $MgO = 14{,}72$, $CaO = 19{,}30$, сумма $= 99{,}33$. В некоторых типах диоритового порфирита встречается также *бронзит* как вкрапленник и как существенная составная часть. Изменение составных частей происходит так же, как и в диоритах.

Основная масса имеет в кислых представителях диорит-порфиритового семейства микрогранитовую структуру, подобную таковой в гранит- и сиенит-порфирах, и состоит преимущественно из плагиоклаза более богатого альбитом, чем вкрапленники, и состава, отвечающего крайним зонам этих вкрапленников, затем из кварца и непостоянного количества ортоклаза. Нередко встречаются микропегматитовые плагиоклазо-кварцевые аггрегаты. Цветные составные части второй генерации, если таковые вообще имеются, бывают в незначительном количестве. С уменьшением содержания SiO_2 количество кварца в основной массе уменьшается и наконец почти совсем исчезает. Однако он остается в основной массе дольше, чем во вкрапленниках, и отсутствует в последних часто даже тогда, когда следовало бы его ожидать судя по содержанию SiO_2 в породе. Во вкрапленниках и в основной массе он имеет точно такой же характер, как и в гранит-порфирах. С уменьшением кварца в основной массе плагиоклазы основной массы обычно становятся все более и более лейстообразными, цветные составные части встречаются обильно во второй генерации, в то время как количество вкрапленников полевых шпатов уменьшается, и таким путем происходит переход к лампрофировому виду (винтлитовый тип).

Соотвстственно химическому (см. таблицу на стр. 256) и минералогическому составу у диоритовых порфиритов встречаются все известные для диоритов типы, которые можно обозначать как кварцево-слюдяные диоритовые порфириты и слюдяные диоритовые порфириты, кварцево-роговообманковые диоритовые порфириты и роговообманковые диоритовые порфириты, кварцево-авгитовые диоритовые порфириты и авгитовые диоритовые порфириты и т. д. Однако во многих случаях укоренились другие обозначения. В отношении гранит-порфиров и сиенит-порфиров отличительным признаком является также и здесь возрастающее преобладание щелочных земель по отношению к щелочам и Na_2O по отношению к K_2O. Однако как раз в кислых типах это различие мало выражено.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2 . . .	72,26	72,24	71,17	68,83	66,65	65,84	65,30	63,78	63,16	61,58	61,23	58,49	55,95	54,90	52,85	51,81	48,21	46,56
TiO_2 . . .	0,02	0,41	сл.	—	0,33	0,18	0,50	0,44	0,21	—	0,78	1,71	0,91	—	—	0,77	0,84	—
Al_2O_3 . .	15,20	13,85	13,07	16,45	17,61	13,63	15,92	16,39	17,21	18,84	16,96	16,70	17,35	16,32	13,70	15,24	17,96	12,33
Fe_2O_3 . .	0,97	1,45	1,29	0,92	0,93	2,25	1,37	1,12	2,43	4,68	1,80	3,85	3,07	6,52	6,91	3,66	5,18	6,02
FeO . . .	1,67	1,86	2,36	2,16	1,67	3,45	2,19	2,76	2,30	—	4,16	2,37	4,38	5,81	7,32	4,86	4,47	7,09
MnO . .	сл.	0,12	сл.	сл.	0,07	—	0,05	0,05	сл.	сл.	—	0,24	0,13	—	—	0,08	0,31	сл.
MgO . .	0,61	1,10	0,88	0,96	1,26	1,85	1,59	3,27	1,27	2,04	2,18	3,12	4,73	1,66	2,88	8,89	4,11	12,49
CaO . . .	2,41	3,40	1,61	3,08	4,44	3,95	3,89	4,07	6,27	6,59	4,60	5,90	6,65	6,80	7,00	9,06	9,72	13,18
Na_2O . .	2,99	4,43	3,13	3,36	4,59	4,47	4,01	3,84	4,70	4,27	3,27	3,47	3,32	3,87	4,23	2,83	3,68	1,75
K_2O . . .	2,65	0,39	4,20	2,12	1,70	1,76	3,08	2,03	1,84	1,49	3,37	1,59	2,16	1,61	2,74	2,08	2,99	0,24
H_2O^+ . .	0,91	0,69	2,54	1,70[1]	0,41	2,15	0,78	1,82	0,69[1]	1,61[1]	0,61	2,44	1,05	2,47[1]	1,98[1]	0,67	1,41	0,54[1]
H_2O^- . .	—	0,17	—	—	0,03	—	0,34	0,22	—	—	0,20	—	0,25	—	—	—	0,21	—
P_2O_5 . . .	—	0,10	—	0,75	0,18	0,18	0,29	0,11	0,12	0,27	0,66	сл.	—	—	—	0,18	0,58	—
Σ	99,69	100,29	100,57	100,36	99,99	99,71	99,90	99,98	100,29	101,37	99,82	100,52	100,10	99,96	99,61	100,13	99,74	100,20
Уд. вес. .	2,711	—	2,657	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,775	2,793	—	—	—

1. Тоналитовый порфирит — Sambock, Rieserferner Gruppe, Тироль — со следами Li_2O.
2. Кварцево-диоритовый порфирит — Milton, Calaveras co., Калифорния — с 0,08 BaO, следами SrO.
3. Кварцево-диоритовый порфирит — Kreuzberg у Lana, Тироль — с 0,32 CO_2, следами Li_2O.
4. Кварцево-диоритовый порфирит — Koflrasteralp, Ultentaler Alpen, Тироль — с 0,05 S.
5. Кварцево-диоритовый порфирит — Indian Valley, Sierra co., Калифорния — с 0,12 BaO, следами Li_2O.
6. Кварцево-диоритовый порфирит — Ujmoldova, Банат.
7. Кварцево-диоритовый порфирит — Troy, Аризона — с 0,12 BaO, 0,20 S, 0,27 CO_2.
8. Гранодиоритовый порфирит — Mt. Stuart, Вашингтон — с 0,08 BaO, следами SrO, Li_2O, S.
9. Диоритовый порфирит (лакколитовый) — Henry Mts., Юта — с 0,09 BaO, следами Li_2O, S.
10. Диоритовый порфирит (эстереллит) — Dramont, горы Эстерель, южная Франция.
11. Диоритовый порфирит (кварцсодержащий) — Mätteli, Gotthardstrasse.
12. Роговообманковый порфирит (интрузивная залежь) — Electric Peak, Иеллоустонский парк — с 0,01 Li_2O, 0,63 SO_3.
13. Диоритовый порфирит — Bruck a. d. Mur, Штирия — с 0,15 CO_2.
14. Сульденит — правый мореновый вал Suldenferner, Тироль.
15. Авгитовый ортлерит — там же.
16. Габбро-порфирит — Hurricane Ridge, Иеллоустонский парк.
17. Габбро-порфирит — Mt. Mac Kensie, Новая Мексика — с 0,07 BaO, следами SrO.
18. Габбро-порфирит — Парковский увал, северный Урал. Жила в габбро.

[1] Потеря при прокаливании.

В области триберского гранитита между Triberg, Vöhrenbach, Kirnach и т. д. выходит жильная формация чистого *кварцево-слюдяного диоритового порфирита* в тесной связи с гранит-порфирами. Вкрапленники представлены лабрадорами с оболочками, более богатыми альбитом, и титанистым биотитом в резко идиоморфных таблицах; фиолетово-серая основная масса состоит из олигоклазовых лейст и из биотита второй генерации, которые сцементированы аллотриоморфно-зернистым аггрегатом ортоклаза и кварца. Подобные породы известны в Сосновых горах и в Богемском Лесу. От них отличаются голокристаллические третичные дациты Трансильвании (Kis Sebes у Körös, Panyik у Klausenburg и других мест) и Сербии непостоянным количеством роговой обманки и слюды и иногда более ясным микротиновым характером полевых шпатов. Некоторые жилы у Biella в Пьемонте, у озера Venjan, у Sala и в других местах Далекарлии (Швеция) богаче роговой обманкой и поэтому должны быть названы *кварцево-роговообманковыми диоритовыми порфиритами*. Третичными представителями этого типа являются лакколиты Henry Mountains в США (анализ 9); это породы со стекловатым обликом полевых шпатов. Породы, известные ранее как «Porphyrg bleu» («синий порфир»), называются теперь во Франции *эстереллитами* горы Эстерель (анализ 10); вкрапленники их принадлежат андезину; породы содержат роговую обманку в виде почти единственной цветной составной части и относятся поэтому к диоритовым порфиритам в узком смысле. Они прорывают конгломераты и сланцеватые глины красного лежня. Химически родственной является жила в граувакке у St. Nabor в Вогезах, а также в карбоне Col de Chardonnet. Ромбический пироксен содержится акцессорно в силурийских кварцево-роговообманковых диоритовых порфиритах из Quenast и Lessines в Арденнах; это так называемые хлорофиры.

Большое распространение имеют диорито-порфиритовые породы в виде жил в Альпах от Вельтлина до Каринтии включительно. Они находятся в тесной связи с тоналитами Адамелло и Ризенфернер, так же как и с гранитным штоком у Brixen. Это частью чистые кварцево-слюдяные диоритовые порфириты и слюдяные диоритовые порфириты, нередко с акцессорным гранатом (тоналитовый порфирит из Gelttalferner, Monte Aviolo и т. д. — анализ 1), частью роговообманковые диоритовые порфириты, нередко с акцессорным или постоянным авгитом, а также с гранатом. Сюда относятся особенно зеленокаменный *ортлерит* (анализ 15) и серый андезитоподобный *сульденит* (анализ 14) области Ortler (долины Martell и Sulden) и Monte Confinale (Val Zebrù, Val Cedeh, Val Forno и т. д.), которые образуют жилы и пластовые жилы в кварцевых филлитах. Ср. анализы на стр. 170 и 172.

Диоритовые порфиры, называемые *винтлитами*, приближаются к лампрофирам благодаря сильному преобладанию роговой обманки как во вкрапленниках (наряду с небольшим количеством полевого шпата), так и в основной массе, благодаря наличию акцессорного диопсида и иногда наряду с ним бронзита, а также вследствие уменьшения содержания или полного отсутствия кварца. При подавляющем преобладании авгита они приближаются к диабазовым порфиритам. Область их распространения тянется от Адамелло до Каринтии включительно. Vintl, Mühlbach в долине Puster, окрестности Klausen, Untergsteier у Meran, верхний Sarntal представляют собою известные месторождения.

К диоритовым порфиритам относятся также «Kersantites quartzifières récentes» (Барруа), которые интрудировали во время большой пиренейской дислокации после отложения меловых и до образования эоценовых осадочных пород.

Исследуя совокупность анализов, можно видеть, что химический состав диоритовых порфиритов, так же как и состав диоритов, ведет от почти чистых гранитных приблизительно до габброидных разностей.

[Разнообразнейшими представителями диоритовых и кварцево-диоритовых, а также гранодиоритовых порфиритов обладает в изобилии Тарбагатай. Подобные же породы известны с Урала (некоторые так называемые андезинофиры), с Кавказа, из Сибири и пр.]

§ 181. *Габбро-порфириты — это голокристаллически-порфировые жильные породы, которые в мелкозернистой серой основной массе содержат вкрапленники лабрадора.* Лабрадоры окрашены в серый цвет и часто бывают окружены оболочками из зерен гиперстена, а также сильно прорастают последним, диаллагом, апатитом и магнетитом. Ядра этих лабрадоров принадлежат более основным плагиоклазам, которые очень легко изменяются. Основная масса состоит из паналлотриоморфной смеси лабрадора, гиперстена, диаллага и магнетита (рис. 44). В первом месторождении, где был открыт этот тип, а именно в жиле, находящейся в габбро недалеко от замка Frankenstein у Seeheim в Оденвальде, содержание SiO_2 в породе оказалось равным 48,71%. Близко родственные, но немного более кислые габбро-порфириты (с 52,96% SiO_2) встречаются, по Миллеру и Броку, в лаврентьевской системе городских округов Nort-Burgess и Bedford (Онтарио, Канада). Они содержат в небольшом количестве микропегматитовые кварцево-полевошпатовые аггрегаты. На северном Урале оливиновое габбро Парковского увала пересечено жилами оливинового габбро-порфирита (анализ 18 на стр. 256), не содержащего вкрапленников полевых шпатов (которые все оказываются сосредоточенными в плотной основной массе), а заключающего фенокристы авгита. Вследствие этого структурный характер породы оказывается более лампрофировым, чем гранит-порфировым.

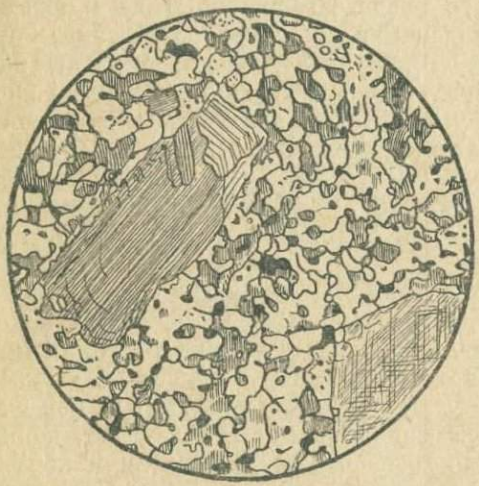


Рис. 44. Габбро-порфирит. Frankenstein, Оденвальд. Увелич. 30 : 1.

Что пироксениты также способны к гранит-порфировым образованиям, доказывает нацело хлоритизированный и серпентинизированный вебстерит-порфир из Тасмании.

Аплитовые (и пегматитовые) схизолиты *

§ 182. Согласно § 171 под этим названием объединяются схизолиты, имеющие не лейкократовый характер; соответственно этому они в большинстве случаев отличаются светлой окраской и уменьшением свободных от щелочей цветных составных частей. Специально характеризующими свойствами аплитовых пород являются кроме того следующие: макроскопически тонкое, часто переходящее в плотное зерно, паналлотриоморфно- или панидиоморфно-зернистая структура с небольшой наклонностью к порфировой и часто выделяющееся миаролитовое строение там, где это не скрыто тонкостью зерна. Вещественно пегматитовые породы подобны аплитовым, но отличаются от последних значительной крупностью зерна и некоторыми структурными особенностями. Пегматиты и аплиты встречаются нередко вместе в одном и том же теле породы, причем пегматит в таких случаях занимает с обеих сторон зальбанды, а аплит — среднюю часть жилы.

Аплитовые схизолиты, в противоположность гранит-порфировым, заполняют обычно, так же как лампрофиры, узкие трещины и встречаются только изредка в большом удалении от своих зернистых пород, большею частью находясь в этих последних.

Мы различаем: аплиты в узком смысле, пегматиты, бостонит-гаутеитовые и сёльвсбергит-тингуаитовые ряды.

Аплиты

§ 183. Аплиты — тонкозернистые до плотных, реже порфировые, светлоокрашенные белые, желтоватые, светлосерые или красноватые породы. Структура их паналлотриоморфно-зернистая** при изометричном образовании составных частей; количество цветных минералов уменьшается [по сравнению с сопровождаемыми зернистыми породами] — до полного исчезновения. Геологически они встречаются в сопровождении гранитовых, гранодиоритовых и фойяитовых пород, гораздо реже также с габбро-перидотитовыми и тералитовыми глубинными породами. Их важнейший представитель *аплит* (просто) *представляет собою пан-*

---

* [В подлиннике Ganggesteine — «жильные породы».]

** [Гораздо было бы удобнее и более отвечало бы наблюдаемым при аплитах ограничениям минералов называть их структуру не паналлотриоморфно-зернистой, а панидиоморфно-зернистой. Типичная паналлотриоморфно-зернистая структура, получающаяся при раскристаллизации (стекол) или перекристаллизации в твердом состоянии (некоторые роговиковые породы, халцедон и кварц из опалов и пр.), имеет совершенно иной вид, чем структура аплитов. В первом случае отдельные компоненты породы действительно имеют самые причудливые очертания, почти нисколько не завися от вещества обладающего ими минерала, во втором (см. рис. 16 на стр. 70), т. е. в аплитах, лампрофирах, некоторых габбро и пр., все зерна более или менее изометричны и не обладают поэтому видом совершенно неправильных, как в первом случае, образований; сверх того, при появлении в аплитах плагиоклазов последние все же несколько идиоморфнее всех остальных бесцветных минералов. В связи со всем вышеуказанным следует, по-моему, структуру аплитов называть *панидиоморфной*, хотя последний термин и менее правилен, чем «паналлотриоморфный»: в сплошь раскристаллизованной, не содержащей стекла, породе все составные части, строго говоря, не могут быть идиоморфными, так как пространство не может быть сплошь заполнено без промежутков смесью кварца и полевых шпатов. «Панидиоморфный» следует поэтому понимать в том смысле, что идиоморфизм всех составных частей породы *сравнительно* одинаков (одинаково подпорчены очертания всех минералов).]

аллотриоморфно-зернистый схизолит, состоящий преобладающе из калиевого полевого шпата (ортоклаз, микроклин с решетчатой структурой, микропертит, реже микроклин-микропертит) *и кварца, наряду с которым присутствуют кислый плагиоклаз (олигоклаз)* * *и очень небольшое количество мусковита или биотита, или обе слюды вместе.* Постоянные примеси — только в очень умеренных количествах циркон, апатит и железные руды. Среди случайных примесей очень распространен турмалин (он замещает иногда совершенно слюду); нередки гранат и кордиерит или пинит; ортит же, ксенотим, александрит и др. встречаются только местами.

Полевые шпаты и кварц образуют изометричные зернистые аггрегаты, как показывает рис. 16; реже первые табличатой формы по М, а последний приближается к форме дигексаэдра. Мусковит и биотит встречаются в мелких листочках и чешуйках, мусковит — также в маленьких розетковидных аггрегатах. Все эти минералы, за исключением биотита, так же как турмалина и железного блеска, встречаются с хорошо развитыми плоскостями кристаллов в миаролитовых пустотах, в которых часто встречается также альбит и иногда топаз.

Аплиты встречаются главным образом в известково-щелочных гранитах, реже в таких же сиенитах и диоритах и редко в габбро и их окружении. Жилы, встречающиеся часто в большом количестве, идут иногда в двух направлениях, приблизительно перпендикулярных одно другому. Они являются самыми молодыми жилами в свите этих пород. Таким же образом они встречаются в некоторых гнейсах. Жилы иногда прочно связаны с окружающей породой, иногда легко отделяются от последней, местами в стыке наблюдается тонкий глинистый промежуток. Это, возможно, зависит от времени их извержения: до тех пор пока зернистые породы и их спутники имели высокую температуру, могла иметь место своего рода спайка, но этого не может быть после происшедшего охлаждения. Краевые уплотнения у аплитовых жил наблюдаются очень редко, так что их извержение в большинстве случаев должно было происходить в то время, когда зернистые породы обладали высокой температурой. Подобно тому как гранит-порфиры и все другие жильные породы встречаются иногда в виде краевых фаций соответствующих зернистых ** пород, так и аплиты сопровождают иногда граниты в виде таких фаций. Аплиты выветриваются значительно труднее, чем гранолиты, и поэтому обнажаются иногда в виде стен, или их твердые глыбы лежат в большом количестве в щебне гранолитов пород. Гранитные массивы Вогезов, Шварцвальда, Оденвальда (Гейдельберг представляет собою классическое и имеющее историческое значение место развития этих жил), Тюрингии, Гарца, Рудных гор, Эльбы и т. д. дают хорошие примеры аплитовых жил. Они, надо полагать, едва ли отсутствуют и в других гранитных областях.

Замена слюдяных минералов амфиболами и пироксенами, столь распространенная у абиссальных гранитов, у аплитов повидимому не наблюдается. Тем более следует отметить, что *роговообманковые аплиты* у Farsund в юго-западной Норвегии и *бронзитовые аплиты* (с микроп-

* [В подавляющем числе случаев плагиоклаз аплитов и пегматитов является, по моим измерениям, олигоклаз-альбитом или даже альбитом. Я здесь не имею в виду, первичны ли такие плагиоклазы или изменены постмагматически.]

** [В оригинале всюду вместо «зернистый» стоит термин «глубинный» — см. §§ 67, 171 и 211, мои примечания. Такая замена в тексте мною сделана повсюду.]

титом и микроклин-микропертитом, содержащие мало олигоклаза и много кварца) на острове Hitterö встречаются среди чарнокитов или гиперстеновых гранитов и мангеритов. Влияние глубинной породы на ее аплитовую жильную свиту обнаруживается главным образом в том, что аплиты, которые находятся в гранитах, содержащих оловянную руду Hte.-Vienne во Франции, вместо ортоклаза содержат альбит и вместо мусковита лепидолит.

Химический состав показывают анализы 1—8 на стр. 262. Характерным является очень малое количество MgO, CaO и окиси железа, подобно тому как это имеет место в гранитах щелочного ряда. Удельный вес меньше, чем у гранитов и гранит-порфиров.

Альсбахиты (Хелиус) представляют собою порфировые аплиты, которые в плотной микрогранитовой основной массе содержат небольшие вкрапленники кварца и ортоклаза, а также там и сям вкрапленники граната. Они встречаются в гранитите Melibocus в Оденвальде, в Большой Саксонской долине севернее Гейдельберга — здесь с ясным катаклазом и гнейсовидным обликом и часто грубым зерном.

Березиты (Розе) — это аплиты в глинистых сланцах района Березовска, Невьянска, Первопавловска и окрестностей Сысерти на Урале, переходящие в чистые кварцевые жилы вследствие уменьшения количества полевого шпата. Почти то же самое наблюдается в аплитовых жилах Frenchman Hill у Омео в Виктории, которые заключены в слюдяные кварцевые диориты. Необходимы еще дальнейшие наблюдения, чтобы установить, представляют ли березиты нормальные изверженные жилы.

Сиенит-аплитами называют бедные кварцем или лишенные кварца аплиты, которые иногда содержат также немного роговой обманки вместе со слюдой (или вместо нее) и немного титанита. Они встречаются редко в долине Oberwiesen в Рудных горах, затем в авгитовом сиените в Porschnitz у Мейссена и в местности Eberstadt в Оденвальде.

Диорит-аплиты относятся к диоритам, как аплиты к гранитам, и отличаются от аплитов более или менее сильным преобладанием известково-натровых полевых шпатов над щелочными полевыми шпатами, как это хорошо можно видеть из анализов 11 и 12; так же как диориты с гранитами, они связаны с гранитовыми аплитами промежуточными членами. Известково-натровые полевые шпаты большею частью представлены олигоклазом или андезином, но в тоналит-аплитах области Riesenferner содержат ядра, очень богатые анортитом. Цветные составные части здесь также биотит и мусковит. Жилы их встречаются в массивах диоритовых пород, но они представляют также и краевые фации последних, нередко переходя в диоритовые пегматиты.

Альбититами назвал Турнер аплитовые жильные породы, которые существенно состоят из зернистой смеси альбита с непостоянным количеством кварца и мусковита или также без этих минералов; таблицеобразный по M альбит выделяется иногда в виде вкрапленников. Железные руды и апатит, как во всех аплитах, содержатся только в виде следов; гранат иногда только как случайная примесь. Золотосодержащие альбититы пересекают диоритовые породы во многих местах Сьерра Невады (анализ 18), а также в Tuolumne и Соноре. Из североуральского габбрового массива Дюпарк и Пирс описали плотные серые альбититы (анализ 19) с лейстообразными альбитами и небольшим количеством кварца в виде цемента.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2 . .	76,63	76,13	76,03	75,97	74,02	73,36	73,09	71,22	65,64	75,35	74,79
TiO_2 . .	0,14	0,04	0,07	0,09	—	сл.	0,26	0,71	0,29	сл.	0,17
Al_2O_3 . .	12,20	12,85	13,39	13,07	13,90	14,59	13,42	13,58	13,14	13,97	12,59
Fe_2O_3 . .	0,64	0,57	0,48	0,61	1,00	1,13	1,44	2,36	5,25	0,15	1,19
FeO . .	0,83	0,24	0,31	0,39	0,27	0,47	1,13	0,90	1,31	0,56	
MnO . .	сл.	—	сл.	сл.	—	0,07	0,10	0,29	—	сл.	сл.
MgO . .	0,20	0,09	0,05	0,14	0,24	0,23	0,35	0,24	2,02	0,11	0,31
CaO . .	0,23	0,50	1,28	1,49	0,77	1,28	1,89	0,35	2,86	1,87	3,58
Na_2O . .	3,53	3,74	2,98	2,51	4,53	3,53	4,52	3,58	4,32	6,00	5,10
K_2O . .	4,87	5,18	5,18	5,62	4,41	4,43	1,59	6,48	4,87	1,28	0,21
H_2O^+ . .	0,45	0,40	0,34	0,24	0,73	0,59	1,41	0,82[1]	0,77	0,90	1,03
H_2O^- . .	0,04	—	0,15	0,14	—	0,06	0,47	—	—	0,06	0,09
P_2O_5 . .	сл.	—	0,03	сл.	—	0,43	0,05	0,10	0,15	сл.	сл.
Σ	99,94	99,74	100,33	100,44	99,87	100,17	99,72	100,63	100,63	100,29	99,64
Уд. вес . .	2,629	—	—	—	—	2,64	—	—	—	2,664	—

	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO_2 . .	74,66	76,47	69,66	67,44	65,08	47,31	67,53	66,09	60,42	56,65	50,52
TiO_2 . .	сл.	0,18	0,21	сл.	0,16	0,05	0,07	0,23	—	—	25,00
Al_2O_3 . .	13,59	11,61	17,57	18,58	15,95	28,52	18,57	18,85	23,38	25,59	13,98
Fe_2O_3 . .	0,08	0,21	0,21	1,03	2,25	0,21	1,13	0,91	0,52	0,57	0,49
FeO . .	0,68	0,72	1,04	0,23	2,04	4,50	0,08	—	—	—	0,16
MnO . .	—	—	сл.	—	сл.	0,09	сл.	—	—	—	—
MgO . .	0,24	сл.	0,58	0,23	0,53	0,19	0,24	1,53	0,36	0,34	0,34
CaO . .	2,47	1,26	4,54	3,22	3,47	14,55	0,55	1,09	7,68	8,22	1,05
Na_2O . .	3,32	3,29	4,91	6,93	4,54	2,59	11,50	10,84	6,93	6,62	6,18
K_2O . .	3,52	4,48	0,71	2,05	4,31	0,81	0,10	0,48	0,48	0,25	1,00
H_2O^+ . .	0,36[1]	1,21	0,50	0,84[1]	1,26	0,93[1]	0,31	1,17[1]	1,81[1]	2,38[1]	0,30
H_2O^- . .	—	—	0,05	—	—	—	0,15	—	—	—	0,20
P_2O_5 . .	1,43	сл.	0,03	—	0,13	0,08	0,11	—	—	—	сл.
Σ	100,35	99,43	100,09	100,55	99,72	99,83	100,34	101,19	101,58	100,62	99,34
Уд. вес .	2,626	—	—	2,65	—	—	—	—	—	—	—

1. Гранит-аплит — Naversnes у Stavanger, Норвегия — с 0,16 CO_2, 0,02 S, следами BaO.
2. Гранит-аплит — Fürstenstein у Königshain, Лаузиц.
3. Гранит-аплит — Yuba Gap, Sierra co., Калифорния — с 0,04 BaO, следами SrO.
4. Гранит-аплит — Milton, Калифорния — с 0,14 BaO, 0,03 SrO, следами Li_2O.
5. Гранит-аплит — Мейссен, Саксония.
6. Гранит-аплит — Laufenburg a. Rh., Баден.
7. Гранит-аплит — Fallon Hill, Массачусетс. Содержит гранат.
8. Гранит-аплит — Sattelberg у Niederkirschen, Рейнский Пфальц.
9. Сиенит-аплит — Wahnitz у Мейссена, Саксония. Вместе с биотитом содержится также немного роговой обманки.
10. Трондьемит-аплит — Gissenaas, Норвегия — с 0,01 BaO, 0,03 S.
11. Тоналит-аплит — Fort Hamlin, Аляска — с 0,58 CO_2.
12. Тоналит-аплит — Burgkofl у Taufers, Тироль.
13. Гранодиорит-аплит — Németbogsán, Банат.
14. Диорит-аплит — Сиерра Невада, Калифорния — с 0,03 BaO, 0,05 SrO.
15. Диорит-аплит — Piz tgietschen, Ponteglias, Швеция.
16. Габбродиорит-аплит — Oroviczabánya, Банат.
17. Габбро-аплит. Hutberg у Neurode, Силезия — со следами ZrO_2.
18. Альбитит порфиритовый — Сиерра Невада, Калифорния — со следами SrO, F.
19. Альбитит — Косьвинский Камень, северный Урал.
20. Плагиаплит — Косьвинский Камень, северный Урал.
21. Плагиаплит — Косьвинский Камень, северный Урал.
22. Крагерит — Kragerое, южная Норвегия — с 0,12 S.

[1] Потеря при прокаливании.

Плагиаплиты представляют собою жильные породы в тех же самых габбровых массивах Косьвинского района; они состоят главным образом из кислого плагиоклаза (от альбита до андезина) и кварца; полевой шпат тем богаче содержанием альбита, чем больше возрастает количество кварца. В качестве цветных составных частей встречаются в небольшом количестве зеленая роговая обманка или биотит и мусковит. Химическим отличием от альбитита является высокое содержание извести (анализы 20 и 21).

В габбро острова Rum (из группы Гебридских) находятся узкие аплитовые прожилки, представляющие разновидность габбро-аплита, которые при панидиоморфно-зернистой структуре содержат вместе с ортоклазом микропертит и кварц, а также лейстообразный лабрадор, зерна диаллага и гиперстена и обильное количество магнетита. Такие же жилки шириною лишь в несколько сантиметров светлоокрашенных габбро-аплитов Танхёйзер описал из габбро Neurode в Силезии (анализ 17). Они содержат в качестве редкой темной составной части бедный MgO и богатый FeO амфибол от бледно- до густозеленого цвета и совершенно лишены кварца.

Крагеритом * называют аплитовые продукты расщепления габбровой магмы из Kragerое в южной Норвегии. Порода (анализ 22 на стр. 262) состоит почти исключительно из альбита и рутила с очень небольшим количеством калиевого полевого шпата и кварца. Рутил в кристалликах величиною до миллиметра следует считать за выделившуюся в самом начале составную часть породы.

[В отношении альбититов и альбитовых аплитов надо быть особенно осторожным в том отношении, что все такого типа породы могут быть в действительности не нормальными магматическими, а поствулканическими измененными или даже первично гидротермальными образованиями. Таковы, наиболее вероятно, все этого типа породы, встречающиеся в нормальных гранитах, гранодиоритах, диоритах, габбро и перидотитах. В отношении некоторых из них такое происхождение можно считать доказанным.]

§ 184. Аплитовые схизолиты, которые встречаются исключительно в свите фойяитовых и тералитовых типов пород, называются в совокупности *щелочными аплитами*. Они отличаются как геологически вследствие их ассоциации со щелочными зернистыми породами, так и химически вследствие еще более сильного уменьшения MgO и CaO. Соответственно последнему в минералогическом их составе абсолютно преобладают щелочные полевые шпаты — ортоклаз, микроклин, альбит и их пертитовые срастания и изоморфные смеси, а также встречаются часто небольшие количества эгирина и щелочных амфиболов арфведсонит-рибекитовой группы, нередко сопровождаемые диопсидом. Биотит и мусковит не имеют того значения, как в нормальных аплитах. Известны щелочные аплиты, которые по своему минералогическому составу так же относятся к щелочным гранитам, щелочным сиенитам, элеолитовым сиенитам, монцонитам и эссекситам, как нормальные аплиты к гранитам и сиенит-аплиты, диорит-аплиты и габбро-аплиты — к сиенитам, диоритам и габбровым породам. Только в монцонитовых и эссекситовых аплитах известково-натровые полевые шпаты имеют значение существенно составных частей. Структура щелочных аплитов всегда паналлотриоморфно-зернистая, часто с изометрично образованными полевыми

* [или *крагероитом*]

шпатами, как в нормальных аплитах; у щелочных чаще, чем у нормальных аплитов, развивается трахитовая структура с табличатыми образованиями по М полевых шпатов. Щелочные аплиты также встречаются иногда в виде краевых фаций соответственных глубинных пород.

Лестиваритами называются более богатые кварцем, следовательно соответствующие аплитам в более узком смысле слова, щелочные аплиты. Это сахаровернистые, белые до светлосерого цвета породы, которые впервые изучены на Умптеке у Лестивары на Кольском полуострове в ассоциации с элеолитовыми сиенитами. Эгирин и арфведсонит представляют собой цветные составные части, а титанит, эвдиалит и флюорит встречаются акцессорно. Точно так же встречается лестиварит в ассоциации с щелочным гранитом в Gloucester (Essex co.) в Массачузетсе (анализ 1 на стр. 266), содержит немного ортита в пуласките Belknap Mountain в Нью-Гэмпшире (анализ 3), в гнейсе Рио-де-Жанейро с фойяитом, в щелочном граните области Предаццо (Тироль) и необыкновенно богат содержанием эгирина и рибекита в корсиканских щелочных гранитах. [У нас в Союзе эти редкие породы известны в среднем Урале.]

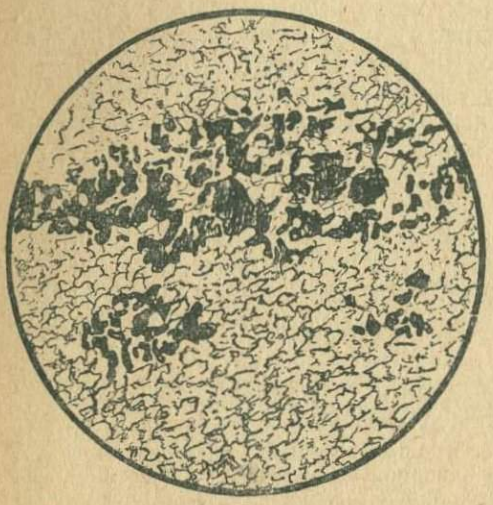


Рис. 45. Пайзанит. Mynydd, Maur, Уэльс. Скелетная форма кристалла рибекита, пойкилитово проросшего кварцем и щелочным полевым шпатом, из которых же состоит основная масса. Увелич. 30 : 1.

Пайзанит (Озанн) содержит в тонкозернистой до плотной, светлозеленой до белой, также сине-серой компактной основной массе скудные и весьма незначительные фенокристы стекловидного полевого шпата и кварца и серо-синие пятна. Полевой шпат — натровый ортоклаз; синие пятна состоят из какого-нибудь амфибола арфведсонит-рибекитового ряда, пойкилитово проросшего полевым шпатом и кварцем. Основная масса состоит из идиоморфного полевого шпата (натровый ортоклаз) и кварца. Эта порода (анализ 5 на стр. 266) образует жилы в элеолитовом сиените Paisano-Pass и в Mosquez Cañon в западном Техасе. Ближайшие родственные породы встречаются в виде трубчатых жил (Schlott) в слоях Bala у Mynydd Mawr в Уэльсе (рис. 45) и на острове Ailsa Craig (содержащих золото) у входа в Firth of Clyde. Наряду с рибекитовым амфиболом в одной пайзанитовой жиле появляется также эгирин у Magnolia Point (анализ 2) в Essex co. (Массачузетс); порода представляет тип пайзанита переходный к кварцевому тингауиту. Одна пайзанитовая жила в фойяите Moltenboroug в Нью-Гэмпшире (анализ 8) отличается отсутствием характерного пойкилитового прорастания рибекита полевым шпатом и кварцем. Пайзанит горы Scholoda в Абиссинии — желтоватого цвета. Пайзанит из Karsa беден кварцем. Пайзанит, названный Пеликаном *дахамитом* (Dahamit), характеризуется преобладанием альбита

вместо калиевых полевых шпатов (анализ 4). При выветривании пайзанитов из щелочных амфиболов выделяется окись железа и окрашивает породу в красный до красно-бурого цвет.

Бедные кварцем нордмаркит-аплиты и лишенные кварца *пуласкит-аплиты* известны в настоящее время почти исключительно из области Осло и Лангезунд-фиорда (анализы 9 и 11).

Фойяит-аплиты, или (менее удачное название) нефелиновые аплиты, представляют жильные породы в фойяитах окрестностей Рио-де-Жанейро и Serra dos Poços de Caldas в штате S. Paulo в Бразилии: они обладают слабо жирным блеском, светлобеловато-серого цвета и содержат вкрапленники микропертита и полевого шпата и пойкилитовые прорастания нефелина с биотитом, который у Caldas бывает замещен эгирином и эгирин-авгитом; основная масса паналлотриоморфная и состоит из ортоклаза и нефелина с небольшим количеством альбита и богата содалитом или нозеаном (анализ 14). Подобные фойяит-аплиты известны далее в фойяитах Serra de Monchique в Beemerville в Нью-Джерсей, на острове Nosy Komba и в массиве Bezavona на Мадагаскаре (здесь без содалита), на островах Los в западной Африке (анализы 12 и 13) и в Mt. Royal у Монреаля в Квебеке (анализ 10).

Эссексит-аплит образует только обрывок жилы мощностью 0,3 *м* в эссексите Rongstock. Он представляет собой тонкозернистую, синевато-серую смесь из несвежего ортоклаза, известково-натрового полевого шпата и редких землистых и богатых железом продуктов распада пироксена.

В эссексите острова Cabo Frio у Рио-де-Жанейро жилки эссексит-аплита шириною лишь в несколько миллиметров состоят из альбита и кислого олигоклаза, светлозеленых зернышек диопсида, темных зернышек зеленой руды и небольшого количества нефелина. Подобные же жилы, мощностью до 2 *см* и состоящие существенно из полевого шпата с оптическими свойствами санидина, описаны в эссексите Kaiserstuhl (Баден).

Монцонит-аплиты, повидимому никогда не бывающие свободными от кварца, а в случае обогащения кварцем называемые *кварцевыми монцонит-аплитами*, представляют собою породы тонкозернистого строения от белого до светлосерого, также бледнокрасноватого цвета; они часто порфировидны с фенокристами известково-натрового полевого шпата, колеблющегося по составу между основным лабрадором и основным андезином, в приблизительно идиоморфных таблицах и нередко сопровождаемыми ортоклазом и диопсидовыми вкрапленниками; основная масса полевошпатовая и кварцсодержащая, причем кварц только изредка бывает образован в приблизительно идиоморфных зернах и большею частью присутствует в качестве цемента остальных составных частей.

Цветными компонентами являются преимущественно зеленая роговая обманка, часто с ядрами диопсида, реже биотит и пироксен. Ортит весьма распространен в качестве случайной примеси. Как показывают анализы 15 и 16, относительные количества ортоклаза и известково-натрового полевого шпата колеблются, но все же преобладает, в противоположность собственно монцонитам, ортоклаз, что соответствует вполне аплитовому характеру жил. До сих пор монцонит-аплиты известны только из области Предаццо и Монцони в южном Тироле.

	1	2	3	4		6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2 . .	77,14	76,49	75,65	74,01	73,35	71,98	70,74	69,51	66,50	63,00	60,50	57,25	56,68	54,92	66,56	60,58
TiO_2 . .	0,29	сл.	0,05	—	—	—	сл.	0,29	0,70	0,48	0,75	—	0,29	0,43	0,46	0,28
Al_2O_3 . .	12,24	11,89	12,89	13,56	14,38	14,48	17,00	15,06	16,25	17,92	16,86	22,33	22,60	20,81	15,26	19,48
Fe_2O_3 . .	0,29	1,16	0,89	1,93	1,96	0,88	1,61	1,25	2,04	0,50	1,67	1,39	0,97	1,28	1,97	4,71
FeO . .	1,04	1,56	1,11	1,09	0,34	0,92	0,98	1,63	0,19	0,90	2,54	1,97	2,19	1,36	1,64	1,55
MnO . .	сл.	сл.	—	—	—	сл.	—	—	0,20	0,03	0,20	—	—	—	сл.	—
MgO . .	0,06	сл.	0,20	0,23	0,09	0,28	сл.	0,05	0,18	0,93	1,11	0,38	0,56	0,37	1,15	0,86
CaO . .	0,35	0,14	0,48	0,56	0,26	0,76	0,82	0,31	0,85	1,50	2,95	1,16	1,33	0,95	2,09	2,74
Na_2O . .	4,64	4,03	3,71	5,80	4,33	5,98	7,17	6,02	7,52	5,93	6,46	9,85	8,30	8,95	3,72	5,55
K_2O . .	4,47	5,00	5,50	2,06	5,66	3,71	1,92	5,48	5,53	6,08	5,42	5,88	5,57	7,26	6,38	3,89
H_2O^+ . .	0,14[1]	0,38[1]	0,15	1,05	—	0,85[1]	0,34	0,23	0,50	0,50	1,40[1]	0,32[1]	0,98[1]	1,34	0,57	0,63
H_2O^- . .	—	0,12	0,08	—	—	—	—	0,11	—	0,06	—	—	—	—	—	—
P_2O_5 . .	—	—	—	—	—	сл.	—	сл.	сл.	0,05	0,21	0,04	0,08	сл.	0,15	—
Σ . . .	100,66	100,77	100,71	100,30	100,37	99,84	100,58	99,95	100,46	99,85	100,77	100,57	100,09	99,65	99,95	100,27
Уд. вес .	—	—	—	—	—	—	2,65	—	—	—	—	—	—	2,581	—	2,667

1. Лестиварит — Bass Rocks, Gloucester, Essex co., Массачузетс.
2. Пайзанит — Magnolia Point, Essex co., Массачузетс.
3. Лестиварит — Belknap Mt., Нью-Гэмпшир.
4. Дахамит — Dahamis, остров Сокотра.
5. Пайзанит — Mosquez Canyon, Transpecos, Техас.
6. Пайзанит — Toguilé, Эритрея, восточная Африка.
7. Эгирин-аплит — Ledmore, Шотландия.
8. Пайзанит — Red Hill у Moltenborough, Нью-Гэмпшир — с 0,01 ZrO_2.
9. Нордмаркит-аплит — Kvelle Kirke, Lougental, область Осло.
10. Щелочной аплит — Mount Royal, Канада — с 0,02 BaO, 0,27 Cl, 1,15 CO_2, 0,03 SO_3, 0,05 FeS_2.
11. Пуласкит-аплит — Ostö у Осло — с 0,70 CO_2.
12. Фойяит-аплит — Topsail, острова Los, западная Африка.
13. Фойяит-аплит — Kassa, там же — с 0,34 Cl.
14. Фойяит-аплит — остров Cabo Frio у Рио-де-Жанейро — с 1,28 Cl, 0,58 SO_3, 0,12 CO_2.
15. Монцонит-аплит — Val Orca у Предаццо, Тироль.
16. Монцонит-аплит — Boscampo у Предаццо, Тироль.

[1] Потеря при прокаливании.

§ 185. *Пегматитами* Гаюи назвал такие грубозернистые до крупнозернистых кварцево-полевошпатовые массы, связанные с гранитами и гнейсами, в которых оба минерала — кварц и полевой шпат — срослись таким образом, что на широкой плоскости спайности P полевого шпата (ортоклаз, микроклин, реже олигоклаз) кварц проявляется в угловатых поперечных разрезах, ограничения которых не обязательно обусловливаются плоскостями кристаллов, но часто обнаруживают угловатые контуры разнообразной формы с выступающими и входящими углами и даже в случае округлых форм определенно ориентированы по отношению к полевым шпатам. Поэтому на плоскостях спайности полевых шпатов возникают рисунки, которые напоминают еврейские буквы (lapis hebraicus — еврейский камень, *письменный гранит*). На плоскостях спайности M полевого шпата кварц появляется в форме длинных, не ограниченных плоскостями, часто прогнутых, обычно сплющенных стебельчатых образований с поперечной штриховкой. Сущность этого оригинального прорастания заключается в том, что внутри полевошпатового индивида все кварцевые индивиды находятся в параллельном друг другу положении, и, следовательно, имеет место подлинное прорастание полевошпатового индивида кварцевым индивидом с несовершенным идиоморфным ограничением обоих. *Это доказывает одновременное возникновение обоих минералов, и громадные размеры последних указывают на медленный рост.* Способ образования пегматитов должен быть другой, чем у глубинных пород.

Преобладание паналлотриоморфно-зернистой структуры в аплитовых жильных породах и их чрезвычайно частое совместное нахождение с пегматитовыми породами доказывают родство обоих типов; мелкое миаролитовое строение аплитов и частота больших друз в пегматитах представляют по существу тожественные явления.

Постоянные и случайные примеси, встречающиеся с главными составными частями пегматита, показывают (особенно при призматическом образовании) довольно явственно, что они начинали осаждаться на стенки, как это бывает в пустоте, в друзе. Их положение внутри пегматитовой массы доказывает, что главная масса пегматита заполняла пустые пространства постепенно, одновременно с их ростом. Среди этих случайных составных частей особенно распространены такие, которые отличаются содержанием редких земель, Li, P, F, Cl, B и других летучих веществ.

Все это говорит за то, что образование этих пород необходимо отнести к пневматолитовому периоду развития соответствующего гранолита, * с чем согласуется и их совместное нахождение с более молодыми схизолитами, аплитами, а также часто весьма неправильный вид их жил, нередко суживающихся до самых тонких прожилков, а затем снова расширяющихся. В соответствии с этим находится точно так же подчеркнутое в § 80 отношение пегматитовых образований к микролитовым друзам. Предполагают, что из магм зернистых пород после продолжительных процессов расщепления образуются остаточные растворы, которые богаты вышеуказанными веществами и особенно водой; этим процессам пегматиты обязаны своим происхождением. Вследствие высокого содержания минерализаторов вещество, давшее пегматиты, достаточно жидкостно, и

* [В оригинале «глубинной породы».]

благодаря этому становится возможной кристаллизация при относительно низкой температуре с образованием крупных отдельных индивидов. Большое содержание газов объясняет образование грубых друзовых пустот. Дальнейшим следствием такого рода образования этих пород является малая устойчивость их минералогического состава. Гранитовые пегматиты, так же как и аплиты, переходят иногда в чистые кварцевые жилы. С другой стороны, письменные граниты, образованные только из кварца и полевого шпата, показывают почти постоянный состав (анализы 1—9). Предполагают, что их магма соответствует эвтектической смеси. По Фогту эти письменные граниты состоят из 72,5% калиевых полевых шпатов и 27,5% кварца.

Следуя примеру Делесса и Наумана, называют обычно пегматитами все весьма крупнозернистые граниты; это ведет к путанице. Характерная черта пегматитов заключается в первую очередь не в величине зерна, а в отсутствии закономерной очередности в периодах образования составных частей, как это постоянно наблюдается в гранитах.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2 . . .	74,58	74,47	74,04	74,00	73,92	73,89	73,82	73,70	72,41	76,67
Al_2O_3 . . .	13,37	15,13	14,44	14,31	14,26	13,75	14,44	14,11	14,51	14,20
Fe_2O_3 . . .	0,24	—	—	—	0,30	0,26	—	—	0,30	0,14
CaO . . .	0,32	0,72	0,33	0,39	—	—	0,35	0,39	0,13	2,67
Na_2O . . .	1,16	2,01	2,01	2,42	2,06	2,10	2,45	3,04	2,19	5,33
K_2O . . .	9,80	7,06	9,36	9,02	8,99	9,00	8,90	8,72	10,09	0,52
H_2O . . .	0,57	—	—	—	0,11	1,21	—	—	0,28	0,48
Σ	100,04	99,39	100,18	100,14	99,64	100,21	99,96	99,96	99,91	100,04
Уд. вес . .	2,59	—	—	—	—	—	—	—	2,58	2,64

1. Микроклиновый письменный гранит — Skargö у Vaxholm, Швеция.
2. „ „ „ Raade, Норвегия.
3. „ „ „ Voie у Arendal, Норвегия.
4. „ „ „ Hitteroe, Норвегия
5. „ „ „ Topsham, Мэн, США.
6. „ „ „ там же.
7. „ „ „ Nitteroe, Норвегия.
8. „ „ „ Arendal, Норвегия.
9. „ „ „ Elfkarleö, Uppland, Швеция.
10. Олигоклазовый письменный гранит — Ytterby, Швеция — с 0,04 MgO.

Каждая группа гранолитов имеет свои пегматитовые жилы. *Пегматиты в узком смысле* принадлежат к щелочно-известковым гранитам и таким же сиенитам. Часть их, как упомянутые письменные граниты, состоит существенно только из калиевого полевого шпата (большею частью микроклина) и кварца. В других к этим минералам присоединяются еще как главные составные части светлые слюды (мусковит или лепидолит), турмалин или же в малых количествах темная слюда. Постоянными примесями являются особенно апатит, реже циркон и железные руды. Из случайных примесей можно упомянуть гранат, кордиерит, андалузит, топаз, рутил, касситерит, берилл, хризоберилл, корунд (часто очень обильно), урановую слюду, вольфрамит, урановую смоляную руду (клевеит), молибденовый блеск, амблигонит, трифилин и родственные минералы, ортит, гадолинит, поликраз, танталит, фенакит, флюорит, сподумен и др. Эти минералы ассоциированы не беспорядочно,

а с известной закономерностью; некоторые жилы характеризуются более обильным содержанием известных веществ и, следовательно, также определенных минералов. * В штате Мэн, США, очень богатом пегматитовыми жилами, образуется, согласно Бэстину, три простых типа таких образований. Первый обогащен SiO_2. Особенно в апофизах возникают чистые кварцевые жилы, которые только в единичных случаях содержат какой-нибудь индивид полевого шпата. Второй тип обогащен Na и Li. Полевой шпат представлен альбитом, наряду с которым встречаются литиевая слюда, сподумен, светлоокрашенные благородные турмалины, амблигонит, петалит, трифилин, литиофилит. Третий тип отличается содержанием фтористых минералов — плавиковый шпат, топаз, хердерит, апатит, хамлинит и др. Исследование кварца в этих жилах показало, что он выкристаллизовался при температуре частично выше, частично ниже 575°. Вероятно эта температура и была, с некоторыми колебаниями, температурой затвердения этих пегматитов.

Пегматит щелочных гранитов представляет собой известная акмитовая материнская порода Rundemyr в Eker (южная Норвегия).

К лаурвикиту принадлежат известные жилы в Frederiksvärn, которые замечательны своим переливчатым полевым шпатом. С этим полевым шпатом срастаются часто эгирин и баркевикит в писменнограничном виде. И здесь также встречаются то на краях, то в центре тонкозернистые формы. Часто очень ясно наблюдается симметричное расположение составных частей по отношению к середине жилы. В пегматитовых прожилках авгитового сиенита из Nasarsuk у Julianehaab в Гренландии, по Уссингу, было найдено свыше 40 минералов, из которых 13 ранее не были известны; они богаты Zr, Ti, Ce, Nb, Be и Li. Богатством своих минералов отличаются также *элеолит-сиенитовые пегматиты* на островах и на восточном берегу Лангезунд-фоирда в южной Норвегии.

Альбит и микроклин-микропертит вместе с элеолитом и содалитом — бесцветные, а лепидомелан или эгирин — цветные составные части. Кроме минералов, приводившихся в качестве случайных примесей элеолитовых сиенитов, следует здесь отметить особенно торит (оранжит), гомилит, лейкофан, мелинофан, эвкразит, полимигнит, катаплеит, ксенотим, вёлерит и др. Подобные жилы известны в Арканзасе и на Кольском полуострове.

Редко ** встречающиеся в диоритах пегматиты имеют, повидимому, характер гранитовых пегматитов. Габбро-пегматиты состоят существенно из лабрадора и гиперстена вместе с ильменитом. Они известны в южной части норвежского западного побережья (Ekersund, Soggendal) и на острове Павла у побережья Лабрадора.

Бостонито-гаутеитовый ряд

§ 186. *Бостониты являются светложелтыми, светлосерыми, светло-серо-зелеными до почти белых, очень тонкозернистыми — и тогда трахитоидными — до плотных — и тогда компактных — породами со свое-*

* [О пегматитах см. единственную по полноте своей монографию А. Е. Ферсмана «Пегматиты», изд. 2-е Всесоюзной Академии наук, Л. 1932.]

**[Эта редкость пегматитов в связи с диоритовыми породами особенно резко бросается в глаза в Тарбагатае, где находится огромное количество гранодиоритовых, кварцеводиоритовых и диоритовых выходов, а пегматитовые жилы исключительно редки несмотря на огромное же распространение различных схизолитов.]

образным мягким шелковистым блеском; они существенно состоят из щелочных полевых шпатов (микроклина без решетчатой структуры, микроклин-микропертита, анортоклаза, реже ортоклаза). Цветная составная часть (биотит, богатый железом амфибол), как и случайные примеси — апатит, циркон, железорудные минералы, — содержатся лишь в очень скудных количествах или совершенно отсутствуют. Очень часто имеется небольшое содержание кварца *(кварцевые бостониты).* В единичных случаях доказано присутствие минерала содалитового семейства или продуктов его изменения; в этих случаях они называются *содалитовыми бостонитами.* Там, где возникает порфировая структура, полевые шпаты встречаются в виде фенокристов *(бостонитовые порфиры).* На бостонитах при изменении образуются грязно-шоколадно-бурые, сильно пропитанные железом и глинистым веществом корки, и для несовсем свежих пород является характерным содержание карбонатов, богатых железом, частью как выполнение миаролитовых друзов, частью в идиоморфных кристалликах; часто также встречается в виде продукта изменения * давсонит ($H_2O_2AlNaCO_3$).

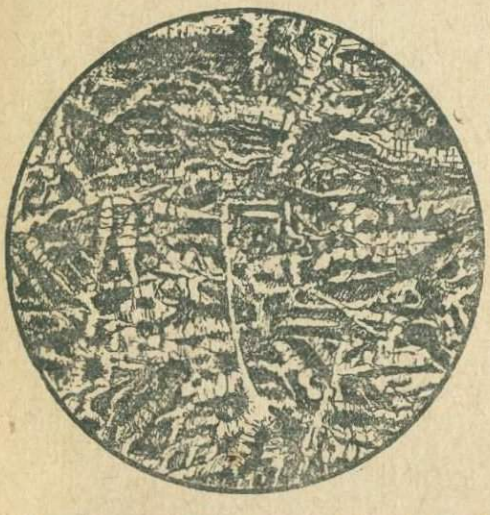


Рис. 46. Бостонит. Sitio do Covado, Serra de Monchique, Португалия. Существенно микропертитовые полевые шпаты, разрез перпендикулярно к М. Увелич. 30 : 1. Николи +.

Полевые шпаты бостонитов отчетливо таблицеобразны по М и большею частью расположены преимущественно флюктуационно, поэтому и получается шелковистый блеск этих пород; реже полевые шпаты лежат в беспорядке (рис. 46). Все остальные скудные составные части включены между таблицами полевого шпата. В породах ясно выражена панидиоморфно-зернистая структура с трахитоидным характером; при несколько более крупном зерне и микропертитовом полевом шпате плоскости М бороздчаты, и вследствие этого разрезы по Р имеют зубчатый характер.

По своему химическому составу (анализы 1—9) бостониты близко стоят к щелочным трахитам, подобно тому как аплиты к липаритам и кварцевым порфирам. Как аплиты относятся к минеттам и керсантитам, так и бостониты относятся к камптонитам и кончикитам и встречаются также вместе с последними, как, напр., в приходе Gran, где они встречаются даже в сложных жилах. Они находятся повсеместно в свите щелочных сиенитов и элеолитовых сиенитов, а также эссекситов и получили свое название по месторождению в Marblehead Neck у Бостона (анализ 2). Они широко распространены вокруг озера Champlain и в Адирондаке (анализ 6), также в фойяитах и пуласкитах области Мон-

* [В оригинале «выветривание» — см. примечание к § 69 и др.]

реаль, в Нью-Гэмпшире (местность Албани), в Монтане, в западном Техасе, в Бразилии (Itatiaia и Serra de Tinguá у Рио-де-Жанейро, Poços de Caldas в S. Paulo). На европейском континенте мы встречаем бостониты в областях фойяитовых и эссекситовых зернистых пород между Осло и Лангезундом (анализы 3 и 9), как, напр., у Lille Frogner, Snärösund, Hedrum, в приходе Gran, в Lindö, по которому Брёггер назвал их *линдеитами* (Lindöite), в Sgonnon More в Шотландии, при Lock of Stennis на Оркнейских островах, в фойяите Alnö в Ботническом заливе, в Pouzac в южной Франции, и особенно свежие бостониты встречаются в фойяитах Serra de Monchique в южной Португалии. Лякруа описал кварцевые бостониты из нордмаркитов в Ankaramy и из фойяитов острова Nosy Komba (анализ 1) и Lokobé, а также лишенные кварца бостониты из фойяита массива Bezavona на Мадагаскаре. Шмидт исследовал бостониты из Pik Maros у Makassar на острове Целебес; здесь они частично содержат содалит, точно так же как описанные Хибшем содалитовые бостониты из свиты содалитового сиенита в Grossprießen, что севернее Pömmerle в долине Эльбы (Средне-богемские горы).

Кварцевые бостониты находятся, по Браунсу, среди разнообразных выбросов области Лаахерского озера (анализы 7 и 8).

§ 187. *Гаутеитами* Хибш назвал схизолиты, которые при совершенно бостонитовом облике так относятся к собственно бостонитам, как монцонит-аплиты и эссексит-аплиты к пуласкит- и фойяит-аплитам; они, следовательно, богаче цветными составными частями и содержат известково-натровый полевой шпат как существенную составную часть. Гаутеиты получили свое название по группе домов между Mühlörzen и Rabutin в Средне-богемских горах. В груботрахитовой, светлосерой до зеленовато-серой, бурой от изменения основной массе лежат небольшие фенокристы роговой обманки и авгита, то здесь то там несколько бо́льшие таблицы биотита и многочисленные плагиоклазы, кислый лабрадор и андезин, часто с санидиновыми оторочками. Основная масса существенно состоит из санидиновых лейст с небольшим количеством магнетита и микролитами цветных составных частей. Всегда присутствует бесцветный стекловатый базис; он превращается вследствие распада в волокнистое, желтоватое, двоякопреломляющее вещество. Структура трахитовая или интерсертальная. Химический состав дают анализы 13 и 17. Гаутеиты встречаются с тем же характером в области монцонитов Тироля (анализ 10), у Pik Maros на Целебесе (анализ 14), на Мадейре и особенно свежие в Higwood Mountains в Монтане; последние, согласно анализу 15, должны принадлежать уже к содалитовому гаутеиту. Тожественными с гаутеитами являются названные Брёггером *мэнаитами* (Maenaite) схизолиты из области эссексита в приходе Gran (анализ 12). Они здесь встречаются повсеместно с камптонитами и находятся даже иногда с ними в одной и той же жильной трещине, причем иногда гаутеит, а в некоторых случаях и камптонит составляют центральную часть жилы. Между бостонитом и гаутеитом имеются промежуточные звенья, в которых к щелочному полевому шпату бостонитов присоединяются небольшие количества известково-натрового полевого шпата и в которых цветные составные части присутствуют обильнее.

В окрестностях эссекситового массива Rongstock встречается также *содалитовый гаутеит* (Хибш), который наряду с другими вкрапленниками, а также и в основной массе содержит содалит и в котором эгирин-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2 . .	73,50	70,23	69,00	68,79	67,41	67,16	65,13	64,45	60,11	58,86	57,67
TiO_2 . .	0,06	0,03	0,35	—	0,16	—	—	—	0,96	0,78	0,40
Al_2O_3 . .	15,35	15,00	14,00	16,83	16,23	14,53	17,39	18,92	19,01	17,24	19,17
Fe_2O_3 .	0,76	1,99	1,56	1,54	0,85	4,17	1,81	2,72	5,00	5,75	4,55
FeO . .	—	—	2,38	0,61	1,14	—	—	—		1,52	0,99
MnO . .	—	0,24	0,55	—	0,16	—	0,87	0,88	—	сл.	—
MgO . .	0,76	0,38	0,14	0,24	0,15	0,41	0,12	0,09	0,23	1,76	1,22
CaO . .	—	0,33	0,49	0,51	0,14	1,26	0,79	0,78	0,66	2,72	3,94
Na_2O . .	4,69	4,98	5,67	6,65	3,95	5,55	6,78	5,96	6,53	2,87	6,84
K_2O . .	3,88	4,99	5,11	3,71	7,19	6,10	5,67	6,15	5,36	6,54	3,35
H_2O^+ . .	1,20[1]	1,28	0,70	0,99	0,88	1,10[1]	—	0,41[1]	2,21[1]	0,39	1,77
H_2O^- . .	—	0,91	—	—	0,67	—	0,82	—	—	—	—
P_2O_5 . .	—	0,06	—	0,10	0,05	—	—	—	—	1,41	0,34
Σ . . .	100,20	100,42	99,95	100,02	99,65	100,28	99,38	100,36	100,07	100,01	100,30
Уд. вес .	—	—	—	2,558	—	—	—	2,52	—	—	2,607

	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2 . . .	56,50	55,80	55,52	55,23	54,71	53,23	51,38	49,53	48,23	47,52
TiO_2 . . .	0,85	1,07	0,70	0,42	0,73	2,10	1,45	1,45	1,90	сл.
Al_2O_3 . . .	18,14	17,65	20,05	18,31	19,42	16,11	15,91	19,20	18,41	18,06
Fe_2O_3 . . .	3,12	4,61	2,52	4,90	3,21	2,77	3,17	1,76	3,27	4,90
FeO . . .	2,86	0,85	2,40	2,06	1,50	3,99	4,03	4,90	5,00	4,06
MnO . . .	—	0,56	—	сл.	0,42	0,37	—	0,28	сл.	1,26
MgO . . .	1,22	1,19	2,10	1,85	2,08	2,12	2,14	2,32	1,92	1,11
CaO . . .	3,38	4,50	3,15	3,62	4,45	5,34	3,60	6,23	6,43	5,36
Na_2O . . .	5,28	4,63	3,44	4,02	4,53	6,35	6,07	7,77	7,77	6,92
K_2O . . .	1,60	3,61	7,49	6,43	6,47	3,80	3,33	3,10	3,16	4,60
H_2O^+ . . .	1,26	2,53	1,42	1,84	2,62	2,32	2,42	3,00	3,05	1,54
H_2O^- . . .	—	1,58	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5 . . .	—	0,59	0,51	0,58	0,32	0,76	0,42	0,41	0,47	0,32
Σ	99,32	99,43	99,30	100,27	100,99	100,77	100,38	100,15	100,14	100,50
Уд. вес . .	—	2,434	—	—	—	2,621	2,705	2,580	2,670	2,492

1. Кварцевый бостонит — Ampangarinana, Nosy Komba, Мадагаскар.
2. Кварцевый бостонит-порфир — Marblehead Neck, Массачузетс.
3. Кварцевый бостонит — Hof Frön, область Осло.
4. Кварцевый бостонит — Serra do Feteira, Porto Santo, Мадейра — с 0,05 S.
5. Кварцевый бостонит-порфир — Red Lyon Code, Колорадо — с 0,11 ZrO_2, 0,56 CO_2, следами BaO, S.
6. Бостонит — озеро Chateaugay, Clinton co., Нью-Йорк.
7. Кварцевый бостонит-порфир — Лаахерское озеро.
8. Кварцевый бостонит-порфир — Лаахерское озеро.
9. Бостонит — Tutvet, Hedrum, область Осло.
10. Гаутеит — вершина Doss Capello у Предаццо, Тироль — с 0,17 CO_2.
11. Гаутеит — Curral, остров Мадейра — с 0,06 S.
12. Гаутеит (мэнаит) — озеро Maena, приход Gran, область Осло — с 5,11 CO_2.
13. Гаутеит — Ziegenberg у Nestersitz, Средне-богемские горы — с 0,12 Cl, 0,14 CO_2.
14. Гаутеит — Pik Maros у Makassar, Целебес.
15. Гаутеит — Aspen Creek, Highwood Mts., Монтана — с 0,23 SO_3, 0,32 Cl, 0,46 BaO, следами SrO.
16. Гаутеит — Pihlberg, северная Чехия — с 0,53 CO_2, следами Cl.
17. Гаутеит — Königsbachtal у Nestersitz, Средне-богемские горы — с 1,51 CO_2, следами Cl.

[1] Потеря при прокаливании.

18. Гаутеит (мэнаит) — Barranco del Almandrero amargo, Мадейра — с 0,28 SO_3, 6,08 CO_2.
19. Содалитовый гаутеит — Grosszinken, Средне-богемские горы — с 0,20 CO_2.
20. Содалитовый гаутеит — Barranco del Almandrero amargo, Мадейра — с 0,12 S, 0,41 CO_2.
21. Содалитовый порфир — Königsbachtal, южный Rongstock, Средне-богемские горы — с 4,85 CO_2, следами Cl.

авгит появляется вместо авгита. Зальбанды подобных жил иногда имеют чистый стекловатый базис, и тогда они более темные, чем середина жилы. Эта форма образования, которая встречается также самостоятельно, была названа Хибшем *содалитовым порфиром* (анализ 21). Эти породы всегда измененные. Они принадлежат к свите эссекситов.

Тингуаито-сёльвсбергитовый ряд

§ 188. Все тингуаитовые породы принадлежат к свите зернистых пород, образовавшихся из фойяитовой магмы, вследствие чего они сопровождают щелочные граниты, щелочные сиениты, элеолитовые сиениты и т. д. Они характеризуются общим зеленым цветом, плотным зерном, компактным строением, тонкой серой или серовато-белой землистой коркой выветривания. Зеленый цвет зависит от тонкораспределенного эгирина; в редких случаях, когда эгирин заменяется биотитом, породы являются синевато-зелеными, а там, где его заменяет арфведсонит — черными. Структура панидиоморфно-зернистая; бывает однако и голокристаллически-порфировой, и тогда бесцветные составные части вместе с цветными образуют вкрапленники; реже вкрапленники представлены только последними. Все тингуаитовые породы химически характеризуются высоким содержанием окислов железа и щелочей при преобладании натрия, а также низким содержанием окислов MgO и CaO. Перевес Fe_2O_3 указывает на богатство эгирином, увеличенное содержание FeO — на типы, богатые арфведсонитом и биотитом. Более бедные SiO_2 нефелинсодержащие породы желатинизируют с соляной кислотой. Железные руды повсюду скудны или отсутствуют. Циркон и апатит редки. Высокий удельный вес отличает их от химически близко родственных и макроскопически часто неотличимых фонолитов, если только в измененном состоянии их бесцветная составная часть не цеолитизирована. Этому процессу следует также приписать высокое содержание воды многих анализов.

§ 189. *Кварцевые тингуаиты* (грорудиты Брёггера) *являются голокристаллически порфировыми схизолитами, которые в тонкозернистой до плотной основной массе содержат тонкие вкрапленники эгирина и изометричные индивиды щелочных полевых шпатов, очень редко также кварца.*

Вкрапленники полевых шпатов изометричны с развитием граней по P, M и y, часто дают карлсбадские двойники и имеют стекловатый облик. Они принадлежат частично к микроклину (с решетчатой структурой или без нее), частично к микроклин-микропертиту. Очень тонкий черно-зеленый эгирин (чаще с ядрами эгирин-авгита) нередко сопровождается небольшим количеством амфибола (катафорита и арфведсонита). Основная масса состоит большей частью из смеси изометричного натрового ортоклаза и цементирующего кварца, очень обильно и равномерно проникнутой микролитами эгирина, которые часто скопляются в войлочный мохообразный аггрегат (рис. 47). В зальбандах и в тонких жилах кварц уменьшается в количестве, эгирин увеличивается, и полевой шпат становится лейстовидным (анализы 2 и 2а). Химический состав дают анализы 1—4 на стр. 274; может быть

подчеркнут пантеллеритовый характер анализов 1 и 3. Кварцево-тингуаитовые жилы соответствуют в определенном смысле эффузивным пантеллеритам.

Кварцевые тингуаиты находятся в жилах, мощностью 0,2—10 *м*, приблизительно северо-южного простирания к северу и северо-востоку от Осло, и кроме того, западнее Lougental в приходах Svarstad, Eftelöt и Komnäs. Очень близко родственные породы встречаются западнее Wind Butte в Bearpaw Mountains в Монтане, в западном Техасе и в разнообразных проявлениях в северной части Black Hills в Дакоте (США). В связи с шотландскими пуласкитами они находятся повсюду в области Ichnadampf. Описанные Джёддом (Trans. Roy. Irish. Akad., 1897, XXXI, part. III, 54) *роккалиты* (анализ 3) одинокой скалы Rockall в северной части Атлантического океана под 57° северной широты и 14° западной долготы от Гринвича также должны быть отнесены к кварцевым тингуаитам; они представляют подгруппу, в которой калиевый полевой шпат заменен альбитом. Кварцевый тингуаит появляется также в сопровождении других типов пород щелочного ряда в областях Adowe и Axum в Абиссинии. При уменьшении эгирина образуются промежуточные формы к пайзанитам, к которым принадлежит также упомянутый на стр. 264 дахамит из Socotra. *Арфведсонитовый кварцевый тингуаит* находится в области Осло севернее станции Gråkammen в виде самостоятельной жилы и зальбанда арфведсонитсодержащего бостонита в Törtberg.

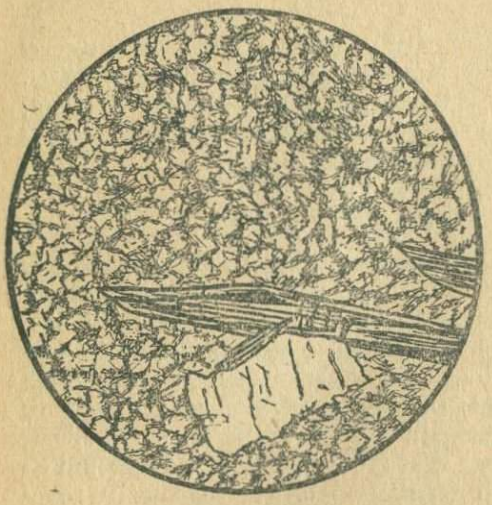


Рис. 47. Кварцевый тингуаит. Varingkolln, южная Норвегия. Увелич. 30 : 1.

	1	2	2 a	3	4	5	6	7	8
SiO_2 . .	74,35	70,15	66,50	69,80	68,25	64,92	64,28	63,74	62,70
TiO_2 . .	—	0,65	сл.	0,34	0,26	—	0,50	—	0,92
Al_2O_3 . .	8,73	10,60	10,90	5,10	13,60	16,30	15,97	17,86	16,40
Fe_2O_3 . .	5,84	5,77	9,85	13,23	3,66	3,62	2,91	4,27	3,34
FeO . .	1,00	1,74	2,34	0,78	1,43	0,84	3,18	0,30	2,35
MnO . .	0,22	0,52	—	0,12	0,04	0,40	сл.	0,19	сл.
MgO . .	0,07	0,35	0,60	0,11	0,02	0,22	0,03	0,10	0,79
CaO . .	0,45	0,72	0,64	0,72	0,54	1,20	0,85	0,83	0,95
Na_2O . .	4,51	5,30	5,56	8,04	6,52	6,62	7,28	7,23	7,13
K_2O . .	3,96	4,09	4,54	0,22	4,73	4,98	5,07	5,19	5,25
H_2O . .	0,25	сл.	0,20	0,46	0,32	0,50	0,20[1]	0,83[1]	0,70
P_2O_5 . .	—	—	0,10	0,07	0,02	—	0,08	—	—
Σ . . .	99,38	99,89	101,23	100,84	99,88	99,60	100,35	100,54	100,53
Уд. вес .	—	—	—	2,93	2,648	—	—	—	—

[1] Потеря при прокаливании.

Продолжение

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2 . .	60,00	58,90	58,70	55,00	58,89	57,46	55,90	55,68	55,65
TiO_2 . .	0,40	0,40	—	0,35	—	0,60	1,45	0,60	—
Al_2O_3 . .	15,33	17,70	19,26	20,91	19,67	15,40	19,00	20,39	20,06
Fe_2O_3 . .	6,02	3,94	3,37	2,05	1,79	4,87	2,05	2,10	3,45
FeO . .	0,67	2,37	0,58	3,73	1,23	0,87	2,54	1,95	1,25
MnO . .	0,63	0,55	0,10	0,77	0,59	сл.	0,28	0,31	—
MgO . .	0,61	0,54	0,76	0,63	0,17	1,37	1,10	0,80	0,78
CaO . .	1,12	1,05	1,41	3,32	1,31	2,59	3,12	1,92	1,45
Na_2O . .	6,44	7,39	8,55	2,80	4,41	5,48	8,49	9,18	8,99
K_2O . .	8,15	5,59	4,53	8,66	11,00	9,44	5,41	5,34	6,07
H_2O . .	0,32	1,90	2,57[1]	1,87	1,11[1]	0,82	—	1,50	1,51
P_2O_5 . .	—	—	0,10	сл.	—	0,21	—	0,06	—
Σ . . .	99,86	100,33	99,93	101,03	100,17	100,33	92,34	99,83	99,21
Уд. вес .	—	—	—	—	2,557	—	2,642	—	—

	17 a	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO_2 . .	56,58	55,46	54,71	54,52	53,23	53,21	53,10	52,91	51,93
TiO_2 . .	—	0,20	2,78	0,23	2,27	0,35	—	отсутств.	0,20
Al_2O_3 . .	19,89	24,49	11,39	22,00	13,81	22,02	19,07	19,49	20,29
Fe_2O_3 . .	3,18	2,63	13,67	1,69	7,11	4,18	5,57	4,78	3,59
FeO . .	0,56	1,06	0,48	1,20	2,30	—	отсутств.	2,05	1,20
MnO . .	0,47	сл.	сл.	0,20	0,28	0,42	—	0,44	сл.
MgO . .	0,13	0,05	1,70	0,26	1,88	0,91	0,17	0,29	0,22
CaO . .	1,10	0,92	1,82	0,91	2,35	1,33	1,33	2,47	1,65
Na_2O . .	10,72	9,78	6,54	9,38	6,16	10,37	9,41	7,13	8,49
K_2O . .	5,43	5,16	5,42	6,29	6,67	6,41	6,84	7,88	9,81
H_2O . .	1,77	0,07	0,90	2,55[1]	3,81	0,81	3,98	1,19[1]	0,99
P_2O_5 . .	—	сл.	—	сл.	0,34	—	—	сл.	0,06
Σ . . .	99,83	99,82	100,14	101,10	100,42	100,01	99,57	100,25	100,58
Уд. вес .	—	—	2,70	—	2,66	—	—	—	—

	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO_2 . .	50,70	50,33	50,00	48,83	48,28	52,73	48,86	47,75	46,37
TiO_2 . .	—	2,53	0,99	—	—	—	0,86	0,91	1,09
Al_2O_3 . .	13,72	16,40	20,03	18,71	20,72	20,06	22,24	19,33	18,98
Fe_2O_3 . .	6,07	5,48	0,98	4,16	6,24	3,43	4,07	3,16	4,06
FeO . .	7,64	3,11	3,98	1,91	3,58	0,99	3,32	2,11	2,57
MnO . .	1,42	0,33	0,50	—	0,22	—	—	0,18	0,21
MgO . .	0,04	2,64	0,69	1,02	2,32	0,17	1,09	1,43	1,57
CaO . .	0,86	3,49	3,41	5,19	2,88	3,35	3,69	6,43	5,29
Na_2O . .	12,32	6,15	8,28	10,63	11,00	7,94	8,92	5,17	5,67
K_2O . .	1,91	6,07	8,44	3,04	4,43	4,77	4,43	7,60	8,84
H_2O . .	4,84	2,69	1,50	5,52[1]	1,50	4,85	2,05[1]	1,25	1,80
P_2O_5 . .	—	0,75	0,21	—	0,18	сл.	—	0,32	0,19
Σ . . .	100,56	100,13	99,87	99,01	101,35	100,01	99,53	99,84	99,83
Уд. вес .	—	2,615	2,701	—	2,760	—	—	2,52	—

1. Кварцевый тингуаит — Varringskollen, область Осло.
2. Кварцевый тингуаит — Grusslettengrube у Grorud, область Осло — середина жилы.

2 а. Кварцевый тингуаит — там же — зальбанд жилы.

[1] Потеря при прокаливании

3. Кварцевый тингуаит (рокаллит) — Rockall, северная часть Атлантического океана — с 1,17 ZrO_2, 0,37 Ce_2O_3, 0,31 гигроскопической воды.
4. Кварцевый тингуаит — Chisos Mts, Техас — с 0,25 ZrO_2, 0,08 редких земель, 0,16 гигроскопической воды, следами BaO, SrO, Li_2O, S, CO_2.
5. Сёльвсбергит (кварцсодержащий)—Sölvsberg, приход Gran, область Осло.
6. Сёльвсбергит с синим амфиболом — Andrews Point, Cape Ann, Массачузетс.
7. Сёльвсбергит — Edda Gijorgis, Абиссиния.
8. Роговообманковый сёльвсбергит (галька) — Lougental, область Осло.
9. Сёльвсбергит. — St. Hilaire, Monteregian Hills, Канада — с 0,09 Cl, 0,08 гигроскопической воды.
10. Сёльвсбергит (нефелиносодержащий) — между Tjose и Åklungen, область Осло.
11. Сёльвсбергит — Crazy Mts, Монтана.
12. Слюдяной сёльвсбергит (гранатсодержащий) — Port Cygnet, Тасмания — с 0,61 S, 0,33 CO_2.
13. Лейцитовый тингуаит-витрофир — южный склон Picota, Serra de Monchique, Португалия.
14. Тингуаит — Head of Bean Creek, Bearpaw Mts., Монтана — с 0,20 Cl, 0,13 SO_3, 0,60 BaO, 0,16 SrO, 0,13 CO_2, следами Li_2O, F.
15. Эгирин-слюдяной тингуаит — вершина Foya, Serra de Monchique, Португалия.
16. Тингуаит — Brome Mt., Monteregian Hills, Канада.
17. Тингуаит между Åsildsröd и Asbjörnsröd, область Осло.
17 а. Тингуаит — там же — зальбанд жилы.
18. Тингуаит — Szt.-Miklós y Ditró, Семиградие.
19. Эгириновый тингуаит (бедный нефелином) — Katzenbuckel, Оденвальд — с 0,73 гигроскопической воды, следами Cl.
20. Тингуаит — Kadero, Kordofan — с 0,71 Cl, 1,16 гигроскопической воды.
21. Амфиболовый тингуаит — Katzenbuckel, Оденвальд — с 0,21 SO_3, следами Cl.
22. Тингуаит-порфир — вершина Picota, Serra de Monchique, Португалия.
23. Тингуаит — в 37 км от ж.-д. станции Santa Cruz, Рио-де-Жанейро — с 0,10 CO_2.
24. Лейцитовый тингуаит-порфир с вкрапленниками санидина и псевдолейцита — Magnet Cove, Арканзас — с 0,53 Cl, 0,52 SO_3, 0,48 редких земель, 0,09 SrO, следами Li_2O.
25. Лейцитовый тингуаит-порфир — Beaver Creek, Bearpaw Mts., Монтана — с 0,09 BaO, 0,07 SrO, 0,70 Cl, 0,67 SO_3, 0,27 F, 0,25 CO_2, 0,10 гигроскопической воды, следами Li_2O.
26. Арфведсонит-лейцитовый тингуаит — Kangerdluarsuk, Гренландия — с 1,04 ZrO_2; лейцит превратился в анальцим.
27. Слюдяной тингуаит — Katzenbuckel, Оденвальд — с 0,16 FeS_2, следами SrO, Cl.
28. Лейцитовый тингуаит — Beemerville, Нью-Джерсей — с 0,22 CO_2, 0,54 FeS_2, 0,10 гигроскопической воды, следами Cl.
29. Канкринит-эгириновый тингуаит — Elfdalen, Швеция. В прокаливании канкринита CO_2.
30. Тингуаит-порфир с вкрапленниками нефелина, слюды и некоторого количества оливина — Katzenbuckel, Оденвальд.
31. Херонит — Heron Bay, северный берег Верхнего озера — с 0,11 BaO, 0,69 гигроскопической воды, 0,93 CO_2.
32. Аллохетит — выше озера Le Salle, Monzoni, Тироль.
33. Сёльвсбергит — Rieden у Лаахерского озера — с 0,93 SO_3, 0,29 Cl, 2,82 CO_2, 0,16 гигроскопической воды.
34. Базальтоидный мелилитсодержащий лейцитово-нефелиновый тингуаит — область Rieden, Лаахерское озеро — с 0,51 SO_3, 1,01 CO_2, 1,67 гигроскопической воды.

[Грорудит, описанный впервые А. П. Карпинским из неизвестного месторождения в Забайкалье, обнаружен недавно в коренном залегании в виде жил среди гранитов в Петровском руднике (Хрущов).]

§ 190. *Сёльвсбергиты* (Брёггер) *являются бедными кварцем до бескварцевых тингуаитами, полевой шпат которых (микроклин, альбит и их срастания) пластинчат по М.* При отсутствии кварца присутствует

немного нефелина. Коричневато-зеленый или коричневый биотит и щелочно-железистый амфибол (катафорит или арфведсонит) сопровождают или заменяют эгирин. Порфировая структура является не так ясно выраженной. При флюидальном расположении табличек полевого шпата основной массы совершенно фонолитообразные породы имеют мягкий шелковистый блеск. Переход кварцевых тингуаитов в сёльвсбергиты совершенно постепенный. По характеру господствующей цветной составной части можно различать нормальные сёльвсбергиты (с эгирином), катафоритовые сёльвсбергиты, арфведсонитовые сёльвсбергиты и слюдяные сёльвсбергиты.

Сёльвсбергиты образуют бесчисленные жилы в приходе Gran западнее Рандфорда в северо-восточной части эруптивной провинции Осло (анализ 5), а также в эссекситах и элеолитовых сиенитах области Laurvik (анализ 8). Они также встречаются частью с порфировыми выделениями содалита и полевого шпата в виде анортоклаза, в связи с тералитами в северной части Crazy Mountains (анализ 11) в Монтане, в элеолитовых и щелочных сиенитах области Boston (анализ 6) и в Apache Mountains в западном Техасе. Арфведсонитовые сёльвсбергиты образуют тонкие, в 0,5—0,1 *м* мощностью, жилы в элеолитовых сиенитах Julianehaab в Гренландии. В Mount Macedon (Виктория в Австралии) сёльвсбергиты содержат мохообразные скопления эгирина и рибекита. Беспироксеновые слюдяные сёльвсбергиты с небольшим количеством коссирита и нескудными вкрапленниками богатого марганцем меланита наряду с другими сёльвсбергитами находятся в Regatta Point (Port Cygnet) в Тасмании (анализ 12). Очень часто встречаются сёльвсбергиты с анортоклазом, как единственным полевым шпатом, в областях Adowa и Axum в Абиссинии. [В Союзе сёльвсбергиты описаны А. К. Мейстером из южной части б. Енисейского округа.]

§ 191. *Нефелиновые тингуаиты, или просто тингуаиты, являются панидиоморфно-зернистыми или голокристаллически-порфировыми (тингуаит-порфиры) схизолитами, характеризующимися минералогической комбинацией щелочного полевого шпата, нефелина и большого количества эгирина, реже эгирин-авгита.* В небольшой подгруппе эгирин заменяется биотитом *(слюдяной тингуаит)* или щелочным амфиболом *(амфиболовые тингуаиты)*. Их цвет густозеленый до серо-зеленого со слегка коричневатым оттенком у слюдяных тингуаитов, почти черный у амфиболовых тингуаитов. При выветривании эгирина образуются ржавые пятна. Зерно очень тонкое или совсем плотное, излом ровный до мелкораковинчатого без блеска, если порода богата полевым шпатом, с ясным жирным блеском, если она богата нефелином. Породы сильно желатинизируют с соляной кислотой.

Полевой шпат имеет стекловатый облик и принадлежит к санидину или к микролину без решетчатой структуры (причем оба часто пертитово прорастают альбитом) или к анортоклазу; часты карлсбадские двойники. Вкрапленники таблитчаты по М, полевой шпат основной массы изометричен, реже — у зальбандов — лейстовиден. *Нефелин* стекловиден, образует идиоморфные короткие столбики как во вкрапленниках, так и в основной массе. Он легко цеолитизируется, особенно часто в анальцим. *Лейцит* часто в небольших количествах сопровождает нефелин; мелилит появляется редко. Эгирин и слюда ведут себя так же, как в кварцевых тингуаитах и сёльвсбергитах. Железорудные минералы большей частью совершенно отсутствуют, апатит и циркон скудны. Из второстепенных примесей очень распространены минералы мозандритовой группы — лаавенит и родственные ему минералы, затем энигматит, канкринит, в некоторых случаях также содалит (гаюин),

астрофиллит и т. д. Титанит, который не редок, принадлежит основной массе. *Основная масса* существенно состоит из изометричной, панидиоморфно-, реже аллотриоморфно-зернистой ткани щелочного полевого шпата и нефелина, которая очень обильно проникнута большим количеством микролитов эгирина или листочков слюды, равномерно или в виде войлочного мохообразного аггрегата (рис. 48 и 49).

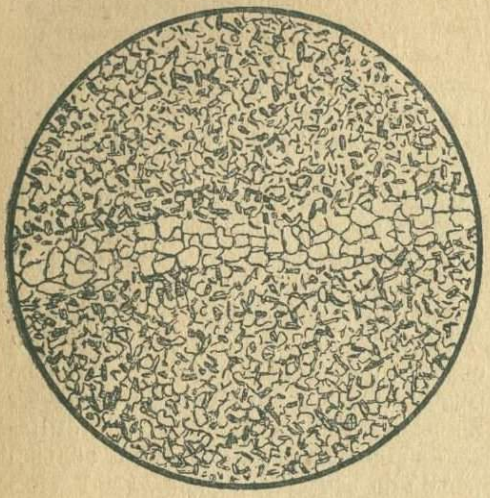


Рис. 48. Тингуаит с жилкой нефелинового аплита. Serra dos Poços, de Caldas, Бразилия. Увелич. 30 : 1.

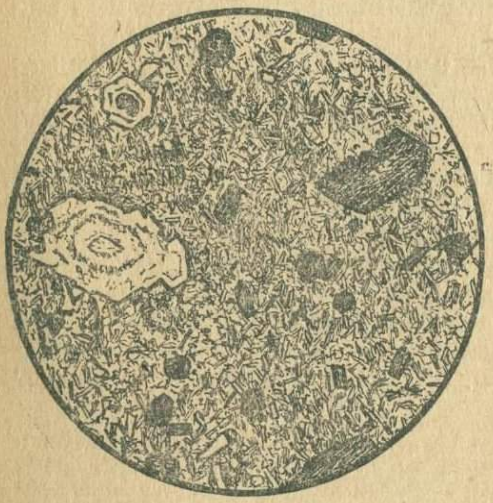


Рис. 49. Слюдяной тингуаит-порфир с вкрапленниками биотита и нозеана. Katzenbuckel, Оденвальд. Увелич. 30 : 1.

В химической конституции этого наиболее частого во всей тингуаитовой группе семейства ясно различима богатая железом фойяитовая магма с сильно отступающим MgO и CaO и значительным количеством щелочей. Большое значение цветной составной части дает о себе знать тем, что даже при обильном присутствии нефелина содержание SiO_2, в сравнении с сёльвсбергитами, падает незначительно. Переменные количества щелочей дают возможность заключить приближенно о содержании полевого шпата и нефелина; соотношение этих минералов переходит через все стадии от безнефелинового сёльвсбергита до почти бессанидинового тингуаита (анализ 30). Относительные количества бесцветных и цветных составных частей распознаются наиболее ясно из относительного содержания Al_2O_3 и окислов железа. Высокое содержание MgO зависит от биотита, Fe_2O_3 — от эгирина, FeO — от амфиболов. В виде последних встречаются арфведсонит, редко рибекит, катафорит и коричневая роговая обманка с нормально симметричным положением плоскости оптических осей. Содержание воды — мера для степени цеолитизации; CO_2 зависит от содержания первичного или вторичного канкринита, реже от карбоната. Cl и SO_3 следует относить на счет содержания минералов содалитовой группы.

Структура изменяется особенно в зависимости от относительного содержания полевого шпата и нефелина; в нормальных породах основная

масса имеет вышеописанное свойство; при сильно господствующем полевом шпате последний лейстовиден и структура трахитоидная с отчетливым флюидальным сложением; при резко господствующем нефелине последний становится резко идиоморфным, и эгирин скопляется на нем в радиальных пучках; структура делается оцелляровой. При возникновении порфировой структуры во вкрапленниках появляется санидин, реже наряду с ним нефелин, содалитовые минералы, биотит и эгирин-авгит.

Тингуаиты, которые входят также и в виде краевых фаций фойяитовых зернистых пород, сопровождают элеолитовые сиениты и щелочные сиениты Serra de Tinguá, Serra de Mendonha, Cabo Frio у Рио-де-Жанейро (анализ 23), Serra dos Poços de Caldas в S. Paulo в Бразилии, области Бостон в Массачузетсе, Hot Springs в Арканзасе, Apache Mountains в Техасе. Очень распространенными и богатыми санидином при низком содержании нефелина — названные поэтому американскими исследователями калиевыми тингуаитами (анализ 14) — являются они в Highwood и Bearpaw Mountains в Монтане, а также в Black Hills в Дакоте и в области Монреаля (анализ 16). На европейском материке они сопровождают фойяиты и пуласкиты Serra de Monchique (анализы 15 и 22), фойяит Ditró в Семигradии (анализ 18), фонолитовые штоки Среднебогемских гор, монцониты южного Тироля, щелочные породы южной Норвегии (анализ 17) у Осло и в области Langesund, фойяиты острова Alnö, канкринито-эгириновые сиениты Särna в Далекарлии (анализ 29) — здесь вероятно в виде краевых фаций, как и в Бразилии, затем луявриты и хибиниты на Кольском полуострове. В Германии имеется только одно месторождение, которое отличается необычайным богатством — Katzenbuckel в Оденвальде, где они бороздят тонкиниты многочисленными тонкими (иногда лишь в несколько миллиметров шириною) жилами. Они являются отчасти тингуаитами, бедными нефелином и очень богатыми эгирином (анализ 19), отчасти амфиболовыми тингуаитами (анализ 21), отчасти слюдяными тингуаитами (анализы 27 и 30). Однако почти всегда здесь встречается несколько цветных составных частей рядом друг с другом. [1] При порфировой структуре вкрапленниками бывают обычно биотит, санидин, нозеан и иногда скудный оливин. Лейцит очень распространенная второстепенная примесь. В Африке тингуаиты известны из Абиссинии, из Кордофана, где они секут щелочные граниты Kadero (анализ 20), с Мадагаскара и островов Los. В последних нефелин отчасти совершенно замещен содалитом или анальцимом. Один из этих тингуаитов содержит обильный розенбушит, скудный полевой шпат, астрофиллит и катаплеит. Меланит как второстепенную

[1] Пироксен слюдяных тингуаит-порфиров из Katzenbuckel, по неопубликованным исследованиям Латтермана, является близким к эгирину эгирин-авгитом с SiO_2 — 51,58, TiO_2 — 5,88, Al_2O_3 — 0,95, Fe_2O_3 — 16,23, FeO — 3,59, MnO — 0,34, MgO — 5,19, CaO — 5,35, Na_2O — 10,08, K_2O — 0,63, H_2O — 0,83, при сумме 100,71 и удельном весе 3,501. Минерал имеет $cNp = 12°$, по Np и Nm сине-зеленый, по Ng желто-зеленый. Вода улетучивается только при плавлении. Амфибол амфиболовых тингуаитов этого месторождения принадлежит к анафориту Фрейденберга с SiO_2 — 49,79, TiO_2 — 5,37, Al_2O_3 — 1,98, Fe_2O_3 — 7,54, FeO — 9,18, MnO — 0,36, MgO — 11,59, CaO — 3,16, SrO — следы, Na_2O — 7,92, K_2O — 1,85, H_2O — 1,53, при сумме 100,26; $cNm = 20,5° — 27°$ в остром углу β, Ng — темнокрасно-коричневый, Nm — зеленый до желто-зеленого, Np — соломенно-желтый (Mitt. Grossh. Bad. geol. Landesanst. 1908, VI, 47).

примесь содержит тингуаит с Mount Mary у Port Cygnet в Тасмании. Во многих типах появляются тингуаиты в области фойяитовых эруптивных пород в окрестностях Dunedin полуострова Otago в Новой Зеландии. Они известны также с Таити.

§ 192. *Лейцитовые тингуаиты* и *лейцитовые тингуаитовые порфиры* возникают из нефелиновых тингуаитов, с которыми они обладают одинаковыми свойствами, при постепенном увеличении всегда идиоморфного лейцита как в основной массе, так и во вкрапленниках. При увеличивающемся количестве лейцита санидин убывает. Наряду с эгирином и эгирин-авгитом часто появляется биотит. Меланит входит иногда в виде второстепенной примеси. Лейцит вкрапленников обычно превращен в псевдолейцит, лейцит основной массы — часто в анальцим. Химически характерно для этих пород соотношение щелочей.

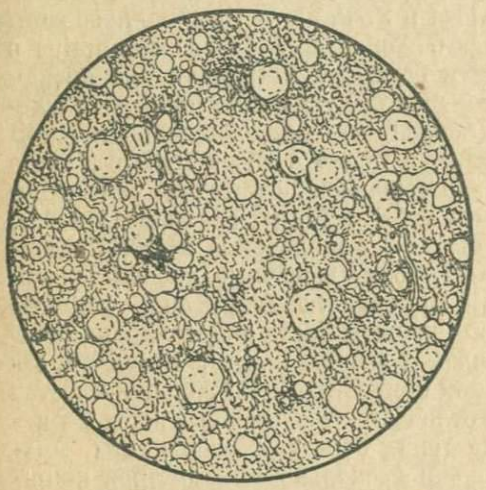


Рис. 50. Лейцитовый тингуаит. Magnet Cove, Арканзас, США. Увелич. 30 : 1.

Лейцитовые тингуаиты и лейцитовые тингуаитовые порфиры известны из Serra dos Poços de Caldas в S. Paulo и Serra de Tinguá (Рио-де-Жанейро), из Magnet Cove (рис. 50) и Little Rock в Арканзасе (анализ 24), из Умптека на Кольском полуострове, из Serra Monchique (анализ 13) — здесь, повидимому, с первоначально витрофировой основной массой — и из Beawer Creek в Bearpaw Mountains в Монтане (анализ 25). В последней породе вкрапленники псевдолейцита отсутствуют в зальбандах, которые первоначально были, как кажется, стекловатыми. Порода содержит до 10% содалитовых минералов.

Лейцитовые тингуаитовые порфиры с сильными явлениями катаклаза найдены недавно в верхнем течении Spotted Fawn Creek — притока реки Twelve-mile в области Юкона на Аляске. Неполнокристаллические лейцитовые тингуаиты имеются в массиве Bezavona в северо-западном Мадагаскаре; они примыкают по содержанию андезина к следующим группам.

В лейцитовых тингуаитах Арканзаса полевой шпат и нефелин почти исчезают, так что возникают почти чистые лейцитовые породы как конечные члены, подобно тому как чистые нефелиновые породы образуются из нефелиновых тингуаитов.

В Гренландии в элеолитовые сиениты входят тонкие *жилы арфведсонит-лейцитовых тингуаитов* с высоким содержанием эвдиалита (отсюда ZrO_2 анализа 26), который не отсутствует также в арфведсонит-сёльвсбергитовых породах.

Из района Лаахерского озера стали известны, благодаря исследованиям Браунса, очень разнообразные формы образования тингуаитов; там различают нефелино-лейцитовые тингуаиты, нозеано-тингуаитовые

порфиры (шоренбергиты), нозеано-лейцитовые тингуаитовые порфиры (сельбергиты), трахитоидные и базальтовые тингуаиты. Большинство из них известно только в виде отдельных выбросов, сельбергиты же и шоренбергиты залегают в форме жил и относились прежде Розенбушем к эффузивным породам типа лейцитофиров. *Сельбергит* из Rieden (анализ 33) содержит вкрапленники нозеана, лейцита, санидина, биотита и эгирин-авгита; голокристаллическая панидиоморфная основная масса состоит из преобладающего нефелина с небольшим количеством санидина и эгирина, акцессорного меланита, титанита и кальцита, причем последний магматического происхождения. *Шоренбергит* представляет бесполевошпатовый конечный член тингуаитового ряда. Эта порода, также лейцитосодержащая, известна своими многочисленными темнокоричневыми до черно-зеленых вкрапленниками нозеана. Точно так же редкие базальтоидные тингуаиты (анализ 34) — породы бесполевошпатовые; в них нефелин и лейцит сопровождаются мелилитом, меланитом и перовскитом.

Пироксен представлен титан-авгитом. Они образуют переходные члены к меланократовым жильным породам щелочного семейства. Следует отметить высокое содержание извести в анализах 29, 33 и 34; оно обусловлено наличием канкринита, мелилита и меланита.

Благодаря Сёльнеру известны тингуаиты из Кайзерштуля, содержащие наряду с нефелином также лейцит, мелилит и меланит.

§ 193. Вследствие полного отсутствия известково-натровых полевых шпатов тингуаиты являются типичными фойяитовыми породами; но имеется также тингуагитоподобная жильная формация, приблизительно тералитового характера, и это доказывают месторождения херонита (Heronit) и аллохетита (Allohetit).

Херонитом (анализ 31) Колеман назвал тингуаитовую жильную породу из гуронских сланцевых конгломератов Негоп Bay на северном берегу Верхнего озера.

Порода содержит зеленые и красные пятна; зеленые пятна существенно состоят из радиально расположенных полевошпатовых лейсточек, красные — из бесцветного изотропного вещества, принимаемого за анальцим, пучков полевого шпата и иголочек эгирина, запятнанных окислами железа. Состав вычислен на 47% анальцима, 28% ортоклаза, 13% лабрадорита, 3% меланита, 2% кальцита и т. д.

Под названием *аллохетит* (анализ 32) Ишен описал зеленовато-серую жильную породу, которая пересекает монцониты в окрестностях озера Le Selle и в долине Allochet в области монцонитов Тироля. Вкрапленники лабрадора, ортоклаза, титан-авгита и нефелина лежат в плотной основной массе из авгита, магнетита, роговой обманки, нефелина и ортоклаза, где цветная составная часть образует настоящий войлок микролитов, подобно эгирину в тингуаитах. Биотит част как случайная примесь.

В некоторых жилах основная масса содержит также немного известково-натрового полевого шпата.

Чтобы правильно охарактеризовать положение херонита и аллохетита, можно сказать, что они относятся к собственно тингуаитам так же, как гаутеиты к бостонитам.

Лампрофировые схизолиты *

§ 194. В свежем состоянии лампрофировые [1] схизолиты имеют темно-серые до черных цвета, часто буреющие при выветривании, и представляются средне- или тонкозернистыми до плотных. Породы эти равномерно-зернистые или порфировидные. В последнем случае в выделениях присутствуют почти исключительно *цветные минералы* (биотит, амфибол, пироксен, оливин), полевой шпат же остается в основной массе. Лампрофиры легко разрушаются при изменении, сильно пропитываясь при этом кальцитом, который при дальнейшем разложении породы в железосодержащую глину исчезает, так что породы, кажущиеся свежими, вскипают с кислотой, а явно измененные не дают этой реакции. Последние при дыхании на породу дают запах глины. Наряду с пластовой и скорлуповатой отдельностью широко распространена шаровая, часто с очень тонкими оболочками.

Микроскопически структура отчетливо панидиоморфно-зернистая или голокристаллически-порфировая. Иногда встречается гипокристаллически-порфировая структура. Последняя, а также витрофировая структура, встречающаяся в одной из разновидностей таких пород, обусловливают появление миндалин.

По своему облику, геологическим и химическим соотношениям лампрофиры делятся на следующие ряды: малхитовый, беербахитовый, минетто-керсантитовый, вогезито-спессартито-одинитовый, камптонито-мончикитовый и альнёито-бергалито-польценитовый.

Малхиты

§ 195. *Малхиты* [2] (Озанн) *представляют собой средне- или мелкозернистые, реже плотные породы, от серо-зеленого до темносерого цвета, голокристаллической, иногда порфировой структуры. Обычно они связаны с гранитовыми и диоритовыми зернистыми породами как меланократовые продукты расщепления последних.*

[Малхиты различными авторами относились то в группу аплитовых схизолитов, то в группу лампрофировых. Озанн считал их сначала *аплитовыми* фациями диоритов, и с этим был согласен Розенбуш в своем справочнике. Относимая в тексте к малхитам порода из Мичигана действительно в отношении к диоритам является несомненно лейкократовой (Паттон). У читателя, в связи с только что сказанным, должно получиться недоумение: каким образом одну и ту же породу можно относить к таким совершенно противоположным — взаимно дополняющим в отношении состава — схизолитам, как аплиты и лампрофиры. Такая странность получается в связи с неоднократно мною оттеняемым и выше и ниже обстоятельством — желанием связать название породы с условиями ее залегания и даже (см. ниже, § 284, мое примечание) с сопровождаемыми или сопутствующими породами. *Однозначно такой генетической связи* не только в кабинете, но иногда и в поле мы установить не можем (даже находясь в тесной на местности связи с другими породами, интересующая нас порода может оказаться принадлежащей совсем другому по времени вулканическому циклу), а потому нет никаких оснований проводить такую связь в номенклатуре. Последняя связана всегда — в смысле своей

---

* [О лампрофирах имеется большая монография Бегера в книге Ниггли «Gesteins- und Mineralprovinzen», Berlin, 1923, где лампрофирам отведено 350 страниц.]

[1] Название лампрофир было применено в 1879 г. к некоторым принадлежащим сюда породам из Сосновых гор.

[2] Malchen — народное название Melibokus в Оденвальде.

четкости, определенности и объема содержимого ею понятия — *с уровнем наших знаний* и большего, чем последние, дать не может.

В частности, в данном конкретном случае, Озанн относит малхиты к лампрофирам, так как связывает их с гранодиоритовыми или гранитными зернистыми породами (см. определение малхитов в тексте). Если бы такая — и только такая — связь действительно имела место, то малхиты можно было бы относить к лампрофирам. Но типичные малхиты, встречающиеся у нас на Урале и северном и южном, бывают связаны и с диоритами и с габбро-диоритами, а в таком случае по отношению к первым они могут оказаться асхистовыми породами, по отношению к габбро-диоритам и уралитовым габбро — диасхистовыми аплитовыми, т. е. обедненными в известной мере цветными компонентами.

Из всего предыдущего можно, по-моему, вывести, что *малхиты представляют собою* действительно асхистовые схизолиты, т. е. *микродиориты* и порфировидные микродиориты, иногда — как это часто бывает с асхистовыми схизолитами — представляя переходы к лампрофирам и аплитам. С этой точки зрения термин «малхит» или совершенно не нужен, или под ним следует разуметь панидиоморфно-зернистые с микроскопическим или мелким зерном диориты. При порфировой структуре они не отличимы от диорит-порфиритов.]

Малхиты состоят главным образом из плагиоклаза и роговой обманки, причем оба минерала при порфировой структуре образуют вкрапленники. Кварц присутствует в непостоянном, но всегда небольшом количестве. Обычными примесями являются апатит, магнетит и железные руды, случайными — титанит, изредка образующий вкрапленники, и ортит.

Вкрапленники плагиоклаза зональны, табличаты по М и часто представляют собой темный запыленный лабрадор с полисинтетическими двойниками по альбитовому закону. Наряду с альбитовым законом встречаются карлсбадский и периклиновый. Вкрапленники зеленой роговой обманки иногда прорастают биотитом. Основная масса нормальных малхитов состоит из паналлотриоморфного аггрегата почти изометричных зубчато сцепленных друг с другом зерен плагиоклаза и кварца, густо пронизанных иголочками роговой обманки. Нередко наряду с роговой обманкой присутствует буровато-зеленый в шлифе биотит. В тех случаях, когда место роговой обманки более или менее полно занимает биотит (*слюдяной малхит*), порода приобретает слабый блеск, подобный контактовым роговикам. Плагиоклаз в этих случаях становится более кислым (от андезина до олигоклаза). В зальбандах в породе увеличивается количество цветных минералов, и образуются разности, близкие к одинитам. Часто наблюдается флюидальная текстура.

По химическому характеру малхиты являются аналогами диоритов. Количество SiO_2 колеблется между пределами содержания его в бескварцевых диоритах и кварцевых диоритах. Содержание глинозема значительно. Количественные соотношения между щелочами и известью, с одной стороны, и глиноземом, с другой, показывают несомненную принадлежность к породам щелочноземельного ряда.

Малхиты были описаны впервые из гранитовой провинции Melibokus; кроме того они широко распространены в большей части северного Оденвальда. Встречаются в гранитовых провинциях Лаузица (особенно область Dohna), в области тоналитов Адамелло (анализы 6 и 7— оба богатые калием), в Мичигане (Marquette Range), в Калифорнии (анализ 5) и т. д. Многие горные породы, описанные в литературе как плотные диориты, должны быть отнесены к малхитам. Шпур описал гиперстеновый малхит с андезином из Аляски.

Гладкаитом Дюпарк и Пирс назвали малхит (анализ 2), образующий жилу в дуните Гладкой сопки в бассейне р. Травянки на северном Урале. Плагиоклаз здесь представлен олигоклазом. *Люцинит* и *люцинит-порфирит* (Хелиус) отличаются от типичных малхитов большей крупностью зерна и несколько более основным характером (анализы 11—13); *орбит*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	a
SiO_2 . .	63,18	62,20	62,07	60,90	60,09	57,48	56,77	56,75	56,22	54,28	52,87	51,70	51,32	47,63	53,40	44,4[9]
TiO_2 . .	—	—	0,21	0,80	0,63	—	—	1,15	1,19	0,80	2,32	0,14	—	0,74	0,63	1,31
Al_2O_3 . .	17,03	19,63	17,15	18,67	16,43	16,82	20,02	20.58	17,59	19,27	15,44	19,39	17,84	20,19	17,17	14,45
Fe_2O_3 . .	0,24	1,13	1,87	—	2,28	8,49	6,40	0,53	2,78	0,64	6,15	2,54	4,34	3,51	5,84	7,39
FeO . .	6,37	3,93	3,57	5,38	3,01			6,11	5,05	6,27	4,86	6,44	6,70	6,69	5,59	12,26
MnO . .	—	—	0,26	—	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO . .	0,92	1,51	2,39	1,48	4,37	4,64	3,70	2,73	3,96	3,29	4,59	4,64	4,18	5,83	2,62	5,44
CaO . .	4,17	6,64	4,84	4,70	5,76	5,45	5,40	4,82	6.47	5,01	5,55	8,95	9,51	7,88	8,92	10,9[2]
Na_2O . .	4,44	4,54	4,75	2,90	4,52	2,63	4,01	4,65	3,68	5,73	4,93	4,07	3,01	2,61	3,41	2,8[9]
K_2O . .	2,91	1,06	2,15	2,27	0,70	4,57	3,94	0,90	1,33	2,23	1,75	0,83	1,52	1,79	0,92	0,5
H_2O . .	0,52[1]	0,86[1]	0,97	1.90[1]	1,16	0,25	0,13	1,78[1]	0,83	1,30	1,47[1]	0,92	1,98	1,68	1,05	0,7
P_2O_5 . .	0,23	—	сл.	—	0,12	—	—	—	0,11	0,37	—	0,37	—	0,10	—	0,4
Σ . . .	100,20	101,50	100,52	99,00	99,60	100,33	100,37	100,00	99,76	100,12	99,93	100,62	100,40	99,83	99,55	100,43
Уд. вес .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,86	—	—	—	—	—

1. Малхит — западный склон Melibokus — жила в граните — с 0,19 SO_3.
2. Малхит (гладкаит) — бассейн Травянки, северный Урал.
3. Малхит — Kadero, Кордофан — с 0,08 S, 0,21 гигроскопической воды.
4. Слюдяной малхит — Lago Mergozzo, Пьемонт.
5. Малхит — туннель Caseys, Flat Ledge, Placer co., Калифорния — с 0,34 FeS_2, 0,07 CO_2, следами BaO, SrO, SO_3.
6. Малхит — Passo di Campo, Адамелло — с роговой обманкой и биотитом.
7. Слюдяной малхит (с диопсидом) — Lago d'Arno, Адамелло.
8. Малхит — Lago Mergozzo, Пьемонт.
9. Малхит—Ober-Ramstadt, Оденвальд — с 0,24 SO_3, 0,19 CO_2, 0,12 гигроскопической воды.
10. Малхит — Kirschhausen, Оденвальд — с 0,25 SO_3, 0,35 CO_2, 0,33 гигроскопической воды.
11. Люцинт — Piz Dadens, Швейцария.
12. Люцинт-порфирит — Mühlberg в Ernsthofen, Оденвальд — с 0,48 FeS_2, 0,15 гигроскопической воды.
13. Люцинт — Luciberg у Zwingenberg, Оденвальд.
14. Орбит — гранитный массив Melibokus, Оденвальд — с 0,42 SO_3, 0,29 CO_2, 0,17 гигроскопической воды.
15. Павдит — Николае-Павдинская дача, Урал.

a. Зелено-голубой амфибол из люцинт-порфирита анализа 12.

[1] Потеря при прокаливании.

представляет собой несколько более мелкозернистую, порфировидную породу. Те и другие встречены в местности Melibokus, и их лучше всего объединить с малхитами в широком смысле. Сюда же следует отнести *павдит* из Николае-Павдинской дачи на Урале; порода образует жилу в кварцсодержащем уралитовом габбро. Павдит представляет собой мелкозернистую голокристаллическую серую породу, состоящую из плагиоклаза (от олигоклаза до битовнита), роговой обманки, биотита и небольшого количества кварца (анализ 15).

Беербахиты

§ 196. *Беербахиты представляют собой тонкозернистые до плотных, матовые* сланцеватые породы серого или светлосерого цвета и с типичной паналлотриоморфной структурой* (см. рис. 16, на стр. 70). *Они связаны с габбро-перидотитовыми глубинными породами и состоят из равномерно-зернистой смеси зерен битовнита и диаллага с оливином или без него и изменяющихся в большем или меньшем количестве гиперстена и магнетита или ильменита.* Наряду с диаллагом, который часто бывает уралитизирован, присутствует, особенно в оливиновых беербахитах, коричневая роговая обманка, образующая пойкилитовые вростки в зернах других минералов.

Беербахиты — оливиновые и безоливиновые — образуют тонкие жилы в габбро Frankenstein в северном Оденвальде (анализ 1), в габбро долины Radau у Гарцбурга (безоливиновый, с небольшим количеством биотита и титанита), в габбро острова Rum (из группы Гебридских) и у деревни Kilhoan в Ardnamurchan (Шотландия), в габбро острова Monhegan в штате Мэн в США (оливиновый беербахит — анализ 2).

	1	2	3	a
SiO_2	47,21	46,29	40,30	40,52
TiO_2	—	1,21	не устан.	1,71
Al_2O_3	20,52	17,16	17,63	10,99
Fe_2O_3	7,48	2,57	6,35	9,64
FeO	5,32	9,87	10,28	9,83
MnO	—	—	сл.	сл.
MgO	4,16	7,79	8,23	11,82
CaO	8,63	12,04	13,85	12,33
Na_2O	5,17	2,21	2,48	2,38
K_2O	0,33	0,16	0,26	0,68
H_2O	0,34	0,51[1]	0,92[1]	0,50[1]
P_2O_5	0,46	—	—	—
Σ	99,91	99,91	100,84	100,40
Уд. вес	—	3,06	—	3,223

1. Беербахит — Frankenstein, Оденвальд — с 0,19 FeS_2O, 10,10 гигроскопической воды.
2. Беербахит — остров Monhegan, Мэн.
3. Амфиболовый беербахит — Косьвинский Камень, северный Урал — с 0,34 Cr_2O_3 и небольшим количеством TiO_2.

a. Соретит = зеленовато-коричневому амфиболу из амфиболового беербахита анализа 3.

[1] Потеря при прокаливании.

* [В отличие от блестящих керсантитов, минетт и т. п.]

Дюпарк и Пирс обнаружили амфиболовый беербахит (анализ 3), образующий жилы в косьвите и дуните Косьвинского Камня на северном Урале. Порода состоит из анортита и соретита с небольшим количеством рудного минерала и апатита (анализ а). Соретит почти идентичен голубовато-зеленой роговой обманке люцинит-порфира и коричневому амфиболу из Ivrea в Пьемонте.

[Беербахиты встречаются во всех областях, где развиты сколько-нибудь заметно габбровые породы. Подобно термину «малхит» и название «беербахит» свободно можно было бы выбросить, называя такие породы или микрогаббро или иногда меланократовым микрогаббро.]

Минетто-керсантитовый ряд

§ 197. В свежем состоянии лампрофиры минетто-керсантитового ряда представляют собой серые до серо-черных породы, при выветривании переходящие в красновато-, желтовато- или серо-коричневые, от тонкого до плотного зерна; лишь в мощных жилах породы эти среднезернистые. Характерно бросающееся в глаза высокое содержание темных слюд. В среднезернистых типах ясно различим простым глазом в минеттах почти всегда красноватый, в керсантитах преимущественно белый полевой шпат. В тонкозернистых разностях полевой шпат макроскопически различим с трудом, в порфировых совсем не виден.

Кварцевые зерна с узкой каемкой роговой обманки, крупные зерна полевых шпатов, часто с различно окрашенными центральными и краевыми частями, крупные столбики роговой обманки и листочки биотита должны быть в большинстве случаев отнесены к посторонним образованиям, появившимся из захваченных магмой обломков зернистых пород. На это указывают неравномерное (иногда кучкообразное) распределение перечисленных минералов в горной породе и связь их с включенными обломками пород.

[Эти схизолиты представляют собою породы, содержащие, пожалуй чаще всех других, обломки заключающих их или посторонних пород. Надо быть осторожным — особенно при кабинетной обработке чужого материала, — чтобы не смешать некоторые контактные роговики с такими породами и особенно с керсантитами. В контактных роговиках, состоящих из кварца, плагиоклаза и калишпатов с большим количеством биотита и имеющих типичную роговиковую — наподобие мостовой — или сотовую структуру, биотит, часто очень похожий внешне на таковой же лампрофиров, 1) обыкновенно в большей своей части представлен скученными мелкими аггрегатами, 2) не дает, в противоположность лампрофирам, хорошо ограненных фенокристов и 3) в роговиках вышеприведенного состава никогда не бывает таким яснозональным, как в лампрофирах (биотит в контактных известняках бывает иногда похож на лампрофировый). Кроме того, характерная для контактных роговиков пойкилитовая структура в лампрофирах (а не включенных в них обломках) отсутствует.

На этом обстоятельстве останавливаюсь в связи со своим большим опытом при занятиях со студентами, а также в связи с многочисленными консультациями с менее опытными товарищами по работе и с личными исследованиями в Тарбагатае, где такие породы распространены очень широко. Сиенит в контакте с более молодой мощной интрузией может, напр., перекристаллизоваться в мелкозернистую, торцовую по структуре, смесь полевошпатовых минералов, в которую из контактирующего, скажем, гранита привносятся и кремневая кислота в виде кварца и биотит или актинолит. Получается порода, для неопытного глаза весьма сходная — в некоторых частях своих — с минеттой. На поле ясно видно, конечно, что это контактный роговик (по расположению, переходам и пр.), но и в кабинете его по вышеуказанным признакам легко отличить от лампрофира. Некоторые порфириты таким же путем могут превратиться в амфиболово-плагиоклазовые роговики (вкрапленники при сильном контактовом метаморфизме могут совсем исчезнуть), напо-

минающие несколько спессартиты (в одной из кранцевских учебных коллекций мне встретилась такая именно весьма сильно оброговикованная порода, шедшая по описанию за спессартит). При геологических исследованиях — особенно при плохой обнаженности — надо быть осторожным, чтобы не принять захваченный, напр., гранитом небольшой пласт осадочной породы за жилу: жила, принимаемая за керсантит, может оказаться в действительности сильно измененной в контакте и обогащенной биотитом осадочной породой.]

Для минетт характерно преобладание ортоклаза, для керсантитов — плагиоклаза, но по остальному минералогическому составу, структурам и геологической связи минетты и керсантиты подобны друг другу. Господствующим цветным минералом в минеттах и керсантитах является темная слюда, часто сопровождаемая диопсидом, реже роговой обманкой. Присутствие оливина или продуктов его разложения дает возможность производить дополнительные подразделения. Обычные примеси представлены скудным количеством рудного минерала, несколько бо́льшими апатита, и кое-где встречается циркон.

Темные слюды (анализы 1—6) образуют идиоморфные гексагональные таблички, содержащие, как это видно под микроскопом, более светлые ядра и темные, богатые железом края. Они относятся преимущественно к мероксену, но часто встречается и аномит. Разъедания, вызванные магматической коррозией граней, часто можно наблюдать даже в лупу. * При изменении ** слюда или блекнет с выделением лимонита или переходит в хлорит и зеленеет. При этом иногда выделяется TiO_2 в виде рутила или анатаза. *Роговая обманка* образует вытянутые, реже короткие столбики. Цвет ее коричневый, реже зеленый. Невооруженным глазом обычно неразличима. При увеличении количества роговой обманки и уменьшении биотита образуются переходы к спессартитам и вогезитам. Богатая щелочами го-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2 . . .	41,20	36,61	38,67	33,24	37,85	40,80	48,23	51,27	53,02	60,12
TiO_2 . . .	—	3,16	3,45	0,37	3,65	—	—	0,70	—	—
Al_2O_3 . . .	12,37	15,26	13,00	15,73	13,07	11,89	5,28	3,05	—	19,03
Fe_2O_3 . . .	6,03	5,11	2,18	15,27	2,24	18,87	4,83	3,08	—	3,64
FeO . . .	3,48	8,32	7,68	4,28	9,36	—	5,01	4,34	25,62	—
MnO . . .	1,67	—	—	0,29	0,24	—	—	0,28	0,50	—
MgO . . .	19,03	16,81	19,37	13,20	17,85	11,94	15,84	14,21	10,14	2,53
CaO . . .	1,63	2,71	0,12	0,37	0,22	3,68	19,85	22,58	1,10	2,70
Na_2O . . .	1,28	—	0,73	0,90	1,63	—	0,67	0,67	5,69	4,66
K_2O . . .	7,94	7,00	10,00	7,21	6,46	10,63	0,52	0,06	0,39	5,33
H_2O . . .	2,90	4,95	4,28	8,61	4,29	0,55	0,45	—	2,52	1,78
Σ	98,81	100,13	99,48	99,47	99,86	99,41	100,68	100,27	99,66	101,50

1. Биотит из минетты — Framont, Нижний Эльзас — с 0,22 Li_2O, 1,06 F.
2. Биотит из минетты — Weiler близ Weissenburg, Нижний Эльзас — с 0,20 F.
3. Биотит из минетты — Weinheim, Оденвальд.
4. Биотит из лампрофира — балка Глубокая, УССР.
5. Биотит из керсантита — Wielischtal.
6. Биотит из керсантита — Adolfseck у Langenschwalbach — с 1,05 F; уд. вес 2,92.
7. Авгит из минетты — Weiler у Weissenburg, Нижний Эльзас.
8. Авгит из минетты — Two Buttes, Колорадо, США — с 0,03 NiO; уд. вес 3,45.
9. Голубая роговая обманка из минетты — Wackenbach у Schirmeck, Нижний Эльзас — с 0,51 Cl, 0,17 P_2O_5.
10. Шары из шаровой минетты — Weiler у Weissenburg, Нижний Эльзас — с 1,71 CO_2.

* [Здесь говорится — обращаю внимание — о коррозии, разъедании граней, но *ни в коем случае не об опацитизации;* последняя в лампрофирах никогда не наблюдается.]

** [В оригинале сказано «при выветривании».]

лубая роговая обманка встречается в виде исключения (Wackenbach у Schirmeck в Нижнем Эльзасе, Mittershausen в Оденвальде). *Пироксен*, встречаемый значительно чаще, чем амфибол, может быть обнаружен только под микроскопом; по химическому составу является промежуточным между диопсидом и авгитом (анализ 8), образует короткие восьмигранные призмы. При изменении пироксена в серпентин и хлорит образуется значительное количество углекислой извести, вследствие чего порода сильно вскипает с кислотой. В некоторых местностях пироксен превращается в уралит (Spessart). В керсантитах Лаузица наблюдается широкое распространение *магнезиального диопсида*. *Бронзит*, реже гиперстен, наряду с диопсидом является минералом, характерным для керсантитов Гарца (Michaelstein). Моложе всех остальных минералов являются *полевые шпаты*. В нормальных минеттах преобладает ортоклаз, * иногда почти при полном отсутствии плагиоклаза. *Ортоклаз* образует изометричные зерна и короткие лейсты; в большинстве случаев он находится в виде простых кристаллов, гораздо реже в виде карлсбадских двойников. Судя по валовому анализу пород ортоклаз этот должен быть богат Na_2O. При выветривании он изменяется в каолин. ** Сопровождающие полисинтетические полевые шпаты представлены, повидимому, анортоклазом или олигоклазом. Плагиоклаз керсантитов представлен *олигоклазом* или *лабрадором* в виде табличатых по М кристаллов, иногда обрастающих каемкой ортоклаза, присутствующего в породе в небольшом количестве. Первичный кварц в минеттах и керсантитах совершенно отсутствует или встречается лишь в виде скудного цемента для полевых шпатов и в микропегматитовых срастаниях с последними.

Из второстепенных составных частей наиболее важным является *оливин*, присутствующий в породе очень редко в виде свежих идиоморфных, часто корродированных зерен и дающий типы *оливиновых минетт* и *оливиновых керсантитов* Почти всегда оливин нацело изменен в карбонат и лимонит, чаще в тальк и особенно часто в войлочный аггрегат лучистой роговой обманки, называемый пилитом (*пилитовые минетты* и *пилитовые керсантиты*). Керсантиты Гарца (Michaelstein) содержат кордиерит, образующий изящные тройники и шестерники. Изредка присутствует ортит.

§ 198. *Минетты* [1] *представляют собой панидиоморфно-зернистые или голокристаллически-порфировые схизолиты, сопровождающие гранитовые и диоритовые зернистые породы и характеризуемые минералогической комбинацией ортоклаза и биотита.* Чистый тип, содержащий перечисленные выше примеси, редок; точно так же редок тип *амфиболовых минетт*, в которых к биотиту присоединяется роговая обманка, и небольшим распространением пользуются содержащие диопсид *авгитовые минетты*. Оливин или продукты его изменения образуют оливиновые разности в минеттах всех трех типов.

Химический состав минетт характеризуется анализами 1—10 на стр. 290. Наличие в составе породы H_2O и CO_2 указывает, что совершенно неизмененные минетты встречаются редко. Породы, представленные анализами 1 и 2, свежи, H_2O в них принадлежит главным образом биотиту. В большинстве случаев явное преобладание среди щелочей K_2O обусловлено наличием в породе биотита и природой полевых шпатов; при увеличении количества Na_2 образуются разновидности, переходные к керсантитам. Химический состав минетт, в противоположность аплитовым, гранит-порфировым и зернистым породам одинакового минералогического состава, характеризуется низким содержанием Al_2O_3 и SiO_2 и равномерно значительным количеством щелочей, щелочных земель и же-

---

* [Необходимо иметь в виду, что в минеттах и вогезитах иногда весь калишпат представлен анортоклазом.]

** [Каолинизация является скорее всего постмагматическим процессом.]

[1] Название было заимствовано эльзасским геологом Фольтцем из языка горнорабочих и введено в литературу в 1834 г. в связи с описанием жил из Framon в верхней долине Breusch (Нижний Эльзас).

леза. Содержание S и SO_3 обусловлено наличием в породе примеси пирита и магнитного колчедана.

В центральных частях мощных жил панидиоморфная структура минетт переходит в гипидиоморфную структуру зернистых горных пород иногда при одновременном уменьшении биотита и увеличении полевых шпатов. В зальбандах мощных жил и по всей толще тонких часто наблюдается шаровая текстура *(шаровые минетты)*. Наибольшим распространением шаровые минетты пользуются в Оденвальде, у Weiler близ Weissenburg в Эльзасе и т. д. Шары состоят из полевого шпата (к которому обычно примешаны кварц и кальцит), окруженного плотной оболочкой идиоморфных листочков слюды; шары представляют собой выполнение первичных пустот в породе. Образование последних в зальбанде жил вполне естественно. С этим согласуется то обстоятельство, что миндалины обычно появляются в зальбандах жил, и образование миндалин возможно только тогда, когда имеется наличие остаточного жидкого расплава; в этом случае такие шаровые минетты должны были содержать первичное стекло (стекловатый зальбанд, но без миндалин, имеется в жиле минетты, залегающей в зернистом известняке Auerbach на Bergstrasse). Так как стенки миндалин гладки, то шары легко вываливаются из породы. Анализ 10 дает состав шара, состоящего главным образом из полевого шпата с небольшим количеством кварца, слюды и титанита. Изредка в шарах наблюдается текстура, приближающаяся к радиально-лучистой, причем слюдяная оболочка отсутствует и шары плотно связаны с основной массой горной породы В таких случаях они должны рассматриваться как полевошпатовые сферолиты. В случаях проявления в минеттах порфировых структур полевой шпат не образует двух генераций, как это наблюдается в гранит-порфировых жильных породах, и вкрапленники представлены здесь биотитом, диопсидом и роговой обманкой (рис. 51). В тех случаях, когда к полевым шпатам основной массы присоединяется вторая, более древняя генерация [т. е. фенокристы их же], образуются разновидности, переходные к сиенит-порфирам.

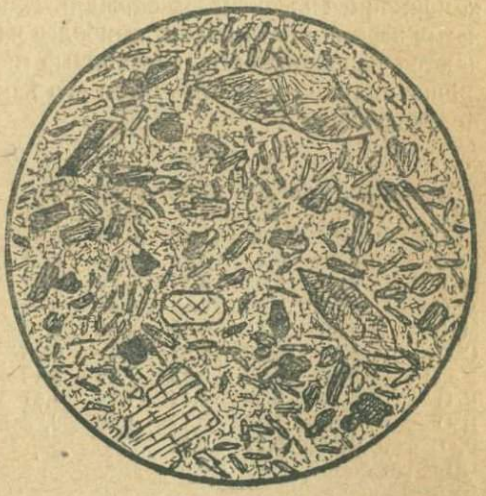


Рис. 51. Пилитовый керсантит. Karlstätten, Нижняя Австрия. Вкрапленники пилита, авгита и биотита в полевошпатовой основной массе с мелкими авгитом и биотитом. Увелич. 30 : 1.

Минетты выветриваются легче гранитов и диоритов; на местности жилы их не образуют подобно аплитам выступающих стен, а, разрушаясь, вымываются, что ведет к образованию рвов. Вследствие этого в покрытых растительностью горах они легко ускользают от наблюдения. Классические области распространения минетт находятся в Вогезах, особенно в верхней части долины Breusch (анализ 8), в окрестностях

массива Hochfeld между долинами Рейна, Weiler и Breusch (анализ 10), в области Ballon de Giromagny и в Оденвальде севернее долины Неккара (анализы 3 и 7) почти до Дармштадта. Встречаются они также в Шварцвальде (анализ 2), в мейссенском гранито-сиенитовом массиве, в Рудных горах, в Сосновых горах, в Силезии (анализ 1), в Оверни, в северной Англии (mica traps) и т. д., т. е. почти во всяком большом гранитном массиве и всегда в сопровождении аплитовых жил. Необычайно богатые апатитом минетты встречены в западной части США. Состав их характеризуется анализом 9.

§ 199. *Керсантиты представляют собой панидиоморфно- до гипидиоморфно-зернистых схизолиты, сопровождающие семейство гранитовых и диоритовых зернистых пород, и характеризуются минеральной комбинацией плагиоклаз—биотит.* Как чистый тип, так и тип *роговообманковых керсантитов* редки; наиболее часты *авгитовые керсантиты.* Встречаются разновидности, переходные между этими тремя типами. При наличии оливина или продуктов его изменения возникают второстепенные подразделения.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2 . .	60,13	59,52	57,37	55,56	52,70	52,56	49,24	45,93	41,57	41,43	57,97
TiO_2 . .	0,72	сл.	—	0,81	1,71	1,56	0,74	—	2,36	—	1,08
Al_2O_3 . .	10,23	13,65	13,84	10,70	15,07	13,37	11,47	11,88	9,75	16,46	17,35
Fe_2O_3 . .	4,21	0,21	2,44	2,00	8,41	6,70	1,10	1,17	4,06	8,78	6,17
FeO . .	3,12	5,33	3,44	5,19	—	0,76	8,34	8,72	4,47	3,16	1,74
MnO . .	0,03	0,96	сл.	0,61	—	—	—	0,47	0,25	0,19	сл.
MgO . .	4,89	5,11	6,05	4,56	7,23	8,46	9,87	9,97	8,65	9,83	4,00
CaO . .	5,54	5,12	5,53	8,42	5,33	6,11	5,76	11,85	11,10	10,05	4,74
Na_2O . .	3,10	2,58	1,53	1,45	3,12	3,24	2,67	1,90	1,57	0,63	2,11
K_2O . .	4,63	6,26	4,47	7,48	4,81	4,62	5,75	3,28	6,10	1,24	3,67
H_2O . .	1,81	1,66[1]	3,17	1,45	2,38	2,39[1]	3,41	0,67	2,30	1,83	1,09[1]
P_2O_5 . .	1,28	0,22	0,37	—	—	—	—	1,66	4,05	0,65	0,17
CO_2 . .	—	—	0,67	—	—	—	1,56	2,69	1,24	5,15	—
Σ . . .	99,72	100,62	100,01	99,65	100,76	99,99	99,91	101,64	100,01	99,40	100,15
Уд. вес .	2,796	2,764	—	2,67	—	2,82	—	—	—	2,790	2,836

	12	13	14	15	15a	15b	16	17	18	19	20
SiO_2 . .	54,36	53,16	52,61	52,30	58,20	63,30	52,12	49,16	47,39	46,15	45,48
Ti_2O . .	0,96	—	0,50	—	—	—	1,20	0,42	0,75	0,90	0,52
Al_2O_3 . .	14,71	7,96	14,64	17,45	19,20	18,10	13,52	14,17	13,39	13,34	11,89
Fe_2O_3 . .	1,89	9,24	1,36	1,80	1,10	2,33	2,56	4,62	3,25	2,79	1,78
FeO . .	6,11	4,77	6,75	4,80	3,52	1,35	4,53	6,60	5,12	5,56	6,29
MnO . .	—	1,23	0,30	—	—	—	—	сл.	0,15	0,15	0,08
MgO . .	7,92	3,05	7,00	8,50	2,01	1,66	6,36	7,01	12,34	12,12	13,27
CaO . .	2,42	6,64	7,30	4,78	3,67	3,76	5,78	6,45	9,73	9,65	9,42
Na_2O . .	1,18	2,97	0,82	2,12	3,60	3,45	2,34	4,61	1,86	1,94	2,14
K_2O . .	4,62	3,06	0,95	3,23	4,55	1,76	5,36	2,23	2,56	2,42	2,84
H_2O . .	4,05	1,77	2,70	3,70	1,40	2,20	1,86	4,22[1]	3,01	2,79	2,72
P_2O_5 . .	0,52	1,20	0,30	—	—	—	0,92	сл.	0,24	0,74	0,79
CO_2 . .	0,47	4,08	3,40	2,40	2,40	2,80	3,59	—	0,22	0,60	0,79
Σ . . .	99,64	99,34	99,52	101,08	99,65	101,21	100,36	99,49	100,01	99,15	99,57
Уд. вес .	2,755	2,86	—	—	—	—	2,726	2,72	—	—	—

1. Авгитовая минетта (с кордиеритом) — Olbersdorf близ Landeck, Силезия — с 0,05 S.
2. Авгитовая минетта — Wehratal, южный Шварцвальд.
3. Авгитовая минетта — Kirschhäusertal у Heppenheim, Оденвальд — с 1,13 FeS_2, следами SO_3.

4. Авгитовая минетта — Studené, Чехия — с 1,42 гигроскопической воды.
5. Авгитовая минетта — Weiler у Weissenburg, Эльзас.
6. Авгитовая минетта — Crap grond, Ponteglias, Швейцария — с 0,12 гигроскопической воды.
7. Минетта — Weinheim, Оденвальд.
8. Роговообманковая минетта — Framont, Нижний Эльзас — с 0,97 F, 0,48 S.
9. Минетта (очень богатая апатитом) — Northport, Вашингтон, США — с 0,02 ZrO_2, 0,04 Cl, 0,23 F, 0,04 Cr_2O_3, 0,02 NiO, 0,44 BaO, 0,11 SrO, 0,04 V_2O_3, 0,06 FeS_2, 1,54 гигроскопической воды.
10. Слюдяная минетта — Mönkalb у Barr, Нижний Эльзас. Очень несвежая (содержание CO_2!).
11. Керсантит — Piz Giuf, массив Aar, Швейцария — с 0,06 гигроскопической воды.
12. Керсантит — Монастырская земля у Michaelstein, Гарц — с 0,38 SO_3, 0,05 C.
13. Керсантит — Heimbach, Hассау — с 0,04 F, 0,17 S.
14. Керсантит — Laveline, западный склон Вогезов, между Markirch и St. Dié — с 0,35 Cr_2O_3, 0,24 Cu, 0,10 S.
15. Керсантит — Hôpital Camfront, Бретань.
15a. Керсантитовый пегматит — там же.
15b. Керсантитовый аплит — там же.
16. Керсантит — на северо-востоке между Верхним и Нижним Neubrunn, Тюрингенский Лес — с 0,22 S.
17. Керсантит — сланцевая зона Bärenstein у Schmiedebach, Сосновые горы.
18. Керсантит (бедный роговой обманкой) — Reichenau у Königsbrück, Лаузиц.
19. Керсантит (богатый роговой обманкой) — там же.
20. Керсантит — Oberlichtenau у Königsbrück, Лаузиц — с 1,58 редких земель.

[1] Потеря при прокаливании.

Химический состав керсантитов характеризуется анализами 11—20 на стр. 290. Для него действительно все сказанное о химическом составе минетт.

Структурные формы керсантитов те же, что у минетт, но в керсантитах чаще, чем в минеттах, наблюдается большая крупность зерна.

Главной областью распространения керсантитов являются окрестности Бреста в Бретани (анализ 15), где породы получили название «керсантон» и под этим названием были введены в науку Делессом. Кроме того, они встречаются в окрестностях Markirch и Laveline (анализ 14) в Вогезах. Породы из Markirch были описаны Делессом под названием «керсантитов». В бретонских керсантитовых жилах Барруа описал миндалевидные разновидности, приуроченные к зальбандам; миндалины состоят из кальцита и магнитного колчедана. В той же местности в керсантитовых жилах имеются трещины стяжения, выполненные грубозернистым керсантитовым пегматитом и тонкозернистым керсантитовым аплитом (анализы 15 a и 15 b). Окраска обеих этих пород светлая; они бедны цветной составной частью и состоят главным образом из вытянутых листочков биотита, ортоклаза, альбита, кварца, микропегматитовых прорастаний этих полевых шпатов с кварцем, небольшого количества апатита, кой-где ортита и иногда вторичных минералов — эпидота, кальцита и хлорита. Часто керсантитовый пегматит и керсантитовый аплит настолько связаны, что выполняют одну и ту же трещину стяжения, так что пегматит образует зальбанды аплита. Подобное же наблюдал Бегер в Лаузице. В Оденвальде и Спессарте (Spessart в области Aschaffenburg) широко распространены керсантиты, которые вследствие богатства включениями ортоклаза и кварца, а также особенно вследствие наличия в зальбандах обильного гранита (у Stengerts) были приняты Гюмбелем за гранит-порфир и названы им *ашафитом*. Жилы

встречаются также в Рейнских Сланцевых горах (анализ 13), Тюрингенском Лесу (анализ 16); в Гарце у монастыря Michaelstein недалеко от Blankenburg встречен керсантит, содержащий кордиерит и бронзит и большое количество включений кристаллических сланцев (анализ 12); широким распространением пользуются керсантиты также в Bodetal в Лаузице (анализы 18—20), в Сосновых горах, в горах Эльбы, в Исполиновых горах, в Морване (Франция), в северной Англии и т. д. Некоторые керсантиты, залегающие в амфиболовом граните Спессарта и тоналите Исполиновых гор богаты коричневой роговой обманкой в двух генерациях. Это породы, переходные в спессартиты; переходы в минетты известны повсюду.

В Рудных горах и в гранитном массиве Лаузица часто встречаются жилы диабазовидной породы, отличающейся от керсантитов замещением значительной части биотита диопсидом. Количество плагиоклаза (лабрадор-андезина) увеличивается, часто присутствует оливин и наряду с биотитом присутствует оливково-коричневая роговая обманка. Титанистый железняк обилен, иногда в небольших количествах присутствует кварц, и структура приближается к диабазово-зернистой. Бегер называет эти породы, связанные постепенными переходами с керсантитами и кузелитами, *протеробазами*.

Несмотря на отличающийся облик, керсантитам родственны также *кузелиты;* они образуют интрузивные залежи и жилы в Ottweiler и в верхних кузельских слоях области Saar-Nahe (анализы 1—6 ниже). Кузелиты являются существенно порфировыми породами, содержащими вкрапленники лабрадора и большей частью полностью уралитизированного или хлоритизированного диопсида. Основная их масса, панидиоморфно-зернистой структуры, состоит из сдвойникованных плагиоклазовых лейст с большим количеством изометричных зерен ортоклаза, небольшого количества биотита, коричневой роговой обманки и измененного точно так же, как в фенокристах, диопсида. Угловатые промежутки между полевошпатовыми зернами основной массы выполнены кварцем или микропегматитовым кварцево-ортоклазовым аггрегатом. Часто вкрапленники отсутствуют, и порода обладает зернистой структурой; у зальбандов жил наблюдается пилотакситовая структура с небольшим количеством стекловатого базиса. Так же, как и в керсантитах, полевой шпат кузелитов при выветривании краснеет. Разложение диопсида обусловливает наличие в породе CO_2 и H_2O. На прусской геологической карте эти породы названы Лоссеном «бедными биотитом авгитовыми керсантитами».

Этот тип горных пород, связанных постепенными переходами с керсантитами, содержащими большее количество окрашенных минералов, часто встречается в гранитном массиве Лаузица (анализ 7).

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	63,08	61,70	58,02	57,12	55,49	54,55	52,68
TiO_2	1,24	—	0,30	1,17	1,78	0,96	1,18
Al_2O_3	15,61	16,36	16,35	15,40	14,57	15,44	16,53
Fe_2O_3	2,38	2,29	4,17	2,80	8,68	3,48	1,29
FeO	2,55	2,75	1,60	4,39	0,66	0,80	6,47
MnO	1,17	сл.	0,51	—	—	—	0,11
MgO	2,48	1,94	4,34	5,13	3,61	4,41	5,15
CaO	1,90	2,65	3,51	2,24	0,68	7,85	5,99
Na_2O	4,77	5,05	2,97	2,84	1,86	2,45	3,30
K_2O	3,54	3,05	3,05	3,77	7,87	4,09	2,64
H_2O	1,90	2,45	4,41	4,35	3,96	3,75	3,86
P_2O_5	—	—	—	0,22	0,27	0,45	0,41
CO_2	—	1,63	—	0,75	—	2,16	0,59
Σ	100,62	99,87	99,23	100,26	99,43	100,49	100,20
Уд. вес	—	—	—	2,625	2,839	2,67	—

1. Кузелит — Herrnburg у Oberstaufenbach, Рейнский Пфальц.
2. Кузелит — Schneidchen у Erdesbach, Рейнский Пфальц.

3. Кузелит (интрузивная залежь) — Remigiusberg у Cusel.
4. Кузелит — Bosenberg в St. Wendel — с 0,08 SO_3.
5. Кузелит (жила длиной 3—4 *км*) — Winterbach у Ottweiler, Рейнская Пруссия — со следами SO_3.
6. Кузелит (верхней части жил) — Gronig, бассейн Blies, Рейнская Пруссия — с 0,10 SO_3.
7. Кузелит (без вкрапленников) — Manns Berg близ Steinigt-Wolmsdorf, Лаузиц.

Вогезито-спессартито-одинитовый ряд

§ 200. Все породы этого ряда отличаются от минетт и керсантитов полным отсутствием или лишь ничтожным содержанием биотита. Все эти породы обладают плотным сложением; в порфировых разностях вкрапленники представлены роговой обманкой или авгитом, очень редко полевым шпатом.

В свежем состоянии вогезиты представляют собой зеленоватые до темносерых и базальтово-черных панидиоморфно-зернистые сиизолиты, состоящие существенно, но в сильно изменчивых количествах, из ортоклаза (с переменным количеством андезина или лабрадора), блестящих вытянутых столбиков черной роговой обманки и коротких призм матового диопсида. В качестве второстепенных составных частей присутствуют в большом количестве апатит, небольшое количество железорудных минералов, очень редко циркон. Кварц встречается в ничтожных количествах или совершенно отсутствует. Оливин, являющийся акцессорным минералом, обычно изменен в тальк или пилит. При выветривании порода становится красновато-коричневой или ржаво-красной, редко желтовато-серой.

Совершенно идиоморфная *роговая обманка* (анализ а на стр. 294) — в шлифе коричневатая до коричневато-зеленой, реже — зеленой. Авгит очень часто превращен в смесь хлорита и эпидота или кальцита. Оба обычно различимы невооруженным глазом или в лупу. Неразличимый в лупу полевой шпат образует равномерно-изометричную, в зальбандах и тонких жилах также трахитовую ткань, пронизанную большим количеством цветных минералов. Приблизительно одновременное образование разных составных частей вытекает из того факта, что роговая обманка содержит иногда ядра полевого шпата. По преобладанию роговой обманки или авгита различают *роговообманковые* и *авгитовые вогезиты*.

Химический состав вогезитов характеризуется анализами 1—6, из которых 1—4 являются анализами более или менее свежих образцов, а анализы 5—6 характеризуют сильно разложенную породу. Содержание щелочей, так же как и в минеттах, обусловлено высоким содержанием Na в ортоклазе. Лампрофировый характер ясно выражен.

Вогезит образует тонкие жилы в роговообманковом гранитите и вмещающих его сланцах в окрестностях Hohwald в Нижнем Эльзасе, особенно в Andlautal и у дома лесничего в Welschbruch (анализ 4), в Оденвальде на Luciberg и на высоте Orbis у Zwingenberg, на Schäfersmühle у Kirschhausen (богатый авгитом), в окрестностях Neppenheim и Mittershausen и кроме того в долине Weisseritz и Rabenauer Grund близ Tharand в Саксонии; в гранитите долины Эльбы у Tetschen, в Рудных горах (Schönfeld, Ehrenfriedersdorf, Drebach и т. д.), в Силезии (окрестности Reichenbach, Follmersdorf, Landeck и т. д. — анализы 1—3), в Монтане (анализ 5) и пр. Кроме того они известны на Сейшельских островах (частично в виде пилитовых вогезитов) и в китайской провинции Honan.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2 . . .	53,33	51,92	51,22	48,43	45,15	45,07	54,67	54,64	53,96	52,78
TiO_2 . . .	0,41	1,97	0,54	—	2,80	—	—	0,61	0,60	1,23
Al_2O_3 . . .	15,58	16,19	12,28	11,41	15,39	18,13	12,68	12,09	15,90	16,57
Fe_2O_3 . .	2,61	1,07	6,08	12,32	2,76	7,09	11,68	1,81	1,58	2,21
FeO . . .	3,34	9,08	4,86	0,64	5,64	4,97	2,13	5,03	5,56	5,73
MnO . . .	0,84	—	—	0,34	0,14	сл.	—	0,13	—	0,14
MgO . . .	9,38	4,42	9,62	8,23	6,38	7,24	6,11	11,86	7,63	6,42
CaO . . .	4,70	5,81	6,78	9,97	8,83	6,94	4,96	7,74	6,31	6,56
Na_2O . . .	4,70	2,43	2,54	3,59	2,67	2,84	3,85	2,35	2,99	2,88
K_2O . . .	2,94	3,40	3,26	3,21	2,77	сл.	3,65	1,01	2,07	3,19
H_2O . . .	7,38	3,14[1]	2,60	1,33	2,85	3,63	2,10	2,44	3,46[1]	2,54
P_2O_5 . . .	0,06	—	0,37	—	0,56	0,61	—	0,08	—	сл.
Σ	100,31	99,73	100,15	99,47	100,21	100,53	100,83	100,01	100,23	100,25
Уд. вес . .	2,757	2,90	2,818	2,929	2,70	2,757	—	—	2,87	—

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	a
SiO_2 . . .	50,75	50,44	50,38	47,04	56,78	52,84	50,76	49,39	42,84	50,08
TiO_2 . . .	1,10	0,72	0,59	0,79	1,04	1,03	0,55	0,75	—	0,76
Al_2O_3 . . .	16,63	17,03	15,68	13,33	17,86	14,66	16,17	17,15	4,60	8,13
Fe_2O_3 . . .	0,61	1,50	1,49	2,89	0,44	1.77	3,32	3,10	5,69	2,69
FeO . . .	8,17	11,02	5,65	7,58	5,89	5,98	5,09	6,22	7,48	6,71
MnO . . .	0,20	0,18	0,11	0,20	0,07	—	—	—	сл.	0,49
MgO . . .	8,08	5,01	9,48	12,12	3,46	8,36	9,98	9,86	24,60	16,31
CaO . . .	6,93	8,28	7,21	9,34	5,13	8,06	9,55	8,84	11,41	11,21
Na_2O . . .	2,59	3,02	2,86	2,32	3,33	2,66	2,15	1,80	0,61	1,22
K_2O . . .	2,49	2,53	3,48	1,08	3,30	1,96	0,27	0,29	0,42	0,46
H_2O . . .	2,62	0,32[1]	2,82	2,63	1,92	2,54	1,75	2,09	1,80	1,40
P_2O_5 . . .	0,16	—	сл.	0,25	0,35	0,30	0,28	0,24	—	—
Σ	100,54	100,05	100,56	99,89	99,57	100,62	100,05	100,05	100,45	99,46
Уд. вес . .	—	3,011	—	—	—	—	—	—	—	—

1. Вогезит — Hutberg у Raiersdorf близ Landeck, Силезия — с 0,04 S.
2. Вогезит — Belezza, Unterengadin, Швейцария — с 0,30 гигроскопической воды.
3. Вогезит — Niedertalheim близ Landeck, Силезия — с 0,04 S.
4. Амфиболовый вогезит — между Forsthäusern в Welschbruch и Rotlach, Hohwald, Нижний Эльзас В Fe_2O_3 содержится TiO_2.
5. Авгито-амфиболовый вогезит — Fourmile Creek, Castle Mts., Монтана — с 4,27 CO_2; сильно изменен.
6. Авгитовый вогезит — Sanelberg в Kirnecktal близ Barr, Нижний Эльзас — с 4,01 CO_2; сильно разложен.
7. Спессартит — Waldmichelbach в Vorspessart. Fe_2O_3 содержится TiO_2.
8. Спессартит (кварцево-амфиболовый диорит) — водораздел между Butte co. и Plumas co., Калифорния — с 0,05 NiO, 0,05 BaO, 0,12 гигроскопической воды, следами SrO, Li_2O.
9. Спессартит — Piz Avat, Ponteglias-Rusein, Швейцария — с 0,17 гигроскопической воды.
10. Спессартит — гора Manns в Steinigt-Wolmsdorf, Лаузиц.
11. Спессартит — там же — с 0,21 CO_2.
12. Спессартит — западный склон горы Hutberg, Neurode, Силезия.
13. Спессартит (богатый пироксеном) — Oberlichtenau, Лаузиц — с 0,81 CO_2.
14. Спессартит — Eksjö, Швеция — с 0,13 Cr_2O_3, 0,07 BaO, 0,12 S, следами V_2O_3.
15. Одинит — Dürrhennersdorf в Löbau, Лаузиц.
16. Одинит — гора Manns у Steinigt-Walmsdorf, Лаузиц — с 0,46 CO_2.
17. Одинит — Frankenstein, Оденвальд — с 0,11 SO_3, 0,05 CO_2, 0,02 гигроскопической воды.

18. Одинит — там же — с 0,11 SO_3, 0,21 гигроскопической воды.
19. Гаревайт — Тылайский Камень, северный Урал — с 4,04 хромистого железа.
а. Амфибол из породы анализа 8.

[1] Потеря при прокаливании.

§ 201. В большом количестве мест наблюдается постепенный переход вогезитов в *спессартиты*, находящиеся в таком же соотношении с вогезитами, как керсантиты с минеттами. Ортоклазовый полевой шпат вогезитов в керсантитах заменен плагиоклазом двойникового строения, зерна которого при панидиоморфно-зернистой структуре обычно изометричны, при голокристаллически-порфировой пластинчаты и лейстовидны. Это благоприятствует возникновению флюидальных текстурных форм. Кварц и гранофировые кварцево-полевошпатовые аггрегаты так же часты, как и в вогезитах. Этим объясняется высокое содержание в породе SiO_2. Спессартиты вместе с керсантитами, в которые они часто переходят, образуют бесчисленное множество жил в Vorspessart у Aschaffenburg, у Waldmichelbach и т. д., а также в Лаузицком гранитном массиве (анализы 10, 11 и 13). Акцессорный оливин в них также превращен в тальк или шилит. Реже встречается спессартит в Оденвальде (Mittershausen), в области Adamello в области развития гранодиорита в Калифорнии (анализ 8), в гнейсах Кривого Рога на юге СССР — здесь с миндалевидной структурой. Среди гнейсов Albersweiler (Пфальц) встречены чистые роговообманковые спессартиты, содержащие зеленую роговую обманку.

Вогезиты и спессартиты относятся к свите жильных пород, сопровождающих гранитовые и диоритовые глубинные породы. Известны также единичные случаи нахождения их среди габбро, как, напр., порода анализа 12.

§ 202. *Одиниты* (Хелиус) *представляют собой жильные породы серо-зеленого цвета с голокристаллической или — очень редко — плотной основной массой, состоящей из узких лейстовидных, реже изометричных зерен плагиоклаза, спутанно-волокнистого аггрегата зелных, редко коричневых иголочек роговой обманки и единичных мелких вкрапленников табличек лабрадора, призм авгита, реже столбиков роговой обманки.* Вкрапленники авгита иногда скопляются кучно. Очертание некоторых аггрегатов роговой обманки указывает на первоначальное содержание оливина. Кварц отсутствует или содержится в очень незначительных количествах.

Центры мощных жил более зернисты, похожи на люцинт и богаче кварцем (см. рис. 52).

Одиниты сопровождают семейство гранитовых и диоритовых пород и встречаются в областях их наибольшего развития — в Оденвальде и Лаузице; с одной стороны они тесно примыкают к малхитам, с другой — к спессартитам, зальбанды жил которых нередко сложены породой одинитового облика. В Frankenstein (анализы 17 и 18) одинит сечет габбро и роговообманковое габбро, в Tromm — гранитит. Другие жилы известны у деревни Weschnitz, у Reichelsheim и Brensbach. Состав одинитов из Лаузица дают анализы 15 и 16. Они встречаются также в многочисленных местах области Адамелло, где полевой шпат колеблется между основным лабрадором и анортитом, и в Prachatitz на восточной стороне Богемского Леса.

[Породы вогезит - спессартит - одинитового ряда известны во многих местах Урала, Тарбагатая, Алтая, Минусинского края и вообще очень нередки во всех областях сколько-нибудь заметного развития гранитовых и диоритовых пород. Вогезиты из всего этого ряда, пожалуй, породы наименее распространенные.

Заслуживает оттенения приведенное в тексте Розенбуша замечание, что ортоклазовый полевой шпат лампрофиров богат натром. На Федоровском столике очень просто определить хотя бы только угол оптических осей калишпатов: из личного опыта я должен заключить, что он не так уже редко бывает *типичным анортоклазом*, так что этот полевой шпат едва ли имеет основание быть принимаемым за минерал, характерный для пород щелочного ряда.

Следует также отметить, что нередко — особенно в Тарбагатае — плагиоклазы лампрофиров или бывают явно альбитизированы почти до состояния чистого альбита, или должны считаться за альбитизированные по целому ряду признаков, когда такой альбитизации, как явно вторичного явления, доказать нельзя.

Отмечу, наконец, опираясь на личный опыт, что бывают случаи, — и довольно нередкие, — когда лампрофиры законченного рассмотрением щелочноземельного ряда не могут быть точно названы. Вследствие того, что породы эти богаты темноцветными компонентами, и вследствие того, что эти темноцветные компоненты, как более легко растворимые минералы, легко же изменяются поствулканическими агентами, лампрофиры нередко сильно хлоритизируются и эпидотизируются, так что только после исследования двух-трех шлифов из одного и того же куска породы удается — и то не всегда — распознать природу лампрофира, т. е. относится ли данный схизолит к минетте или вогезиту либо соответственно к керсантиту или спессартиту. Такое поствулканическое изменение этих пород понятно уж из одного того обстоятельства, что сами они являются продуктами во всяком случае более поздней, магматической деятельности, чем сопровождаемые ими гранолиты; с другой стороны, на это же указывает и то обстоятельство, что иногда — и гораздо реже, чем для первого случая — измененными до неузнаваемости являются не темноцветные компоненты, а полевые шпаты, и бывает поэтому, что даже после тщательного микроскопического исследования остается неизвестным — к минетте или керсантиту, либо к вогезиту или спессартиту надо отнести данную породу. Во всех таких случаях, естественно, лучше назвать породу калишпатовым или плагиоклазовым лампрофиром в первых из указанных — более частых — случаях либо биотитовым или роговообманковым лампрофиром — во втором. Само собою разумеется, что может представиться и такой случай, когда породу приходится называть просто лампрофиром.]

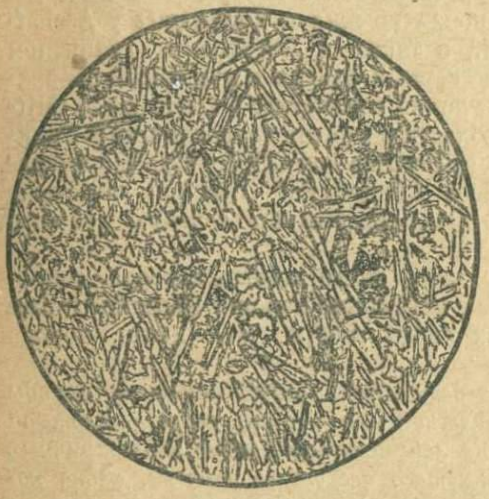


Рис. 52. Одинит. Burghof Frankenstein, Оденвальд. Увелич. 30 : 1.

§ 203. Как *заревайт* (анализ 19) Дюпарк и Пирс описали почти бесполевошпатовый крайний член вогезит-одинитового ряда из бедного полевым шпатом оливинового габбро цепи Тылай на северном Урале. В тонкозернистой панидиоморфной основной массе из господствующих оливина, лабрадора, гиперстена вместе с хромитом и магнетитом лежат вкрапленники диопсида размером до 7 *мм*. Иногда идиоморфный, иногда цементирующий остальные составные части магнетит содержит включения зеленой шпинели. Другие места, где бы встречалась эта интересная порода, еще не известны.

§ 204. *Камптониты и мончикиты представляют собой темно-серые до черных схизолиты базальтового облика, сопровождающие семейство фойяитовых и терилитовых зернистых пород. В очень тонкозернистой до плотной основной массе они содержат вкрапленники темно-коричневого биотита в виде гексагональных табличек, призм роговой обманки от темнокрасно-коричневого до бархатно-черного цвета и иголочек черноватого авгита; как акцессорный нанчаще встречается оливин. Для камптонитов характерны то панидиоморфно-зернистая, то голокристаллически-порфировая структуры, для мончикитов — гипокристаллическая до витрофировой.* Основная масса у камптонитов состоит из лейст плагиоклаза и микролитов амфибола и авгита, у мончикитов — из стекловатого базиса, богатого микролитами амфибола, наряду с которыми часто появляются также микролиты авгита (рис. 53). Вместо стекловатого базиса встречается не всегда легко отличимый от него анальцим, который, по крайней мере частично, может быть первичным.



Рис. 53. Мончикит. В 36 *км* от ж.-д. станции Santa Cruz, Рио-де-Жанейро. Авгит и баркевикит в стекловатой основной массе. Увелич. 30 : 1.

Биотит (анализ 8) входит обычно в одной более древней генерации; реже присутствует также в основной массе. Тонкопризматический амфибол принадлежит к баркевикиту (анализы 1 — 6). Наоборот, обильное повторное появление роговой обманки и в основной массе — характерное явление для камптонитов и мончикитов. Пироксен (анализ 7) принадлежит красновато-фиолетовому в шлифе титан-авгиту, который нередко имеет диопсидовые ядра и эгириновые каемки. Вкрапленники пироксенов — коротко-призматические, микролиты основной массы — вытянутые. Широко распространена структура песочных часов. *Оливин* обычно серпентинизирован и часто обнаруживает далеко зашедшую магматическую кор-

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	40,79	37,80	35,76	40,65	40,10	39,65	44,55	36,42
TiO_2	—	4,54	—	4,52	4,35	5,01	2,85	3 99
Al_2O_3	17,36	12,89	26,48	17,12	10,88	13,61	7,86	17,92
Fe_2O_3	3,83	6,14	14,48	4,26	7,81	3,96	3,81	2 83
FeO	15,04	12,55	2,80	5,53	9,66	10,58	4,53	7,04
MnO	0,30	—	—	0,34	0 15	0,06	0,38	—
MgO	6,97	4,10	11,07	9,96	9,74	11,36	12,71	20,52
CaO	10,83	13,64	2,94	12,88	11,60	11,16	20,84	—
Na_2O	4,17	5,26	1,49	1,74	3,18	1,99	1,29	2,60
K_2O		3,24	3,37	2,80	1,60	2,19	0,49	6,54
H_2O	0,71	—	1,61	0,36	—	1,43	—	2,50
Σ	100,00	100,16	100,00	100,16	100,01	101,00	99,31	100,36
Уд. вес	—	3,47	3,265	3,153	—	—	3,264	—

1. Роговая обманка из камптонита — Dixville Notch, Нью-Гэмпшир, США. Щелочи определены из разности.
2. Роговая обманка из камптонита — Campton Falls, Нью-Гэмпшир, США.
3. Роговая обманка из мончикита — в 36 *км* от железной дороги Santa Cruz — Рио-де-Жанейро. SiO_2 определена из потери.
4. Роговая обманка из мончикита — Copinshay, Оркнейские острова
5. Роговая обманка из хеумита — деревня Heum между Gjona в Lougental и Lyseböfjord, южная Норвегия (с 0,63 P_2O_5 и 0,31 F вследствие неотделимого от него апатита).
6. Роговая обманка из камптонита — Mossy Creek, Виргиния, США.
7. Авгит из мончикита —Rio do Ouro, Serra de Tinguá, Бразилия.
8. Биотит из мончикита — Horberig у Oberbergen, Кайзерштуль.

розию; образование пилита нигде не наблюдалось. Апатит и железорудные минералы (часто Ti-содержащие) являются обычными примесями. В камптонитах *полевой шпат* вкрапленников имеет форму табличек по M и определяется большей частью как андезин, но могут быть и значительно более основные смеси.

Иногда обильный, иногда скудный, бесцветный или коричневатый *стекловатый базис* мончикитов легко желатинизирует с кислотами и при высоком содержании воды, как в породе, представленной анализом 13 а (стр. 299), имеет состав анальцима. Наряду с микролитами баркевикита и титан-авгита стекло часто содержит пластинки гематита, отдельные лейсты плагиоклаза, кристаллы нефелина и лейцита (*лейцитовый мончикит* Хибша), которые в большинстве случаев превращены в анальцим. Минералы семейства содалита также входят в состав некоторых мончикитов, которые тогда получают название *гаюинофиров* и *гепторитов*. При увеличении содержания полевого шпата и исчезновении стекловатого базиса мончикиты совершенно постепенно переходят в камптониты.

По преобладающей цветной составной части различают *биотитовые камптониты* и *биотитовые мончикиты*, *амфиболовые камптониты* и *амфиболовые мончикиты*. Все они содержат изменчивые количества титан-авгита. *Фурчиты* (fourchite, Виллиамс) представляют собой безоливиновые амфиболовые и авгитовые мончикиты. Все эти типы переходят друг в друга.

§ 205. Химическую конституцию камптонито-мончикитовых пород показывают анализы 1—26 на стр. 299; по своему характеру они примыкают к тералитам и эссекситам. Отношение щелочей к извести и глинозему указывает на принадлежность к щелочному ряду, а высокое содержание окислов двухвалентных металлов — на преобладание свободной глиноземистой атомной группы F над A и C. При графическом изображении точки проекции падают, за очень немногими исключениями, в III секстант проекционного треугольника и в область упомянутых глубинных пород. Высокое содержание P_2O_5 указывает на частоту апатита, CO_2 — на легкую выветриваемость. * В мончикитах часть содержащейся воды принадлежит стеклу или первичному анальциму. Заметно богатство TiO_2.

§ 206. Камптониты и мончикиты имеют общие области распространения. Необычайно часто они встречаются в США — Мэн, Нью-Гэмпшир, Вермонт, Массачузетс, Нью-Джерсей и Нью-Йорк (Hudson River Highland), т. е. в области между массивами щелочного и нефелинового сиенитов Бостона, Beermerville, Moltenborough и Monteregian Hills у Монреаля. Иногда они рассекают щелочные зернистые породы, иногда, как на озере Champlain и на Livermore Falls, Pemigewasset в Campton, секут, сопровождаемые бостонитами, кристаллические сланцы и древнепалеозойские слои (анализы 7—11, 23—24). Так же широко распространены

* [Присутствие CO_2 далеко не всегда обусловлено атмосферными агентами.]

они в Монтане (анализы 5 и 12). Порода анализа 5 вследствие высокого содержания K_2O принадлежит к семейству шонкинитов, в то время как большинство камптонитов и мончикитов в отношении состава тесно примыкают к тералитам. Она богата вкрапленниками слюды и раньше описывалась как «щелочная минетта». Описанные первоначально Линдгреном «анальцимовые базальты» с Highwood и Little Belt Mts. в Монтане содержат, по Пёрсону, иногда лейцит, иногда первичный анальцим, иногда оба минерала вместе. Их пироксеновая составная часть часто принадлежит не к характерному для камптонитов титан-авгиту, а к диопсиду. Большое разнообразие типов наблюдается в жилах, которые сопровождают элеолитовые сиениты в Арканзасе (анализы 17 и 20). Установлены мончикиты в жилах в области нефелиновых сиенитов Cabo Frio и Serra de Tinguá в Бразилии (анализ 13). В таком же сообществе находятся они в Serra de Monchique (Португалия), в Medelpad (Швеция), в Умптеке на Кольском полуострове, у Ditró в Семигради, на Мадагаскаре, островах Los (западная Африка) и Таити. В области Осло они сопровождают эссекситы у Gran и лаурдалит. *Фарризиты* (Farrisit, Брёггер) из Farriswand принадлежат к лаурвикитам. В Тироле они появляются в свите монцонитов около Roda и в долине Avisio. *Рицониты* (Дёльтер и Вент) из области Монцони по химическому и минералогическому

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	51,53	50,98	49,46	46,10	46,04	45,55	45,51	43,36	41,94
TiO_2	1,33	1,23	1,88	3,02	0,64	4,45	3,84	3,00	4,15
Al_2O_3	18,28	18,94	19,82	19,91	12,23	15,40	15,84	14,52	15,36
Fe_2O_3	4,89	5,82	5,69	2,75	3,86	2,43	1,90	1,45	3,27
FeO	2,11	1,83	5,82	5,02	4,60	9,12	7,59	6,13	9,89
MnO	0,18	—	—	—	сл.	—	0,40	0,15	0,25
MgO	1,69	0,32	1,93	3,30	10,38	5,20	3,85	7,12	5,01
CaO	5,10	6,88	10,62	6,95	8,97	7,70	8,35	10,53	9,47
Na_2O	3,01	3,22	3,38	6,10	2,42	4,54	5,09	3,35	5,15
K_2O	4,74	4,67	0,71	3,62	5,77	2,04	1,88	1,88	0,19
H_2O	6,90	4,01	0 06	2.99	2,87	2,35	1,67	1,28	3,29
P_2O_5	0,46	0,21	—	0,25	1,14	—	0,61	0,24	—
Σ	100,29	98,11	99,68	100,01	99,76	100,93	99,69	99,84	100,44
Уд. вес	2,554	2,548	—	—	—	—	—	—	—

	10	11	12	13	13a	14	15	16	17
SiO_2	40,95	40,03	48,39	46,48	53,43	45,53	43,85	43,74	43,50
TiO_2	3,39	5,46	0,73	0,99	—	1,50	3 25	2,80	2,10
Al_2O_3	16,45	10,88	11,64	16,16	20,86	18,37	15,25	14,82	18,06
Fe_2O_3	13,47	12,24	4,09	6,17	2,61	4,85	7,63	2,40	7,52
FeO	—	5,12	3,57	6,09	—	3,43	4,57	7,52	7,64
MnO	0,33	сл.	сл.	—	—	0,72	0,33	—	—
MgO	6,10	4,13	12,55	4,02	0,29	4,11	4,47	6,98	3,47
CaO	10 53	11,74	7,64	7,35	1,14	8,15	8,54	10,81	13,39
Na_2O	4,00	3,67	4,14	5,85	11,63	3,93	4,22	3,04	2,00
K_2O	1,28	3,33	3,24	3,08	2,51	4,16	4,04	2,90	1,30
H_2O	3,84 [1]	2,22	2,56	4,27	7,06	2,62	1,80	2,94	1,22
P_2O_5	0,29	0,76	0,45	—	—	0,86	0,79	0,64	—
Σ	100,63	100,73	99,90	100,91	99,53	99,77	100,41	100,23	100,20
Уд. вес	2,927 до 3,005	—	—	2,736	—	2,657	2,778	2,914	3,051

Продолжение

	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO_2	42,92	42,77	42,03	40,20	39,28	37,34	36,69	33,87	42,35
TiO_2	1,78	3,05	3,70	4,73	0,62	3,93	5,44	2,12	0,41
Al_2O_3	17,62	14,16	13,60	12,11	13,04	11,84	11,96	15,25	16,24
Fe_2O_3	4,05	5,05	7,55	7,04	7,83	5,37	5,45	2,37	5,33
FeO	3,94	6,26	6,65	6,61	5,72	6,40	8,90	5,15	6,28
MnO	—	—	сл.	0,28	0,05	0,18	0,38	0,32	—
MgO	8,16	2,69	6,41	6,58	9,88	9,66	7,85	12,52	8,97
CaO	13,07	14,34	14,15	13,25	10,88	11,92	10,28	14,43	12,46
Na_2O	2,84	4,67	1,83	3,58	3,72	2,91	3,88	1,41	2,37
K_2O	1,33	2,51	0,97	1,61	1,39	2,05	2,07	1,02	2,01
H_2O	2,82	3,60	1,08[1]	2,06	4,25	2,56	1,70	2,47	2,87
P_2O_5	0,15	0,30	0,57	1,09	1,16	0,04	0,62	0,99	—
Σ	100,37	99,40	99,23	100,72	100,54	100,09	100,21	100,56	99,29
Уд. вес	—	2,904	—	2,920	2,896	—	—	3,033	—

1. Мондхальдеит — Mondhalde, Кайзерштуль — с 0,07 S.
2. Мондхальдеит — Föhrenberg и Ihringen, Кайзерштуль — со следами Cl, S.
3. Камптонит — Ditró, по дороге в Tölgyes, Семиградия — с 0,31 CO_2.
4. Камптонит — Таити, Южное озеро.
5. Ортоклазовый камптонит — Arrow Peak, Highwood Mts., Монтана — с 0,48 BaO, 0,25 SrO, 0,11 Cl.
6. Камптонит — Hvinden, область Осло — с 2,15 CO_2.
7. Камптонит—Reservoir Extension, Монреаль, Канада —с 0,12 BaO, 0,05 Cl, 2,23 CO_2, 0,60 SO_3, 0,16 гигроскопической воды.
8. Камптонит — Mt. Royal. Монреаль, Канада — с 0,01 BaO, 0,01 SrO, 0,64 CO_2, 0,10 Cl, 0,25 SO_3, 0,47 FeS_2, 5,60 Fe_7S_8, 0,32 гигроскопической воды.
9. Камптонит — Campton Falls, Нью-Гэмпшир — с 2,47 CO_2.
10. Камптонит — Монреаль, Канада.
11. Камптонит — Oxford, Нью-Джерсей — с 1,15 CO_2, следами Li_2O.
12. Биотито-авгитовый мончикит — Bandbox Mt., Little Belt Mts., Монтана — с 0,07 Cr_2O_3, 0,32 BaO, 0,15 SrO, 0,08 SO_3, 0,28 гигроскопической воды, следами Li_2O, Cl.
13. Мончикит—в 36 *км* от железной дороги Santa Cruz — Рио-де-Жанейро. Богатый стеклом слюдяной мончикит, с $0{,}45O_2$.

13а. Стекловатый базис из 13.

14. Лейцитовый мончикит — Mädstein у Neschwitz, Средне-богемские горы — с 1,54 CO_2.
15. Лейцитовый мончикит — Ziegenberg у Nestersitz, Средне-богемскиегоры — с 1,67 CO_2.
16. Мончикит — Rio do Ouro, Serra de Tinguá, Бразилия — с 0,10 S, 1,50 CO_2, следами Cl.
17. Амфиболовый мончикит — Magnet Cove, Арканзас.
18. Гаюиновый мончикит (гейторит) — долина Rhönsdorf, Siebengebirge — с 0,47 SO_3, 0,22 Cl.
19. Мончикит — Kichlingsbergen, Кайзерштуль.
20. Мончикит (фурчит) — Fourche Mts., Арканзас — с 0,56 FeS_2, 0,05 NaCl, 0,08 SO_3.
21. Гаюиновый мончикит (гаюинофир) — Katzenkoppe у Grosspriesen, Средне-богемские горы — с 0,34 SO_3, 1,24 CO_2.
22. Мончикит —Таганрог, юг РСФСР — с 0,73 F, 0,03 Cl, 0,57 S, 0,68 BaO, 0,71 CO_2, следами SrO; золото- и серебросодержащий.
23. Мончикит — Монреаль, Канада — с 0,04 BaO, 0,02 SrO, 5,08 CO_2, 0,04 Cl, 0,47 FeS_2, 0,24 гигроскопической воды.
24. Амфиболовый мончикит — Reservoir Extension, Монреаль, Канада — с 3,78 CO_2, 0,04 Cl, 0,92 SO_3, 0,25 гигроскопической воды, следами BaO.

[1] Потеря при прокаливании.

25. Мелилитовый мончикит — Long Glo, Holm, Оркнейские острова — с 8,64 CO_2.
26. Рицконит — Monzoni, Тироль.

составу наноминают лимбургиты. Камптониты и мончикиты группируются в многочисленных жилах в эссекситах Rongstock на Эльбе в Чехии; они являются частично лейцитовыми мончикитами (анализы 14 и 15). Кайзерштуль в Бадене также богат мончикитами и лейцитовыми мончикитами. *Мондхальдеит* (Граев и Грусс) является принадлежащим к этой же группе схизолитом, имеющим характерный облик вследствие наличия иголочек зеленой роговой обманки длиной до сантиметра (анализы 1 и 2). Камптониты, очень богатые биотитом и апатитом, описаны из окрестностей озера Niinilampi в Финляндии.

Гаюиновыми мончикитами и *содалитовыми мончикитами* мы называем такие мончикиты, которые содержат в качестве характерной случайной примеси один из минералов семейства содалита. Они имеются в окрестностях Grossprіesen в Средне-богемских горах и принадлежат к жильной свите содалитовых сиенитов. По Хибшу, который назвал их *гаюиновыми порфирами* и *содалитовыми порфирами*, они содержат в скудном бесцветном стекле обильное количество титан-авгита, магнетита, гаюина или содалита, небольшое количество нефелина, также анальцима и иногда биотита, но без полевого шпата; в других случаях они состоят из голокристаллической ткани авгита, большого количества гаюина и магнетита, небольшого количества роговой обманки и биотита, а также иногда щелочного полевого шпата, как, напр., на Katzenkoppe западнее Grossprіesen (анализ 21). В близком родстве стоят *гепториты* (Бут) от греческого ἕπτα—семь, ὄρος—гора) из долины Röhnsdorf в Семигорье (Siebengebirge) с вкрапленниками титан-авгита, баркевикита, гаюина и магнетита, местами также биотита и оливина в стекловатом базисе, содержащем большое количество лейсточек лабрадора, распознаваемых только при большом увеличении (анализ 18.)

Среди разнообразных продуктов извержения в области Лаахерского озера находятся, по Эделю, также биотито-содалитовые камптониты, биотито-амфиболо-нозеановые камптониты и амфиболо-биотито-гаюиновые мончикиты.

Интересный по содержанию мелилита *мелилитовый мончикит* (анализ 25) описал Флетт из девонских песчаников Оркнейских островов в сообществе нормальных мончикитов, камптонитов, бостонитов и альнёитов. Мелилит, наряду со скудным количеством нефелина, упоминает Морозевич в своеобразных, содержащих золото и серебро мончикитах Таганрогского района у Азовского моря, в долинах Крымки и ее притоков; они вместе с камптонитами интрузивно залегают в карбоновых песчаниках и глинистых сланцах. *

Эти мелилитсодержащие мончикиты представляют породы, переходные к альнёит-бергалит-польценитовому ряду схизолитов.

Хеумит (Heumit, Брёггер) представляет собой коричнево-черную до темно-фиолетово-черной, плотную до тонкозернистой, блестящую породу из элеолитовых сиенитов (анализы 1 и 2 а), которая при аплитово-зернистой структуре состоит

* [Кроме Таганрогского района и Кольского полуострова мончикиты встречаются в очень сильно измененном состоянии в виде жил в Донбассе; камптониты известны из Восточно-сибирского края и из Таганрогского района.]

существенно из натрового ортоклаза вместе с небольшим количеством натрового микроклина и переменных количеств других полевых шпатов и баркевикитовой роговой обманки. Порода содержит также немного нефелина, содалита, биотита, диопсида, магнетита, пирита и титанита, а в окрестностях Brathagen также небольшое количество канкринита. Зальбанд жил в Brathagen (анализ 2 b) имеет состав слюдяного тингуаита. *Натровая минетта* (Брёггер), встречающаяся среди элеолитовых сиенитов, является черной, плотной до мелкозернистой жильной породой, которая существенно состоит из анортоклаза и аллотриоморфного лепидомелана вместе с эгирин-авгитом и эгирином (анализ 3). Пироксены могут отсутствовать. Нефелин и содалит входят в небольшом количестве в породу анализа 4. Структура эссекситовая и лишь в беспироксеновых жилах Hagvedt в Hedrum — лампрофировая. * Анализы показывают, что хеумит и натровые минетты представляют собой переходные члены к тингуаитам, подобно тому как кузелиты отличаются от керсантитов.

	1	2a	2b	3	4
SiO_2	47,10	48,46	57,00	51,22	51,95
TiO_2	1,75	3,05	0,55	1,70	1,95
Al_2O_3	16,42	16,81	18,03	17,56	14,95
Fe_2O_3	4,63	1,46	1,33	3,51	4,09
FeO	7,04	9,14	3,52	4,34	5,70
MnO	0,36	сл.	0,49	0,20	0,30
MgO	5,00	4,44	1,53	3,22	3,54
CaO	7,64	6,14	3,55	4,52	6,10
Na_2O	6,36	6,31	7,53	5,72	5,43
K_2O	3,47	2,53	3,89	4,37	4,45
H_2O	0,40[1]	0,59[1]	1,30[1]	1,93[1]	1,10[1]
P_2O_5	0 48	0,67	0,41	1,08	1,15
CO_2	—	1,28	1,05	0,60	—
Σ	100,65	100,68	100,18	99,97	100,71

[1] Потеря при прокаливании.

1. Хеумит — деревня Heum между Gjona в Lougental и Lyseböfjord, южная Норвегия.
2a. Хеумит, середина жилы — хутор Brathagen между Gjona и Laurvik, южная Норвегия.
2b. Слюдяной тингауит, зальбанд 2a.
3. «Натровая минетта» — Brathagen, Lougental, южная Норвегия.
4. «Натровая минетта» — Наö, южная Норвегия.

По Бегеру в гранитном массиве (из Лаузица) наряду с керсантитами, малахитами, спессартитами и другими схизолитами находятся также схизолиты, состоящие существенно из титан-авгита, баркевикитовой роговой обманки, биотита, плагиоклаза (андезин-лабрадор) и обычно также оливина. Структура, показывает переходы от диабазово-зернистой в богатых полевыми шпатами типах до порфировой в бедных. Первые названы тералитовыми диабазами, последние — камптонитами. Бегер рассматривает эти породы, химизм которых носит характер щелочного ряда, как схизолитовую свиту несомненно известково-щелочного ряда, сопровождающую обыкновенные граниты. Это первый пример того, что породы очень широко распространенного камптонито-мончикитового ряда связаны с зернистыми породами щелочноземельного типа. Насколько такое мнение обосновано, следует ожидать от дальнейших исследований.

Альнёито-бергалито-польценитовый ряд

§ 207. Минералогически члены этого ряда характеризуются наличием мелилита, перовскита и слюды, химически — низким содержанием кремнекислоты. Они являются, не принимая во внимание руд, наиболее бедными кремнекислотой эруптивными горными породами. Как предста-

* [Лампрофировой называют иногда голокристаллически-порфировую структуру, в которой фенокристами являются только цветные минералы.]

вители щелочного ряда они встречаются в сообществе нефелиновых сиенитов, эссекситов и тералитов.

Альнёиты являются тонкозернистыми или плотными, темносерыми до черных порфировыми сахзолитами, которые характеризуются минеральной комбинацией оливина, биотита, авгита, мелилита и перовскита. Первоначально они были описаны Тёрнебомом под названием мелилитовых базальтов с островов Alnö и противолежащего материка, где они вместе с тингуаитовыми и мончикитовыми жилами секут элеолитовые сиениты и окружающие их породы (гнейсы). В темносерой до черной, тонкозернистой до плотной основной массе находятся в виде вкрапленников большие таблички биотита (иногда аномита), часто ориентированные параллельно стенкам жилы, сильно корродированный и серпентинизированный оливин, короткие призмы авгита, октаэдры магнетита и иногда закругленные короткие столбики апатита; основная масса состоит главным образом из мелилитовых и биотитовых табличек, которые часто срастаются параллельно, и в изобилии рассеянных в ней кристалликов перовскита вместе с небольшим количеством хромита. Мелилит заменяется изменчивым количеством граната. В жилах наблюдается уплотнение зерна к зальбандам; многие свободны от больших табличек биотита, другие содержат наряду с ним столбики роговой обманки.

Химический состав биотита дает анализ b на стр. 304; для авгита, свободного от TiO_2, приведен там же анализ a, для оливина (в канадских породах он красного цвета) — анализ c. Кальцит, присутствующий всегда в значительном количестве, возникает при изменении авгита и мелилита, * оливин также частично превращается в брейнерит. Мелилит часто изменен до неузнаваемости и совершенно отсутствует во многих разностях, переходных к биотитовым мончикитам.

В противоположность породам камптонит-мончикитового ряда, альнёиты характеризуются небольшим количеством SiO_2 и Al_2O_3 и увеличенным количеством MgO, CaO и окислов железа. MgO содержится в оливине и слюде, высокое содержание кальцита обусловлено авгитом, мелилитом и перовскитом. Среди щелочей, в противоположность бергалитам и польценитам, господствует калий, который главным образом входит в слюды. Очень значительно содержание P_2O_5 и TiO_2. Альнёит из Alnö с 24,19% SiO_2 является наиболее бедной кремнекислотой породой из всех эруптивных пород, состоящих существенно из силикатов.

В виде ряда жил альнёиты появляются вблизи Монреаля в Канаде (анализы 2 и 5). Безоливиновая, бедная мелилитом, подобная альнёитам порода жилы в Hot Springs в Арканзасе названа *уачититом* (Ouachitit — анализ 1). Он образует переход к биотитовым мончикитам. Кроме того, альнёит известен из Manheim в штате Нью-Йорк (сильно разложенный), из Itamirim в S. Paulo (Бразилия), в округе Kamloops в Британской Колумбии, из Обервизентальского эруптивного штока в Рудных горах и на Оркнейских островах (анализ 3). [В Союзе альнёиты и уачититы известны с Кольского полуострова.]

Дамкьернитом (Damkjernit) Брёггер назвал жильную породу, которая входит в свиту нефелиновых пород области Fen в южной Норвегии. Многочисленные вкрапленники слюды бронзового цвета лежат в основной массе, которая состоит из столбиков пироксена, биотита и более или

* [Частично кальцит является вероятно посторонним включением.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	a	b	c
SiO_2	36,40	35,91	35,54	29,25	29,24	24,19	37,14	35,65	30,05	33,03	39,31	29,16	50,05	34,61	38,56
TiO_2	0,42	0,23	2,03	2,54	2,40	сл.	1,64	1,74	1,62	1,35	3,25	4,15	—	—	—
Al_2O_3	12,94	11,51	11,72	8,86	11,40	12,00	12,20	13,24	9,64	13,02	15,68	10 26	5,15	15,74	—
Fe_2O_3	8,27	2,35	5,86	3,92	5,84	6,45	4,73	6,68	2,12	4,73	3,63	6,38	4,98	8,52	1,36
FeO	4,59	5,38	5,99	5,42	4,74	9,32	7,74	7,64	9,10	5,60	7,26	8,55	3,14	—	12,65
MnO	—	—	0,32	сл.	0,15	сл.	0,22	0,29	0,99	0,40	0,21	0,14	—	—	0,11
MgO	11,44	17,54	13,56	17,66	10,38	14,07	15,88	14,38	16,15	3,97	8.21	8,03	13,02	20,13	44,37
CaO	14,46	13,57	15,83	17,80	18,35	17,37	12,78	13,17	17,65	12,72	12,50	16,34	23,46	сл.	—
Na_2O	0,97	1,75	1,91	0,77	1,44	1,99	3,50	3,64	2,91	5,79	0,35	0,83	—	„	—
K_2O	3,01	2,87	2,24	2,45	2,42	3,06	1,59	1,77	1,94	3,04	4,93	2,72	—	17,14	—
H_2O	2,36	9,40[1]	1,67	2,61	5,05	5,16	1,26	1,02	3,72	4,55	1,65	2.05	—	2,80	2,91[1]
P_2O_5	1,04	—	—	2,86	2,10	3,96	0,47	0,86	0,91	0,58	0,52	1,20	—	—	—
CO_2	3,94	—	4,30	6,00	5,02	2,77	1,08	0,47	3,58	8,42	1,20	10,24	—	—	—
Σ	99,84	100,51	100,97	100,39	100,45	101,16	100,46	100,81	100,94	100,52	99,78	100,70	99,80	98,84	99,96
Уд. вес	—	2,950-3,02	3,052	—	—	3,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—

1. Альнёит (уачитит, богатый биотитом) — Hot Springs, Арканзас.
2. Альнёит — St. Anne de Bellevue у Монреаля, Канада. (Потеря при прокаливании H_2O и CO_2).
3. Альнёит — Naversdale, Оркнейские острова.
4. Альнёит (без вкрапленников слюды) — Norrwik, Alnö — с 0,25 F, следами S.
5. Альнёит — Point St. Charles у Монреаля, Канада — с 0,24 BaO, 0,15 SrO, 0,33 SO_3, 0,17 S, 1,04 гигроскопической воды, следами Cl.
6. Альнёит — Alnö, Швеция — с 0,53 Cl, 0,29 S, следами Cr_2O_3.
7. Польценит — Modlibov, северная Чехия — с 0,23 SO_3.
8. Польценит — Modlibov, северная Чехия — с 0,23 SO_3, 0,03 Cl.
9. Польценит — Kleinhaida-Schwojka, северная Чехия — с 0,56 SO_3, следами Cl.
10. Бергалит — Oberbergen, Кайзерштуль — с 0,99 SO_3, 0,88 Cl.
11. Дамкьернит — Melteig, область Fen, южная Норвегия — с 0,42 BaO, 0,13 гигроскопической воды, 0,11 F, 0,20 S, 0,22 SO_3.
12. Дамкьернит — Branan — там же — с 0,22 гигроскопической воды, 0,10 F, 0,33 S.

a. Авгит из альнёита — остров Alnö.

в. Биотит из альнёита — Beemerville, Нью-Джерсей, США.

c. Оливин из альнёита — St. Anne de Bellevue у Монреаля, Канада.

[1] Потеря при прокаливании

менее обильного мезостазиса кальцита; в подчиненном количестве находятся (всегда измененные) нефелин и ортоклаз. Случайными примесями являются обильный магнетит и немного апатита, титанита и перовскита (?). Мелилит совершенно отсутствует. Кальцит, подобно таковому же в карбонатитах (§ 169), выглядит как последний остаток при застывании магмы. Анализы 11 и 12 дают состав таких пород.

§ 208. *Бергалиты* (Bergalith, Сёльнер) существенно отличаются от альнёитов отсутствием оливина и пироксена и относительной бедностью слюдами. До сих пор они найдены лишь в немногочисленных жилах до 70 *см* мощности у Oberbergen («Berga») в Кайзерштуле в свите эссекситов. В черной, слегка блестящей, как смола, породе макроскопически можно различить кристаллы нозеана размером до 5 *мм*, желтые стекловатые призмы мелилита, также отдельные иголочки апатита и зернышки перовскита. Основная масса состоит из тех же минералов и сверх того из биотита, нефелина, магнетита и небольшого количества коричневого стекла. Изолированно наблюдаются остатки сильно ресорбированного эгирин-авгита. Как показывает анализ 10, породы изменены (CO_2!). От альнёитов химически они отличаются ничтожным содержанием магнезии и высоким содержанием щелочей.

§ 209. *Польценитами* Шейманом были названы породы области Polzen в северной Чехии, но еще раньше они были частично описаны Божицким как нефелиновые пикриты (их мелилит был принят за нефелин). Типичные польцениты так же, как и бергалиты, не содержат пироксена и существенно отличаются от последних содержанием оливина, который может составлять 50% массы породы. Это базальтового облика породы, которые существенно состоят из оливина, мелилита, биотита (иногда аномита) или флогопита, гаюина, нефелина, магнетита, перовскита, апатита и небольшого количества хромита; только оливин можно узнать макроскопически. Состав дают анализы 7—9. Из области Frederikshaab в Гренландии Тёрнебомом описаны «безавгитовые мелилитовые базальты», которые вероятно принадлежат к польценитам. Они известны лишь в отдельных глыбах.

Дополнение к схизолитам

§ 210. Для многих изверженных горных пород были упомянуты выделения руд, которые иногда связаны с ними переходами, иногда залегают в них или в соседстве с ними в форме резко ограниченных жил. Последние являются продуктами расщепления магмы глубинных горных пород и рассматриваются в дальнейшем как диасхистовые ультрамеланократовые жильные породы. К ним принадлежат, между прочим, чрезвычайно важные в техническом отношении *магнетитовые породы шведской Лапландии*, которые, по Гейеру, представляют собой продукт расщепления сиенитовой магмы. Залежь в Kiirunavaara (Schneehuhnberg) является величайшим из известных вообще рудных тел; она образует плоской формы массу, средней толщины 100 *м*, которая прослеживается по простиранию почти на 8 *км*. Макроскопически плотная порода существенно состоит из зернистого магнетита с переменным, но всегда подчиненным количеством фтор-апатита. Силикаты (авгит и роговая обманка) содержатся только в виде следов или совершенно отсутствуют. Иногда наблюдается флюидальная текстура, обнаруживаемая под микроскопом через параллельное расположение кристалликов апатита. При высо-

ком содержании апатита, которое может достигать 25%, иногда уже макроскопически можно различить письменногранитовые срастания с магнетитом. Подобные рудные породы находятся на Luossavaara, Tuolluvaara и в других местах. У Ekströmsborg порода иногда более грубозерниста и, благодаря резко ограниченным кристаллам апатита, выглядит порфировидной; она содержит довольно много ортита, который на Кируне (Kiruna) известен лишь в единичных случаях. В породе очень типично развита флюидальная текстура.

Излившиеся породы

[Далеко не все породы этого типа являются действительно излившимися, т. е. наземными излияниями.

Во-первых, совершенно очевидно, что изливающаяся на поверхность из вулкана или трещины лава сообщается с тем очагом, из которого она поднялась, и весьма часто непосредственно с ним соединяется или помощью выводного канала вулкана (некки, жилы) или нижними частями выполненной ею трещины. Эти нижние части лавы, очевидно, *не изливаются* на поверхность и потому не могут быть названы в строгом смысле этого слова *излившимися* породами (после своего отвердевания). Верхние части этих *не излившихся* продуктов могут очень мало отличаться — в действительности мы вовсе не видим иногда различия — от действительно излившихся масс, и отсюда понятно, почему мы очень часто не можем решить вопроса — действительно ли данная порода представляет отвердевшую на поверхности лаву, или она является интрузией. Из дальнейшего изложения данного отдела внимательный читатель сам увидит, что иногда под этим заголовком «излившиеся» описываются Розенбушем жилы, лакколиты и интрузии.

Во-вторых, известны случаи, когда породы, отвердевшие на громадной глубине, имеют вид настоящих излившихся пород. Укажу на пример из южноамериканских Кордильеров, где на глубине до нескольких километров встречаются самые типичные андезиты, липариты и дациты, не вследствие орогенических причин попавшие на такую глубину, а действительно здесь изначала остывшие. На этом же горизонте находятся и образовавшиеся в тех же глубинных условиях гранодиориты — типичные «глубинные» породы. Как совершенно справедливо отмечает в своем описании германский геолог Г. Штейнман «(Geologische Rundschau», I (1910), стр. 34), «различие между зернистыми батолитовыми породами (гранодиориты) и порфировыми породами лакколитов (андезиты, липариты и дациты) в Кордильерах должно зависеть *не от большей или меньшей глубины их отвердевания, а только от более медленного* (для гранодиоритов; курсив везде мой — *В. Л.*) *или более быстрого охлаждения* (для порфировых пород), *зависящего от всюду здесь значительного различия их масс. Обе группы пород являются глубинными* (т. е. геологически глубинны и «излившиеся», как надо было бы сказать по Розенбушу, породы: андезиты, дациты и липариты — *В. Л.*), только одни из них зернистые, другие порфировые». Явление это легко объясняется физико-химически (см. В. Н. Лодочников. Краткая петрология без микроскопа), а здесь я обращаю внимание, что приводимые Штейнманом эффузивные породы образуют лакколиты, т. е. интрузивные тела, и что — тем более — корневые части действи-

тельно излившихся на поверхность андезитовых лав могут также оказаться настоящими же андезитами, хотя бы заполняемые ими трещины или раздутия выводных их каналов находились на глубине одного-двух и более километров под поверхностью земли.

С другой стороны, имеются примеры, когда настоящие — по структуре — «глубинные» породы остывают вовсе не в глубинной обстановке. Центральные части мощных покровов, т. е. излившихся масс, в основных породах имеют иногда настоящую зернистую структуру, отвердевая в габбро-диабазы или даже, как указывает в своем справочнике Розенбуш, в настоящие габбро. Даже граниты образуются иногда на небольшой глубине, и на основании детальнейших геологических исследований Клоос пришел к заключению, что некоторые германские граниты извергались в каменноугольный период на глубине какой-нибудь сотни-другой метров (в тогдашний, каменноугольный, аллювий). То же самое относительно некоторых гранитных *батолитов* (βάθος — по-гречески глубина!) утверждает Дэли, и т. д. (Другие данные о глубинах залегания некоторых «глубинных» пород можно найти в более ранних исследованиях в монографии Вольфа «Vulkanismus» часть I.)

Таким образом совершенно очевидно, что: 1) по куску породы, как бы подробно мы его ни исследовали, мы не можем сказать в настоящее время, в каких условиях порода затвердевала, и 2) даже не можем сказать, отвердевшая ли это на земле лава или же это порода из лакколита, затвердевшего на глубине в сотни метров или в единицы километров. Явления опацитизации роговых обманок и биотитов в порфировых породах *почти достоверно* указывают, что такие породы отвердели на поверхности или на очень незначительной глубине, куда был доступен воздух, но и здесь однако надо быть осторожным, так как, напр., интрузивный трахит, захватив мелкие обломки, скажем, диорита, может опацитизировать в последнем всю роговую обманку, устойчивую в условиях трахитов, но диссоциирующуюся в условиях диоритов.

Таким образом термины «излившиеся», «эффузивные», «глубинные» породы весьма неудовлетворительны, если они применяются только в петрографическом смысле, и их следовало бы совершенно изгнать из подобного употребления. Без специальных геологических исследований мы в описательной петрографии пока можем говорить только о породах: 1) зернистых, 2) порфировидных, 3) порфировых и 4) стекловатых. Вместо заголовка «Излившиеся породы» можно было бы в крайнем случае употребить название «породы эффузивного облика», а лучше всего называть их «порфиролитами».]

§ 211. Излившиеся породы отличаются от глубинных пород не только своими геологическими формами залегания, но и бросающимся в глаза контрастом между вкрапленниками и основной массой, большей частью плотной (литоидной), реже стекловатой; от гранит-порфировых схизолитов, которые имеют подобную же структуру, их отличают *в общем* менее кристаллическая основная масса, меньшие размеры вкрапленников, сильное уменьшение количества цветных составных частей среди последних и более низкий удельный вес.* Оба только что указан-

* [Присутствие явлений опацитизации и отсутствие биотитов и амфиболов в основной массе являются лучшим признаком, отличающим порфиролиты от схожих с ними гранит-порфировых схизолитов. Ср. ниже примечание к § 227.]

ные соотношения объясняются тем обстоятельством, что каждая излившаяся порода богаче SiO_2 и щелочами и беднее щелочными землями, чем параллелизуемая с ней зернистая порода и химически однотипный с последней гранит-порфировый схизолит. На этом же основании порфиролиты содержат больше щелочных и меньше щелочноземельных полевых шпатов, чем таковые же гранолиты и схизолиты. Различие в удельном весе становится еще больше благодаря частичной стекловатости у многих изливших пород.

Геологически порфиролиты отличаются от гранолитов и схизолитов тем, что они сопровождаются рыхлыми или же бывшими первоначально рыхлыми скоплениями, продуктами выбросов (туфами), тогда как зернистые породы по своей природе не могут сопровождаться такими образованиями.

Семейство липаритов и кварцевых порфиров

Семейство липаритов и кварцевых порфиров [1] в широком смысле охватывает порфиролитовые формы гранитной магмы во всем разнообразии ее химического и минералогического состава, структуры и времени извержения.

Это породы, описанные как: липариты, комендиты, пантеллериты, кварцевые порфиры, кварцевые кератофиры, фельзитовые породы, фельзитовые смоляные камни, частью трахитовый смоляной камень, частью перлит, часть обсидиан и частью пемза.

§ 212. *Липариты и кварцевые порфиры в узком смысле представляют порфиролиты известково-щелочной гранитной магмы, которые содержат в основной массе вкрапленники, принадлежащие щелочному полевому шпату, в небольшом количестве известково-натровому полевому шпату, а также кварцу, и кроме того биотиту в исчезающе малом количестве. Основная масса плотная, с неразличимыми составными частями, большей частью литоидная (каменистая) и тогда белая, серая, желтоватая или бледнокрасная до кирпично-красной, реже стекловатая и тогда чаще темная, черноватая, реже красноватая или коричневатая, или светлоокрашенная.*

Различие между липаритами и кварцевыми порфирами является возрастным различием: кварцевые порфиры — дотретичные палеовулканические породы, липариты — неовулканические третичные породы и, следовательно, представляют собой молодые кварцевые порфиры.

Окраска основной массы кварцевых порфиров, благодаря окислению содержащегося в них железа, часто интенсивно красная до коричневой, у липаритов окраска основной массы большей частью светлокрасноватая, часто белая, серая или желтовато-белая. Липариты, особенно стекловатые, имеют лучше сохранившийся первоначальный состав, тогда

[1] Уже в древности применялось название «порфириты» по отношению к красным порфировым породам; в форме «кварцевый порфир» (Quarzporphyr) обозначение этих пород введено Бухом. «Красный порфир», «эвритовый порфир» — более старые синонимы, а синоним «фельзитовый порфир» применяется и в настоящее время. Название «липарит» введено Ю. Ротом в 1861 г.; «трахитовый порфир» и «кварцевый трахит» — более старые его синонимы, а синоним «риолит» (Рихтгофен, 1861) применяется и теперь.

как в кварцевых порфирах полевые шпаты имеют часто мутный и разложенный габитус.

Вкрапленники полевого шпата в липаритах принадлежат *санидину* в форме табличек по М, а в кварцевых порфирах в узком смысле — *ортоклазу*, или похожему на адуляр или мутному (тогда красной или грязно-серой окраски), с ограничениями по Р, М, l, x или y, карлсбадские двойники часты, тогда как таковые по манебахскому закону — редки (Raubschlösschen в Weinheim у горной дороги Тюрингенский Лес). Наряду с нормальной спайностью по Р и М встречается иногда спайность символа (mon), и тогда на поверхности излома является голубой свет. Кроме того указывают *анортоклаз*, редко *микропертит*. Характерно отсутствие микроклина с решетчатой структурой; его появление всегда указывает на анормальные отношения. *Андезин* * встречается наряду с ортоклазом гораздо реже, чем олигоклаз в гранитах; представлен он вкрапленниками в форме табличек с полисинтетическими двойниками. Плагиоклаз — минерал более ранний, чем ортоклаз, стекловатый в липаритах, мутный в кварцевых порфирах. В единичных случаях бывают более основные смеси плагиоклазов, доходящие до битовнита, особенно в разновидностях богатых пироксенами (район Лейпцига) и в стекловатых породах (витрофир из San Lugano, Тироль). Изменение полевых шпатов аналогично таковому же в гранитах. Вкрапленники кварца имеют дигексагональную форму, иногда с узкой призмой, очень часто с сильно закругленными углами и краями, или с глубокими внедрениями основной массы вследствие магматической ресорбции; нередко кварц бывает в виде остроугольных осколков, образовавшихся благодаря разрыву идиоморфных индивидуумов при охлаждении породы. Он имеет серую окраску и неровную поверхность. Под микроскопом наблюдаются, наряду с вообще редкими включениями жидкости, также включения стекла и основной массы, иногда в форме дигексаэдров. Нередко вкрапленники кварца совсем отсутствуют, вероятно потому, что излияние имело место до начала выделения кварца. Такие кварцевые порфиры без вкраплеников кварца называются *фельзитовыми порфирами* в узком смысле. Биотит образует гексагональные таблички густочерные,

---

*[Ни в одном из нормальных липаритов из почти тридцати разных местностей земного шара плагиоклаз (неразложенный) не оказался олигоклазом. Неизмененный плагиоклаз во вкрапленниках липаритов и кварцевых порфиров должен быть — как это следует из диаграммы плавкости плагиоклазов, отвечающей типу рис. 12, — *основнее*, чем средний плагиоклаз (около № 25) гранитов. И действительно, около 50 точных измерений на вышеприведенном материале показали, что *в неизмененных липаритах и кварцевых порфирах плагиоклазы фенокристов представлены исключительно андезинами большей частью №№ 35—40*, но поднимаются иногда и до кислых лабрадоров. Поэтому я на этот раз позволил себе ввести поправку в текст Розенбуша, поставив вместо приводимого им олигоклаза андезин и исправив несомненно неправильные данные, перешедшие от него и Циркеля во все учебники описательной петрографии. Оттеняю, что я имею в виду *неизмененные фенокристы* плагиоклазов. В кварцевых порфирах, с их мутными и испещренными серицитом и мусковитом (т. е. измененными) фенокристами плагиоклазов, последние оказываются олигоклазами и чаще олигоклаз-альбитами (ок. №№ 10—15) и альбитами (ок. № 5). Ясно, что такие мутные плагиоклазы мы не можем считать за первоначально в таком же виде выделившиеся минералы: сплошная пелитизация, т. е. выделение глинистых продуктов, указывает, что изменение плагиоклаза сопровождается частичным выделением глинозема (мусковит также содержит больше Al_2O_3, чем анортит (36,3%), и в два раза больше (39%), чем альбит — 19,5%), т. е. помутнение есть следствие *альбитизации* фенокристаллов. И действительно, в кайнотипных порфировых породах нередко можно наблюдать фенокристаллы, в которых часть вещества плагиоклаза стеклянно-прозрачна, а другая — пересекающая первую жилками или распределенная в ней пятнами, или захватывающая разложением фенокристалл с периферии наоборот мутна. Во всех случаях, где мне приходилось это наблюдать и измерять, эти мутные части неизменно оказывались более богатыми альбитом (более низкие номера), чем стеклянно-прозрачные.

Вообще следует сказать, что *состав плагиоклазовых фенокристов в неизмененных порфировых породах богаче анортитом, чем в соответственных зернистых породах, и что помутнение этих фенокристов сопровождается их альбитизацией. Это относится ко всем породам рассматриваемого типа, т. е. порфиролитам.*]

в прозрачных листочках коричневые; он изменяется так же, как и в гранитах, и выделяет при этом рутил. Коричневая роговая обманка сопровождает иногда биотит, особенно в стекловатых разностях пород.

Только под микроскопом в липаритах и витрофировых кварцевых порфирах отдельных месторождений различим наряду с биотитом светлозеленый идиоморфный диопсид в форме восьмигранных призмочек; маленькие участки хлорита, присутствующие в основной массе некоторых кварцевых порфиров, быть может указывают на прежде существовавший диопсид.

Также различимые только под микроскопом постоянные примеси представлены в небольшом количестве цирконом, единичным апатитом и небольшим количеством железорудного минерала.

Из случайных примесей имеют некоторое распространение только синий *кордиерит* в липаритах и продукт его изменения *пинит* — в кварцевых порфирах, то проявляясь в крупных призмах, то уменьшаясь до микроскопических размеров; обычно это тройники или шестерники, которые в пините становятся уже незаметны. Присутствие кордиерита обусловливает появление небольшой подгруппы *кордиеритовых липаритов* (в тосканских мареммах, в Cabo de Gata и в других местах) и *пинитовых порфиров* (в Шварцвальде). *Гранат, ортит, турмалин, анатаз, топаз, флюорит, титанит, мусковит* имеют только местное значение. *Эпидот* и *пьемонтит* (South Mtn. в Пенсильвании и Миссури) являются продуктами изменения. *

§ 213. Основная масса липаритов и кварцевых порфиров имеет очень разнообразный габитус. Преимущественно красная ее окраска объясняется тонко распределенными окислами железа, которые частично выделились в кристаллических формах уже в магме, а именно только при значительном содержании K_2O; частично возможны также и вторичные окислы железа. Богатые Na_2O и бедные K_2O породы не бывают красными, как, напр., показывает химическое сопоставление красных и зеленых смоляных камней из Мейссена; коричневатые и желтоватые окраски указывают на вторичный лимонит, редкие зеленые — на тонко распределенный хлорит. Основная масса — иногда компактная, иногда пористая до крупноячеистой; стенки пустот часто усажены при этом изящными табличками тридимита и щелочного полевого шпата, а также кристалликами кварца, иногда топазом, спессартином и оливином (фаялит), или заполнены гроздевидным или почкообразным халцедоном, реже корочками опала.

Основная масса при рассматривании невооруженным глазом и в лупу всегда остается нераспознанной. Она имеет иногда ровный и занозистый излом и очень слабое мягкое поблескивание, при общем облике напоминающем роговик *(роговиковые порфиры)*, иногда ровный и не занозистый излом, совсем лишенный блеска, при общем облике плотного полевого шпата *(фельдштейновый порфир)*; в некоторых случаях наблюдается землистый излом при большей частью беловатой, желтоватой, также коричневатой окраске и сильном глинистом запахе *(глинистые порфиры)*; иногда основная масса (только в липаритах) эмалевидна, и тогда она часто голубовато-серая, или фарфоровидна с мелкораковинчатым изломом и мягким восковым блеском; иногда она бывает темно-серая до черной с раковинчатым изломом и более или менее ясным смоляным блеском *(смоляно-каменные порфиры)*; иногда, наконец, основная масса состоит полностью из изящных радиально-лучистых аггрегатов (сферолитовые порфиры, сферолитовые липариты, *сферолитовые породы)*.

---

* [То же надо сказать о мусковите, топазе, флюорите, турмалине, анатазе, имея в виду изменения постмагматические, а не простое выветривание. Гранат и титанит представляют подобно кордиериту скорее всего продукты гибридизации.]

Химический состав не зависит от этого так сильно изменяющегося облика пород. Не говоря о небольших количествах окислов железа и очень ничтожном содержании магнезии и извести, которые происходят из окрашивающих породы веществ и неотделимых частичек во вкрапленниках или случайной, очень ничтожной их второй генерации, основные массы имеют состав, подобный полевым шпатам и отвечающий в общем формуле $(K_2, Na_2, Ca)\,O \cdot Al_2O_3 \cdot xSiO_2$, где $x>6$ и очень часто близко к 10. Отношение $(Na_2O+K_2O+CaO) : Al_2O_3$ всегда 1:1; содержание SiO_2 нередко выше, чем соответствующее $x=10$. В смолянокаменных (пехштейновых) порфирах сюда присоединяется значительное содержание воды. Основная масса липаритов и кварцевых порфиров, если не принимать во внимание воды, отвечает таким образом смеси из кварца и щелочного полевого шпата. В действительности же эта основная масса построена из стекловатых образований (витрофиры), которые будут описаны позже, и из изменяющихся количеств щелочного полевого шпата, кварца, микрофельзита и ничтожных количеств стекловатого базиса. Многие липариты и кварцевые порфиры имеют, так же как и гранит-порфиры, полнокристаллическую основную массу; она часто состоит в таком случае из изометричных полевошпатовых зерен или с кварцевым цементом, или с цементом смешанным и с такими же почти изометричными кварцевыми зернами; и в том и в другом случае получается массивное сложение. Такая основная масса называется *микрогранитовой*, а породы, которые ею обладают, — *микрогранитами*. При другом, также полнокристаллическом образовании кварц и полевой шпат закономерно прорастают друг друга в виде письменного гранита или микропегматита; подобные основные массы описываются как *гранофировые*, * а породы—как *гранофиры*. Оба типа основной массы отличаются от таковых же гранит-порфиров только меньшим размером зерен и имеют при рассматривании невооруженным глазом роговиковый или фельдштейновый, а также, пожалуй, более или менее землистый облик. В третьей группе липаритов и кварцевых порфиров, особенно с роговиковым, фарфоровым или сферолитовым обликом, основная масса состоит из мутных, мало прозрачных, перепутанных тончайших чешуек, волоконцев и зернышек, которые не реагируют на поляризованный свет; только при параллельном или радиальном расположении этих мелких структурных элементов наблюдается слабое двойное лучепреломление. Такие основные массы называются *микрофельзитовыми*, а слагающая их субстанция— согласно названию, введенному Фогельзангом — *микрофельзитом*. Этот микрофельзит вероятно является частично эвтектической смесью

---

* [Я всюду изменил и выше и ниже термин *«гранофировый»* в «микропегматитовый» или «микрографический», так как обозначение «гранофировый» имеет много различных толкований и, следовательно, перестало быть термином. Микропегматитовой следует называть такую структуру, при которой взаимно прорастающие друг друга минералы (их разрезы) имеют неправильные, округлые очертания; микрографической — когда решительно преобладают прямые очертания в отдельных компонентах этого тонкого сплетения двух минералов (в разрезе получаются треугольнички, четырехугольнички в виде неправильных ромбовидных разрезов (ихтиоглипты) или трапеции и пр.). Существительное же «гранофир» можно было бы оставить в виде термина не для структуры, а для породы, имея в виду, что гранофир есть порода, во-первых, непременно порфирован (окончание «фир» термина) и, во-вторых, с непременно же микропегматитовой или микрографической основной массой.]

кварца и полевого шпата. Низкий удельный вес, который имеют некоторые микрофельзиты и который тогда оказывается ниже такового же кварца и калиевого полевого шпата, говорит о ничтожной примеси аморфной кремнекислоты или стекла, химически близкого к кремнекислоте. Липариты и кварцевые порфиры с так образованной основной массой называются *микрофельзитовыми* или *фельзофировыми липаритами* и соответственно *кварцевыми порфирами* или просто *фельзофирами*. Под влиянием выветривания, так же как и метаморфизма, микрофельзит легко изменяется в аллотриоморфно-зернистый аггрегат кварца и полевого шпата, который обычно без труда отличается от микрогранитового. Если к микрофельзитовой основной массе примешивается значительное количество стекла (последнее обычно бесцветное), то габитус ее становится эмалеподобным, с восковым блеском и с все более и более по мере увеличения количества стекла раковинчатым изломом.

Нередко наблюдаются такие основные массы, в которых встречаются одновременно микрогранитовые, микрофельзитовые и стекловатые структурные участки; микроскоп в таком случае показывает, что порядок их образования соответствует тому порядку, в котором они выше перечислены.

Выветривание * разрушает полевой шпат основной массы и образует в конце концов смесь кварца с мусковитом (серицитом) или каолином, в которую кроме того часто внедряется извне кремнекислота в виде опала, халцедона или кварца.

Относительные количества вкрапленников и основной массы изменяются вне зависимости от природы последней. Очень богатые вкрапленниками липариты названы Рихтгофеном *невадитами* по месторождению Сиерра-Невада в Калифорнии. Легко понятны тогда такие названия, как микрогранитовый невадит, фельзоневадит, гиалоневадит. Кварцевые порфиры с небольшим количеством основной массы называются *кристаллопорфирами*, а с очень незначительным количеством вкрапленников или совсем без вкрапленников, различимых невооруженным глазом, называются *фельзитовыми породами* (Felsitfelse).

§ 214. Наиболее распространенной *структурой* всех липаритов и кварцевых порфиров является порфировая структура во всех ее разновидностях: *полнокристаллически-* (или *голокристаллически-*) *порфировая* в микрогранитовых (также и пойкилитовых — рис. 54) и микропегматитовых разностях, *неполнокристаллически-* (или *гипокристаллически-*) *порфировая* в многочисленных фельзофирах и фельзолипаритах, *витрофировая* в смолянокаменных и гиалолипаритах, которые представляют только одно из подразделений всей группы пород. В общем микрогранитовая и микропегматитовая структуры господствуют в интрузивных представителях и в центральных частях мощных излияний, где они могут достигнуть более или менее состояния зернистых разностей; фельзофировые типичны для поверхностных излияний и для краевых частей больших масс; витрофировые — в общем редки. Известны случаи, в которых ярко выражены все эти типы структур, связанные постепенными переходами (Oberes Kirnecktal у Barr в Нижнем Эльзасе, Lugano в Ти-

* [Лучше во всех случаях, где характер процесса не доказан более или менее определенно, говорить об изменении, а не выветривании, тем более что несомненно поствулканические процессы приводят к тем же продуктам.]

роле). С порфировыми структурами связаны необычайно часто шаровые и флюидальные текстуры.

Шаровые текстуры, или *сферические*, отсутствуют в микрогранитовых породах, зато часто встречаются в микропегматитовых и особенно в фельзофировых породах и проявляются то в виде шаров размером от горошины до яйца и даже до величины головы (*шаровые порфиры*, или *пиромериды*, с Корсики, из Rauhfels у Wuenheim в Эльзасе, из Friedrichsroda в Тюрингии и из других мест), то в виде шариков размером от горчичного зерна до горошины (сферолитовые кварцевые порфиры и липариты, сферолитовые породы), то в виде только микроскопически различаемых округлых образований, которые или лежат в основной массе в виде единичных образований или слагают ее существенно в виде тесных скоплений. Во всех случаях и независимо от размеров сферолитов аггрегаты представлены почти без исключения радиально-лучисто расположенным веществом.

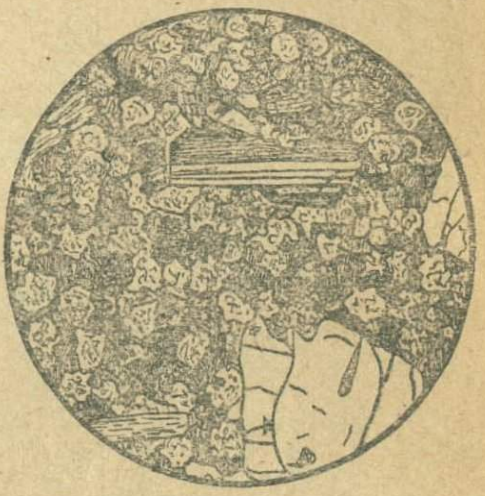


Рис. 54. Пироксено-кварцевый порфир. Steinberg близ Taucha, Саксония. Основная масса микропойкилитовая. Вкрапленники: кварц, лабрадор, ортоклаз и бронзит. Увелич. 30 : 1. Николи +.

По химическому составу и оптическим свойствам среди шаровых образований можно различить многие типы. Некоторые имеют в существенном состав массы и построены из различимых водянопрозрачных кварцевых лучей и более мутных полевошпатовых лучей; их можно называть *псевдосферолитами*. Они достигают иногда размера куриного яйца; при макроскопических размерах кварцевые лучи в отраженном свете белые, полевошпатовые — красноватые. Другие при аналогичном составе выглядят однородными и ведут себя как микрофельзит; они называются просто *сферолитами*, или *фельзосферитами* (рис. 55) и имеют оптически положительный характер. Лучи этих обоих типов многократно разделяются или несут на себе присоединенные под острыми углами тоненькие веточки; часто они пропитаны небольшим количеством стекла. Эти псевдосферолиты и фельзосферитыы — далеко не всегда шаровые образования; они встречаются также и в искаженных формах,



Рис. 55. Фельзолипарит со сферолитами и раздавленными шарами стекла. Tolcsva Lizka, Венгрия. Увелич. 30 : 1. Левая половина с николями +.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	77,26	75,71	75,62	73,10	73,09	72,96	72,05	71,87	71,21	70,10	69,20	68,83	68,17	66,23	65,24	64,03
TiO_2	0,18	1,25	0,21	0,46	0,38	0,11	0,40	0,41	0,20	0,48	0,52	0,47	0,54	0,92	1,05	1,30
Al_2O_3	11,54	11,11	12,96	13,12	13,80	12,32	13,07	14,53	14,95	15,18	15,00	15,60	15,60	16,05	14,95	12,77
Fe_2O_3	0,85	1,56	1,00	2,65	1,28	0,76	2,93	1,28	1,81	1,78	1,57	2,11	2,31	2,34	3,46	1,92
FeO	0,13	0,37	0,31	0,52	0,68	0,03	0,39	1,02	—	1,09	1,83	0,56	0,94	1,82	1,28	5,44
MnO	0,03	0,07	0,04	—	сл.	сл.	0,04	—	—	—	0,15	0,05	—	0,19	сл.	—
MgO	0,20	0,08	0,03	0,32	0,37	0,35	0,63	0,48	0,15	0,74	0,69	0,60	1,02	0,40	1,11	0,65
CaO	0,58	0,88	0,39	0,87	0,69	2,18	1,30	1,59	0,63	2,27	1,88	1,86	2,76	2,35	3,31	3,42
Na_2O	2,96	4,64	3,80	5,24	3,77	3,24	3,49	5,08	3,97	5,15	5,87	3,66	5,15	4,35	3,91	2,91
K_2O	4,65	4,18	5,20	2,33	5,36	4,88	4,55	2,84	5,83	2,58	1,81	5,09	2,46	4,61	4,16	4,30
H_2O^+	0,96	0,35	0,48	0,47	0,60	1,63	0,59	0,22	1,13[1]	0,19	0,67	0,62	0,45	0,66	1,52	2,25
H_2O^-	1,03	—	0,29	0,32	0,72	0,80	0,24	0,06	—	0,10	0,90	0,44	0,09	0,33	—	0,39
P_2O_5	сл.	—	0,00	0,35	0,07	0,10	0,22	0,10	—	0,13	0,10	0,07	0,13	—	0,24	0,40
Σ	100,37	100,20	100,37	99,75	100,83	100,28	100,22	99,63	99,88	99,97	100,19	100,17	97,71	100,25	100,76	99,78
Уд. вес	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,602	—

1. Липарит — Bush Peak, Невада, США.
2. Липарит — Great Paint Pots, Иеллоустонский парк, США.
3. Липарит — Big Spring Creek, San Cristobal Quadr., Колорадо, США — с 0,02 ZrO_2, 0,01 BaO, 0,01 S.
4. Липарит — Betandroka, Мадагаскар.
5. Липарит — Marubbiu, Monte Arci, Сардиния — с 0,02 ZrO_2.
6. Липарит — Meadow Creek Canyon, Невада, США — с 0,92 CO_2, следами ZrO_2, SrO, BaO, Li_2O.
7. Липарит — Macomer, Сардиния — с 0,05 ZrO_2, 0,06 BaO, 0,18 SO_3.
8. Липарит — Llao Rock, Crater lake, Орегон, США — с 0,04 ZrO_2, 0,08 BaO, 0,03 Sr_2O, следами Li_2O, Cl.
9. Липарит — Sisineddu, остров S. Antioco у Сардинии.
10. Липарит — Cleetwood Cove, Орегон США — с 0,04 ZrO_2, 0,08 BaO, 0,03 SrO, 0,03 Cl, следами Li_2O.
11. Липарит — Ancon Hill, район Панамского канала.
12. Липарит — Lost Trail Creek, Колорадо, США — с 0,05 ZrO_2, 0,13 BaO, 0,03 S.
13. Липарит — Grotto Cove, Орегон, США — с 0,06 BaO, 0,03 SrO, следами Li_2O, Cl.
14. Липарит — Wunakakor, Neupommern.
15. Липарит — (дацитовый) — Puerta de Aparoma, Аргентина — с 0,07 S, 0,46 CO_2.
16. Липарит — (содержащий оливин) Ranomainty, Мадагаскар.

[1] Потеря при прокаливании

вследствие чего лучи группируются не в одной точке, а вокруг короткой или более длинной прямой или изогнутой линии *(аксиолиты)*, или они представлены в форме больших или меньших шаровых секторов или шаровых сегментов в тех случаях, когда они не лежат свободно в основной массе, а насажены на вкрапленники кварца или полевого шпата. Они никогда не присосеживаются к биотиту или к какой-либо другой цветной составной части. Такие сферолитовые ореолы вокруг кварца различаются часто — хотя и не непосредственно — невооруженным глазом вследствие своеобразного напряжения в основной массе вокруг кварца, и нередко они остаются прилепленными, даже когда порода разбивается на куски. Своеобразную разновидность сферолитов представляют так называемые *литофизы* (рис. 56), которые часто встречаются в фельзофировых и стекловатых разновидностях пород (сферолитовая порода и обсидиан около Obsidian Cliff, липариты из района Schemnitz, кварцевые порфиры из Tambach в Тюрингии, из Grünberg около Gengenbach в Шварцвальде и т. д.). Это до некоторой степени

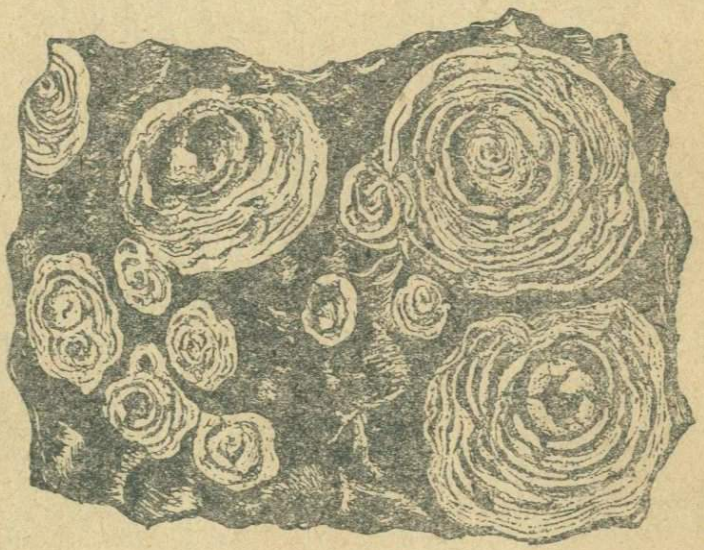


Рис. 56. Литофизы в обсидиане. Obsidian Cliff, Иеллоустонский национальный парк, США. Натур. велич.

камерные сферолиты, размеры которых меняются от микроскопических до нескольких дюймов величиной. Они представляют собой образования подобные часовым стеклам, не касающимся друг друга, и сложены часто скорлупками, усаженными мельчайшими выделениями тридимита, кварца, полевых шпатов и фаялита. В поперечных сечениях видно, что они расположены наподобие лепестков распустившейся розы. Все скорлупки построены радиально-лучисто по отношению к поверхности скорлупы. Связующим звеном между сферолитами и литофизами являются полые сферолиты размером от горчичного зерна до кулака; их полости нередко выполнены кварцем или кристалликами аметиста наряду с табличками железного блеска. Все фельзофировые образования при процессах изменения, так же как и микрофельзитовая основная масса, переходят в аллотриоморфный кварцево-полевошпатовый аггрегат. *Граносферииты* представляют собою соединенные в шаровидные скопления зерна полевого шпата и кварца без радиального строения. При окремнении кварцевых порфиров и липаритов основные их массы часто обогащаются радиально-лучистыми шариками халцедона. В так называемых шаровых порфирах большие шары часто состоят из многочисленных радиально расположенных и аксиолитически деформированных отдельных сферолитов. Сферолитовые липариты и кварцевые порфиры имеют большое распространение. Граносферииты ограничены в своем распространении периферическими частями тела породы (Rosskopf около Barr в Эльзасе).

	1	2	2a	2b	2c	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	78,30	78,20	77,05	77,05	76,68	76,06	74,66	73,62	72,78	71,88	71,30	70,36	69,65	65,09	64,73
TiO_2	0,01	—	—	—	—	0,12	—	0,12	0,50	0,22	0,51	0,70	0,44	0,69	0,64
Al_2O_3	10,69	11,59	12,64	13,14	12,90	11,36	11,49	13,35	12,79	12,88	13,53	12,20	14,68	15,22	14,92
Fe_2O_3	0,46	1,38	0,76	0,77	1,01	2,23	2,02	1,73	2,57	3,05	2,33	1,59	3,01	2,32	3,91
FeO	0,83	0,30	0,23	1,42	1,45	—	—	0,65	1,73	1,05	1,75	2,44	1,01	3,09	2,41
MnO	сл.	—	—	—	—	—	0,08	—	0,18	сл.	0,07	сл.	—	0,12	сл.
MgO	0,09	0,33	0,09	0,27	0,40	0,12	0,10	0,08	0,27	0,33	0,70	0,55	0,32	0,70	0,47
CaO	0,15	1,11	0,74	1,09	0,69	0,58	0,44	1,21	0,64	1,13	0,67	1,15	1,02	2,69	3,25
Na_2O	0,34	4,25	3,78	2,96	3,43	1,17	1,69	3,42	3,17	4,21	5,77	2,41	0,22	4,18	4,20
K_2O	8,63	3,92	4,50	4,75	4,67	7,27	8,68	4,96	5,16	4,46	3,02	6,85	9,25	4,82	4,47
H_2O^+	0,67	0,84	0,40	0,97	0,72	0,90	0,74	0,53	0,55[1]	0,26	0,56	0,93	0,74	0,43	0,64
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—	0,17	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,05	—	—	—	—	—	0,07	—	—	0,15	0,03	0,28	—	0,26	0,23
Σ	100,35	101,92	100,19	101,42	100,95	99,81	99,97	99,72	100,34	99,81	100,24	99,56	100,34	99,86	99,95
Уд. вес	2,578	2,612	2,599	2,597	2,587	2,613	2,598	2,76	—	—	—	—	—	2,649	2,656

1. Кварцевый порфир — Ebersbacher Heide. Тюрингенский Лес — с 0,06 SO_3, 0,07 органического вещества.
2. Кварцевый порфир (варнолитовый) — вершина Rosskopf у Barr Вогезы.
2a. Кварцевый порфир (почти гранитовый) — Oberes Kirnecktal у Barr, Вогезы.
2b. Кварцевый порфир (гранофировый) — Oberes Kirnecktal у Barr, Вогезы.
2c. Кварцевый порфир (микрогранитовый) — Rosskopf у Barr.
3. Кварцевый порфир — Klinzer Berge, провинция Саксония.
4. Кварцевый порфир (микрофельзитовый) — Platte у Gross-Umstadt, Гессен.
5. Кварцевый порфир — Witenalp, массив Аар, Швейцария.
6. Кварцевый порфир — «Storholmen», Швеция — Witenalp, массив Аар, Швейцария.
7. Кварцевый порфир — Ironton, Миссури, США — с 0,02 NiO.
8. Кварцевый порфир — Kiirunavaara, Швеция.
9. Кварцевый порфир — Kuntivaara, Финляндия.
10. Кварцевый порфир — Ekstromsberg, Швеция.
11. Пироксеновый кварцевый порфир — Kleinsteinberg у Beucha, Саксония — с 0,06 ZrO_2, 0,19 CO_2.
12. Пироксеновый кварцевый порфир — Breiter Berg у Lüptitz, Саксония — с 0,08 CO_2.

[1] Потеря при прокаливании

Флюидальные * *текстуры* (см. рис. 21) в микрогранитовых и гранофировых породах редко бывают ясными и выражены только расположением вкрапленников. Наоборот, они очень распространены в фельзофировых и витрофировых типах и остаются различимыми даже тогда, когда основная масса полностью переходит в зернистый кварцево-полевошпатовый аггрегат или изменена процессами окремнения. Различимая невооруженным глазом флюидальная текстура реже обусловлена параллельным расположением вкрапленников, чем послойным строением, которое заметно вследствие различной окраски. Такое строение, незаметное в неизмененных породах, часто выступает очень ясно при их изменении как следствие очень тонкопластинчатой отдельности, которая первоначально присутствовала только потенциально, но дала дорогу для атмосферных воздействий. Микроскопически флюидальные текстуры проявляются преимущественно в расположении составных частей основной массы, в чередовании слоев кристаллических с микрофельзитовыми или микрофельзитовых со стекловатыми, в распределении слоев, окрашенных железистыми соединениями, или в расположении газовых включений и микролитов внутри стекловатых слоев. Эти явления указывают то на простое флюидальное движение—при спокойном параллелизме, то — при спутанных сплетениях струй — на многократные задержки в движении, но во всех случаях получается впечатление сильной вязкости в текущей магме. Стекловатые слои, чистые ли или полные кристаллических образований, часто показывают под микроскопом при скрещенных николях бесчисленные параллельно ориентированные интерференционные кресты, наподобие таковых у сдавленных шариков стекла; это — контракционное явление, обусловленное охлаждением. Где сферолитовые и флюидальные текстуры встречаются совместно, более молодыми являются флюидальные.

Пористые текстуры в общем нередки; они варьируют от крупноячеистых до таких, в которых ячейки имеют ничтожный размер и заметны только при прикосновении, благодаря шероховатой поверхности. Собственно *миндалекаменная текстура* встречается редко; миндалины выполнены обычно кварцем или халцедоном, реже делесситом или кальцитом.

§ 215. Химический характер показывают анализы 1—16 на стр. 314 и 1—12 на стр. 316. Из них можно видеть, что нет существенного различия между неовулканическими липаритами и палеовулканическими кварцевыми порфирами, а из сравнения анализов 2—20 (стр. 316), которые относятся к одному и тому же массиву, видно, что при весьма различном строении основной массы состав их одинаковый; таким образом химический состав не влияет на строение основной массы.

§ 216. Липариты и кварцевые порфиры образуют потоки, покровы и жилы, интрузивные залежи и небольшие штокоподобные тела. Отдельность то плитчатая, то столбчатая, реже шаровая. В конечном счете породы распадаются на мелкие угловатые кусочки, подобные тонкому щебню.

Области наибольшего распространения липаритов в Европе находятся в Венгрии (район Schemnitz, Telkibanya, долина Gönczer и т. д., Visegrad, Matra, район Eperies-Tokaj, Vihorlat-Gutin) и в Семиградии (Рудные горы и Vlegyasza), следуя широтному направлению Карпат; липариты моложе сферолитовых трахитов и крайне распространенных

* [Флюктуационные текстуры — термин гораздо более правильный.]

в этой местности андезитов и дацитов. Липариты, кроме того, встречаются в подобном же сопровождении в Сербии, Боснии, в западных Балканах, в Samothrake и на Эвбее. В Италии они встречаются в Эвганеях (в такой же ассоциации, как в Семиградии) в тоскапской маремме (кордиеритовый липарит) и на островах Липари. В Испании липариты встречаются на Cabo de Gata в таком же сопровождении, как и в Карпатах. Сомнительно, относятся ли так называемые липариты в Mont Dore действительно к липаритам или они принадлежат скорее к комендитам. В Германии липариты неизвестны. В Азии области распространения липаритов: в Троаде, Демавенде и на Кавказе, на южном берегу Аравии, на острове Sunda, на Филиппинах, в Японии — везде в существенно подобном же сопровождении, как и в Венгрии. Большое распространение и мощность имеют липариты (и здесь в подобном же сообществе) в Центральном бассейне США между Скалистыми горами до Калифорнии (Washoe Mts., Shoshone Range, Seetoya Range, Pah-Ute Range, Pahtson Mts., Virginia Range и т. д.); известны они из Мексики, из штатов Ла-Платы (провинция Catamarca), из Новой Зеландии (окрестности озера Taupo и полуостров Bank) и т. д.

[В СССР липариты известны в Крыму, в центральных частях Главного Кавказского хребта, около Пятигорска, в Закавказьи, в Восточной Сибири, на Дальнем Востоке (окрестности Охотска, Камчатка).]

Кварцевые порфиры в виде жил встречаются во всех древних формациях; в виде потоков и залежей они отсутствуют, повидимому, в кристаллических сланцах. В Германии покровы кварцевых порфиров относятся преимущественно к каменноугольному периоду (Силезия, Halle a. S., Flöha в Саксонии) и красному лежню, как в среднем Шварцвальде (Баден-Баден, Oppenau, Gengenbach и др.); в Вогезах (область долины Breusch), в Оденвальде между Гейдельбергом и Schriesheim, у Donnersberg в Рейнском Пфальце, в районе Kreuznach и Münster a. St., в Тюрингенском Лесу (Manebach, Ilmenau, Friedrichsroda, Regensberg, Inselberg и т. д., нередко в виде шаровых порфиров), в Саксонии (район Zwickau, Chemnitz, Frohburg, Rochlitz, Grimma и т. д.), в цепи гор Flechtingen-Alvensleben у Магдебурга, на Гарце (Auerberg у Stolberg и т. д.). В многочисленных местах кварцевые порфиры встречаются вместе с кварцевыми порфиритами, порфиритами и мелафирами, совершенно подобно сопровождению липаритов дацитам и андезитами. Пермскими являются также кварцевые порфиры из Lugano с их различным развитием от гранитных до витрофировых типов, мощные южнотирольские порфировые покровы площадью в 20 квадратных миль между Trient, Bozen, Meran, Kolmann и Neumarkt, главным образом на восточной стороне долины Эча. Кембрийский и силурийский возраст имеют порфировые покровы Уэльса, в северной Англии и южной Шотландии (Llanberis, Llyn Padarn, Innerleithen и т. д.), также часто вместе с порфиритами, диабазами и др. К альпийскому триасу принадлежат порфиры из Raibler; на восточных склонах Андов в Южной Америке распространены юрские кварцевые порфиры; на Огненной Земле (восточная сторона пролива Ponsonby) известны меловые порфировые эффузии. Упомянем также третичные липариты, которые встречаются вплоть до плиоцена (Северная Америка).

[Многочисленные выходы кварцевых порфиров известны на Урале, Алтае, в Селенгинской Даурии и других местах Сибири.]

§ 217. Липариты и кварцевые порфиры имеют стекловатые формы образования, которые подразделяют на *фельзитовые* и *трахитовые смоляные камни*. В липаритах встречаются кроме того еще другие стекловатые формы, известные под названиями *перлит*, *обсидиан* и *пемза*. Все они вместе называются также *кислыми стеклами*. Первоначально считали смоляные камни, перлиты, обсидианы и пемзы за самостоятельные породы; в действительности же они являются витрофировыми образованиями, которые могут получиться из каждой магмы и с каждой могут встречаться. Они различаются химически и по внешним признакам: смоляные камни богаты водой, часто темно окрашены и имеют смоляной блеск; перлиты — стекла, более бедные водой (3—3,5% H_2O), с бросающейся в глаза перлитовой отдельностью, большей частью голубовато-серого цвета, с восковым блеском; обсидианы — стекла, совсем или почти совсем свободные от воды, большей частью темной окраски, со стеклянным блеском; пемзы—пенистые стекла большей частью светлой окраски с меняющимся содержанием воды.

Витрофирами называются липариты и кварцевые порфиры со стекловатой, большей частью богатой водой, основной массой. Они то богаты вкрапленниками *(смолянокаменные порфиры)*, то бедны ими *(смоляные камни)*. Вкрапленники те же, что и в липаритах и кварцевых порфирах, но полевые шпаты всегда имеют стекловатый габитус, плагиоклазы часто довольно основные (лабрадор и битовнит); среди цветных вкрапленников авгит встречается чаще, чем биотит или коричневая роговая обманка; ромбический пироксен и оливин встречаются как акцессорные; все указывает на ранний перерыв интрателлурического периода кристаллизации. Основная масса по краям просвечивает, имеет раковинчатый излом и преимущественно черную, также красную, коричневатую, зеленую, желтую или белую окраску. Зеленая окраска принадлежит стеклу как таковому; красная и черная окраска появляется благодаря тонко распределенным мелким частичкам руды; там, где последние образуют шаровые скопления или где развиты микролитовые выделения, стекло бесцветно.

Основная масса витрофиров то представляет очень чистое стекло, то более или менее переполнена микролитовыми и трихитовыми образованиями (см. рис. 17); их простейшие крайне мелкие образования, различимые только при большом увеличении в виде округлых и вытянутых дисков *(глобулиты* и *лонгулиты* по Фогельзангу), более темно окрашены, чем стекловатая масса. Эти диски располагаются часто рядами в виде четок *(маргариты)* или образуют скопления подобные ежевике, часто с беспорядочным расположением *(кумулиты)* или с ясно радиальным строением *(глобосферитты)*. Удивительно разнообразными скелетами кристаллов отличаются смоляные камни из Аттап.

Что химический состав витрофиров такой же, как и у липаритов и кварцевых порфиров, указывают анализы 1—9 (стр. 320) и 10—15, если последние перечислить на безводные. Содержание H_2O в свежих, не измененных породах достигает приблизительно 8%. Относительно флюктуационных образований, которыми особенно богаты такие стекловатые породы, см. § 27. Необходимо обратить внимание на низкий удельный вес.

Весьма замечательны продукты изменений в смоляных камнях. Их вкрапленники теряют свой стеклянный габитус, делаются мутными и наконец землистыми. Основная масса обогащается водой, содержание которой доходит до 11%, при постепенной однако полной потере основной

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2 . .	76,20	75,23	75,08	75,01	74,93	74,61	74,01	72,59	71,41	74,19	73,24	73,12	72,99	72,56	70,75	70,50	76,91	73,90	71,08	70,47
TiO_2 . .	сл.	—	0,03	0,33	0,07	0,08	0,24	0,52	—	0,61	—	—	—	0,20	0,46	0,47	0,18	—	—	—
Al_2O_3 . .	13,17	12,36	13,63	12,27	13,11	12,68	12,95	13,47	13,30	12,24	10,33	12,22	12,34	12,33	11,39	14,28	12,18	10,95	13,46	13,36
Fe_2O_3 . .	0,34	0,96	1,35	0,80	0,51	0,09	—	1,58	—	1,41	1,26	—	—	0,80	2,48	0,75	0,48	0,08	1,57	0,42
FeO . .	0,73	1,24	0,28	2,78	0,77	1,36	1,42	1,32	2,40	0,04	1,63	0,56	1,27	0,82	1,09	1,22	0,92	1,06	1,38	0,91
MnO . .	0,10	—	сл.	0,06	сл.	—	сл.	—	—	0,08	—	0,07	сл.	сл.	—	0,04	—	—	сл.	0,21
MgO . .	0,19	0,01	1,17	0,08	0,23	0,21	0,48	1,05	0,85	0,13	0,46	0,23	0	сл.	0,14	0,49	0	1,08	0,31	0,54
CaO . .	0,42	1,00	1,22	1,87	0,30	0,69	0,99	2,12	2,63	0,71	1,66	0,89	сл.	сл.	1,43	1,00	0,92	1,58	0,95	1,04
Na_2O . .	4,31	4,00	3,79	3,36	5,64	3,68	5,34	4,63	4,30	4,04	3,52	5,44	7,11	5,36	3,10	3,62	4,17	4,08	6,38	4,01
K_2O . .	4,46	4,62	4,22	2,80	4,28	4,77	4,65	2,52	4,57	4,64	4,14	1,15	0,52	3,08	3,98	5,28	3,15	4,60	4,55	3,47
H_2O^+ . .	0,33	0,73	0,23[1]	0,25	0,28	1,37	0,29	0,18	0,12[1]	2,37[1]	3,31	6,03	5,50	4,59	4,41	2,86	0,66	3,35	2,10[1]	6,10
H_2O^- . .	—	—	—	0,13	0,04	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	0,30	0,10	0,24	—	—	—
P_2O_5 . .	—	0 27	0,26	0,02	—	—	0,01	—	0,25	—	—	—	—	—	0,07	0,11	—	—	сл.	—
Σ . . .	100,25	100,42	100,06	99,98	100,16	95,58	100,45	100,24	99,83	100,46	99,55	99,71	99,73	99,74	99,60	100,72	99,81	100,68	101,78	100,53
Уд. вес .	2,352	—	2,854	2,387	2,37	—	2,391	—	—	—	2,47	—	—	2,37	—	—	—	—	—	—

1. Липаритовый обсидиан — Obsidian Hill, Tewan Mts., Новая Мексика.
2. Липаритовый обсидиан — Gerro de las Navajas, Мексика.
3. Липаритовый обсидиан — Laguna de Maricunga, Чили.
4. Липаритовый обсидиан — Hrafntinnuhryggur у Krafla, Исландия — с 0,07 SO_3, 0,13 Cl, 0,02 S.
5. Липаритовый обсидиан — Sitgreaves Peak, Аризона.
6. Липаритовый обсидиан — Conca Cannas, Monte Arci, Сардиния.
7. Липаритовый обсидиан — озеро Clear, Калифорния, США — с 0,07 Cl.
8. Липаритовый обсидиан — Willow Park, Иеллоустонский парк, США — с 0,26 FeS_2.
9. Липаритовый обсидиан — Monte Lentia, остров Vulcano, Липарские острова.
10. Смоляной камень Кьюген-капа, центральный Кавказ.
11. Витрофир — Auer на Эче, Тироль.
12. Смоляной камень (зеленый) — Мейссен, Саксония.
13. Смоляной камень — Specht shausen у Tharand, Саксония.
14. Смоляной камень — Chekerboard Creek, Монтана.
15. Смоляной камень — Itsanovondro, Мадагаскар.
16. Липаритовый перлит — Punta Brenta, Monte Arci, Сардиния.
17. Липаритовая пемза — вулкан Катмай, Аляска (излияния 1912 г.).
18. Липаритовая пемза — Mont Dore, центральная Франция.
19. Липаритовая пемза — вулкан Алид, Эритрея, восточная Африка — со следами Cl, SO_3.
20. Липаритовая пемза — Puerto del Genoves, Cabo de Gata, Испания.

[1] Потеря при прокаливании

массой стекловатого характера и при развитии своеобразных сферолитовых образований, которые строго следуют широко распространенной перлитовой отдельности и флюидальной текстуре (рис. 57). В витрофирах района Мейссена эти образования видны уже невооруженным глазом с удивительной ясностью. Эта богатая водой стадия представляет собой *глинистый смоляной камень* Наумана. Затем содержание воды уменьшается и падает значительно ниже первоначального содержания — до 1% и меньше, причем увеличиваются как размер, так и количество зерен; следуя опять перлитовому и флюидальному строению, образуются аллотриоморфные кварцево-полевошпатовые аггрегаты, которые в конце концов одни составляют основную массу. Эта основная масса имеет тогда так называемый фельзитовый или роговиковый габитус. При этом образуются часто круглые до овальных грубозернистые кварцево-полевошпатовые аггрегаты, построенные концентрически наподобие друз. Это — заполнение или старых пор и ячеек или самостоятельно возникших при изменениях пустот. С этим процессом часто связано окремнение.[1] Ход этого процесса был тщательно прослежен А. Зауэром в окрестностях Мейссена и тем самым была доказана идентичность так называемых порфиров Dobritz со смоляными камнями из Мейссена. Если этот процесс следует преимущественно к перлитовым и скорлуповато-шаровым трещинам отдельности или захватывает и витрофиры с мелкими и более крупными фельзосферитами, то в свежей витрофировой основной массе образуются плотные матовые шары, похожие на фельзит (так называемые фельзитовые шары). Как на пример можно указать на смолянокаменный порфир из Spechtshausen у Tharand в Саксонии.



Рис. 57. Фельзитовый смоляной камень с вкрапленниками кварца. Korbitz, Саксония. Раскристаллизация стекла следует вдоль трещины перлитовой отдельности. Увелич. 30 : 1.

В других случаях изменение витрофиров происходит без образования промежуточной стадии смоляных камней, богатых водой, как напр. в Burgstall у Wechselburg в Саксонии, где мощная витрофировая жила имеет с обеих сторон матовые (matte) зальбанды, криптокристаллические и аллотриоморфные, почти не содержащие воды. То же самое встречается в Arran (Шотландия) и в других местах. Точно так же многочисленные породы, кажущиеся микрогранитовыми кварцевыми порфирами и липаритами, представляют собою на самом деле измененные витрофиры.

[1] Что окремнение происходит так часто у смоляных камней и смолянокаменных порфиров — объясняется высоким содержанием воды. Это аналогично опыту Фриделя над цеолитами, где он получил замещение воды раствором кремнекислоты.

Их узнают по аллотриоморфно-зернистой структуре основной массы, но все же их отличие от криптокристаллических измененных фельзофиров бывает часто затруднительно. Указанные случаи встречаются в Шварцвальде, в Оденвальде, в Вогезах, в Тюрингии, в Shropshire в Англии и т. д.

Витрофиры часто переходят в фельзофировые типы, особенно благодаря шлировой перемежаемости микрофельзитовых и стекловатых слоев, и геологически они везде связаны с липаритами и кварцевыми порфирами. Они образуют жилы и излияния. Третичные витрофиры известны из французской центральной вулканической области Оверни и Cantal, из области липаритов Schemnitz в Венгрии, из Эвганей, с острова Arran близ западного берега Шотландии, где жилы имеют — подобно сложным жилам — основные зальбанды, из Scuir of Eigg в форме потока, из Newry и Barnumore Gap в Ирландии и из других мест. К пермским витрофирам относятся жилы и излияния района Мейссена в Treibischtal, у Garsebach, Korbitz, Oberpolenz, из Spechtshausen у Tharand, из Zwickau и из других мест в Саксонии; из Auer на Эче в виде жил в боценском кварцевом порфире, из Grantola, Valgana, Monte Nave в виде жил в кварцевом порфире Lugano, а также из департамента Bar (Fréjus) во Франции.

§ 218. *Липаритовые перлиты*, или просто *перлиты*, представляют собою большей частью бедные вкрапленниками серые до голубовато-серых, с восковым блеском, стекловатые до эмалеподобных гиалолипариты с ясно выраженной перлитовой отдельностью. Вкрапленники те же, что и в липаритах; полевые шпаты имеют стекловатый габитус. Перлитовые, концентрические шары, построенные по типу луковицы, или лежат изолированно в основной массе и имеют тогда круглую форму, или тесно примыкают друг к другу и имеют тогда угловатую полигональную форму. В перлитовых шарах часто наблюдаются явления натяжения, создающие двупреломления. *Мареканитом* называются стеклянные шары гиалолипарита из Мареканки в районе Охотска; они находятся иногда в таком состоянии натяжения, что от удара молотком рассыпаются в пыль, как известные стеклянные слезки. Наряду с вкрапленниками очень распространены сферолиты и многочисленные микролиты (большей частью полевой шпат, часто также авгит), которые беспрепятственно протыкают насквозь перлитовые скорлупки (рис. 58). Таким образом образование отдельности является последним актом затвердевания породы. Содержание воды колеблется от 2 до 4% и очень редко переходит эти границы. Удельный вес низкий. Текстура везде ясно выраженная флюидальная и часто эвтакситовая вследствие послойной или переплетающейся перемежаемости стекловатых и микрофельзитовых участков. Окрестности Шемница (Schemnitz) в Венгрии, Эвганеи, Сардиния, область Bracciano и Cabo de Gata являются главнейшими европейскими районами распространения. Перлиты встречаются также и в больших не европейских областях распространения липаритов.

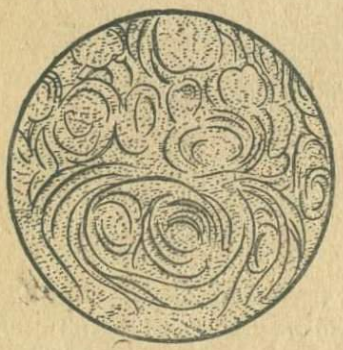


Рис. 58. Перлит. Hlinik, Венгрия. Увелич. 30 : 1.

§ 219. *Липаритовые обсидианы* представляют собою серые, серо-черные до черных, в проходящем свете бесцветные, реже красноватые или коричневые, со стекловатым блеском, по краям прозрачные, бедные вкрапленниками и почти или совсем безводные стекловатые липариты. Среди вкрапленников кварца очень мало или он совсем отсутствует. Основная масса — то чисто стекловатая, то более или менее переполненная микролитами, трихитами и сферолитами, часто с ярко выраженным флюидальным расположением и обусловленным этим послойным чередованием частей породы. С увеличением количества сферолитов липаритовые обсидианы переходят в сферолитовые породы и фельзолипариты; благодаря накоплению газовых пузырьков, которые увеличиваются в количестве и приводят к образованию пенистых разностей стекла, они переходят в пемзу. Известны своими прекрасными литофизами и сферолитами обсидианы из Obsidian Cliff в Иеллоустонском национальном парке. Обсидианы в форме потоков или в виде корок сопровождают липариты в многочисленных месторождениях: в Венгрии, на Липарских островах, на Кавказе, в США, в Мексике и в других местах. Интересно их применение в качестве наконечников для стрел, для ножей и т. д. в раннем культурном периоде человечества.

§ 220. *Липаритовые пемзы*, или *пемзы* как таковые, представляют собой бедные вкрапленниками стекловато-пенистые гиалолипариты белого, серого, желтоватого, редко красноватого цвета. Они состоят из приблизительно параллельных или изогнутых обсидиановых нитей, иногда с ясно шелковистым блеском. Отдельные нити сами по себе опять полны пузырьками воздуха и часто богаты микролитовыми образованиями; вкрапленники, где они встречаются, — такие же, как во всех гиалолипаритах. Химический состав представляют анализы 17—20 на стр. 320. Значительное содержание H_2O, во всяком случае в большей части, может быть принято за механическое включение. Собственно пемзы не образуют самостоятельных горных массивов, но встречаются в виде корок на потоках и в виде свободных выбросов в форме глыб, лапилли, песка и бомб. Вследствие их пористого строения и заключенных в них пузырьков воздуха они подвергаются часто очень далекому переносу водой и ветром. Главнейшими областями распространения являются венгерские и липарские месторождения, так же как и липаритовые месторождения Cabo de Gata в Европе.

§ 221. Подобно тому как собственно липариты и кварцевые порфиры представляют собой излившихся представителей известково-щелочной гранитной магмы, точно так же имеются *излившиеся представители щелочной гранитной магмы*. Это — *комендиты*, *пантеллериты* и *кварцевые кератофиры*.

Комендиты (Бертолио) представляют собою липаритовые породы, которые в серой или желтовато-белой и серо-голубой основной массе содержат вкрапленники кварца, щелочных полевых шпатов, а также эгирина, арфведсонита или рибекита и редко биотита; циркон, немного апатита, следы железной руды, титанита и коссирита образуют постоянные и случайные примеси. Кварц такой же, как и в липаритах; вкрапленники полевого шпата принадлежат санидину (анализы 1 и 2 внизу), микропертиту и альбиту и имеют табличатую форму по M. Щелочно-железистые амфиболы то компактные, то скелетные и имеют в таком

случае пойкилитовые вростки полевого шпата и кварца. Состав голубой арфведсонитовой роговой обманки дает анализ 5. Основная масса всех известных месторождений состоит из аггрегата кварца и щелочного полевого шпата с микрогранитовой, микропегматитовой и пойкилитовой структурой или содержит также стекло.

Химический характер (анализы 1—8 на стр. 326) очень близок к липаритам и кварцевым порфирам, только при одинаковом количестве кремнекислоты количество MgO и CaO в общем еще меньше, тогда как щелочей и окислов железа больше, чем у последних. Обыкновенно молекулярной суммы щелочей больше, чем молекул глинозема, и это соотношение обусловливает образование щелочных пироксенов и щелочных амфиболов. Подобное же соотношение встречается и в щелочных гранитах.

Давшее породе название месторождение находится в окрестностях Comendo на маленьком острове San Pietro близ юго-западного берега Сардинии и на соседнем острове S. Antioco (анализы 3 и 5 на стр. 326). Близкие, если не вполне идентичные, породы встречаются южнее Pozzo Maggiore в Корсике и на острове Pantelleria. Большое распространение имеют комендиты в Британской Восточной Африке (откуда их описал еще Мюгге) в земле Afar и на берегу Сомали в восточной Африке. Дальше к востоку представители семейства комендитов известны на полуострове Ishan в южной Аравии, а к западу — до района озера Чад. Единичные месторождения указаны в бухте Искаган в Беринговом море в Восточной Сибири (анализ 2). Затем они встречены на островах Oki в Японии (анализ 6), так же как и на острове Timor (анализ 8). В Америке встречаем мы их в Западном Техасе (анализ 1), на Австралийском континенте — в Квинслэнде (анализ 4). Все эти месторождения, где их возраст удается точно установить, представлены геологически молодыми породами и встречаются большей частью вместе с пантеллеритами и щелочными трахитами. На западном берегу Гренландии комендиты сопровождают глубинные породы щелочного ряда. Между жильными породами наиболее близкими к комендитам породами являются пайзаниты (Paisanite).

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	67,74	67,71	66,67	66,74	49,10	40,80	28,89
TiO_2	—	—	—	—	—	8,22	1,19
Al_2O_3	17,18	16,96	19,74	19,98	5,50	0,20	—
Fe_2O_3	1,14	1,69	0,56	0,31	4,20	5,31	5,08
FeO	—	—	—	—	27,70	34,69	56,05
MnO	—	—	—	—	0,50	1,39	3,39
MgO	—	—	0,13	—	0,17	0,57	3,11
CaO	0,40	—	1,37	1,25	0,13	0,77	0,74
Na_2O	6,22	6,24	6,93	7,10	10,50	6,61	0,42
K_2O	6,13	6,22	4,34	4,48	1,60	сл.	
H_2O	—	—	—	—	—	1,29	1,07
Σ	99,11	98,82	99,74	99,86	99,40	99,85	99,94
Уд. вес	2,575	2,585	2,583—2,601	2,573—2,582	—	3,74—3,75	4,24

1. Натровый санидин из комендита — Comendo, San Pietro.
2. » » » » Guardia dei Mori, San Pietro.
3. Анортоклаз из пантеллерита — Khania, Pantelleria.
4. » » » Sidori, Pantelleria; в CaO содержится и BaO.
5. Арфведсонитовая роговая обманка из комендита — San Pietro.
6. Коссирит из пантеллерита — Cuddia Mida, Pantelleria.
7. Фаялит из пантеллерита — Cuddia Mida, Pantelleria.

[Липариты с потухшего вулкана Малый Ак-даг в Армении имеют — химически — переходный характер к комендитам. Минералогически этот переходный характер заметен в стекловатых разностях: вместо обычных андезиновых (см. примечание к § 212) и более основных плагиоклазовых вкрапленников, характерных для стекловатых разностей, эти совершенно свежие гиалолипариты содержат — единственные из всех мною исследованных гиалолипаритов — олигоклазы (ок. № 23). Уже несомненно щелочной характер имеют липариты в пятигорских лакколитах.]

§ 222. *Пантеллериты* (Фёрстнер)—*это липаритовые породы, которые в основной массе зеленого, зелено-черного до черного цвета, то подобной пемзе, то стекловатой, то трахитово-шероховатой, содержат вкрапленники анортоклаза, диопсида или эгирин-авгита и коссирита.* В единичных случаях (очень редко) они богаты кварцем или содержат роговую обманку. В виде постоянных примесей встречается немного циркона и апатита, в виде случайных примесей — иногда оливин или фаялит. Известково-натровые полевые шпаты отсутствуют, как и в комендитах; железные руды также отсутствуют почти абсолютно.

Анализы 3 и 4 выше дают состав *анортоклаза*, который имеет очень меняющийся габитус — то табличатые по M формы, то более изометричные. *Диопсид* и *эгирин-авгит* часто срастаются так, что второй обрастает первый. *Коссирит* (анализ 6) в самой породе часто сильно округлен, в порах же развит в хороших кристаллах. *Основная масса* то сплошь стекловатая, просвечивающая ярь-медянково-зеленым цветом, с редкими микролитами полевого шпата, пироксена и коссирита, то представляет собой пропитанный стеклом войлок микролитов, в котором могут преобладать светлые или темные составные части. Эти формы образований меняются послойно. В порах породы, то округлых, то вытянутых, встречаются тридимит, полевой шпат, эгирин, арфведсонит и коссирит.

Химический состав очень своеобразный (анализы 9—13). Ярко выраженный щелочной характер этого семейства проявляется в пересыщении щелочами (по отношению к глинозему), которое значительно больше, чем у комендитов. С этим связаны и этим обусловлены низкое содержание SiO_2 и Al_2O_3, более высокое содержание железных руд и сильное преобладание Na_2O над K_2O. Ни одно семейство горных пород химически не охарактеризовано так определенно, как пантеллериты. Спутать их можно только с некоторыми тингуаитами, с которыми они имеют почти тожественный минералогический состав и одинаково большое образование цветных составных частей в течение эффузивного периода; обе породы имеют также одинаковую зеленую окраску. Бедность глинозема и SiO_2 обусловливает чрезвычайную редкость, можно сказать, даже полное отсутствие микрофельзитовых структурных форм и кварцевых вкрапленников, а также редкость кварца в основной массе. Пантеллериты и комендиты различаются существенно только содержанием различного количества бесцветных и темноцветных составных частей; поэтому они также связаны постепенными переходами и геологически встречаются вместе.

Долгое время пантеллериты были известны только с маленького острова Pantelleria между южным берегом Сицилии и северным берегом Африки (анализы 10 — 13). Только в более позднее время они найдены в большом распространении и мощными потоками в Choa, в земле Afar, на Абиссинском и Сомалийском плато протяжением в 500 *км* (между Обок-Джибути и Аддис-Абеба), в ассоциации с комендитами и с ниже и выше их лежащими базальтовыми излияниями. В такой же ассоциации встречены они в Британской Восточной Африке (анализ 9), в западном

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2 . .	76,30	75,4	75,25	74,20	73,65	72,21	71,95	70,76	70,61	70,14	69,91	69,33	67,32	79,64	75,98	74,02	73,81	71,62	70,97	67,99
TiO_2 . .	0,16	сл.	0,50	0,13	0,29	0,44	0,42	0,49	0,15	0,86	0,75	0,85	0,59	0,50	0,32	сл.	—	0,35	0,25	0,24
Al_2O_3 . .	11,54	11,98	10,39	11,75	9,52	11,20	11,95	10,16	8,59	8,61	8,58	2,62	9,55	11,44	14,14	12,20	12,33	13,90	13,84	14,36
Fe_2O_3 . .	1,83	0,88	1,57	1,92	5,12	2,25	4,08	7,00	2,52	6,01	1,81	2,65	6,73	0,11	0,14	0,57	2,44	2,29	3,21	4,36
FeO . .	0,76	1,02	2,43	1,30	0,96	2,66	0,53	0,63	5,96	2,73	5,86	5,52	0,81	0,30	0,92	0,45	1,82	1,33	0,78	1,44
MnO . .	сл.	сл.	—	0,02	—	0,10	—	0,16	0,34	0,38	0,24	0,27	0,24	0,08	сл.	—	—	—	0,12	0,32
MgO . .	0,03	0,10	0,08	0,30	0,04	0,08	0,99	0,49	0,07	0,20	0,28	0,52	0,20	0,15	0,14	0,18	0,41	0,81	0,20	0,22
CaO . .	0,16	0,33	0,25	0,19	0,31	0,27	0,42	0,65	0,61	0,45	0,33	0,52	0,20	0,71	0,34	0,30	0,12	1,02	1,26	1,34
Na_2O . .	4,01	4,05	4,39	4,25	4,84	4,29	4,51	5,53	6,77	5,44	6,41	4,78	5,71	64,0	4,22	2,47	6,05	6,41	6,27	6,89
K_2O . .	4,70	5,01	4,35	5,00	4,30	4,81	4,79	2,57	4,46	4,20	4,71	4,71	4,48	0,38	3,64	7,32	1,38	0,96	1,57	1,85
H_2O^+ . .	0,34	0,68	0,61[1]	0,27	1,23[1]	1,45	0,75[1]	0,88	0,10	0,35	0,22	2,35	3,15	0,30[1]	0,58	1,56	1,02[1]	1,56	0,74	1,52
H_2O^- . .	0,19	0,13	—	0,06	—	—	—	0,57	—	0,17	0,13	0,27	0,49	0,16	—	—	—	—	—	—
P_2O_5 . .	—	—	—	—	—	0,10	—	—	—	0,12	0,16	—	0,08	0,08	—	0,06	—	—	0,08	—
Σ . . .	100,14	99,63	99,82	100,12	100,26	99,86	100,39	100,16	100,18	99,86	99,39	100,39	99,55	100,27	100,53	99,87	99,18	100,25	100,09	100,44
Уд. вес .	2,602	—	—	12,62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,621	—	—	2,709	—

1. Комендит — вершина Chisos, западный Техас — с 0,11 ZrO_2, 0,02 редких земель, следами Li_2O, S, CO_2.
2. Комендит — бухта Искаган, Восточная Сибирь.
3. » Mercureddu, остров San Antioco около Сардинии.
4. » Conowrin, Glass House Mts., Квинсленд — с 0,38 ZrO_2, 0,03 NiO, 0,17 Cl, 0,02 F, 0,10 S, 0,01 CO_2.
5. Комендит — Le Fontane, остров San Pietro около Сардинии.
6. » Dogo, острова Oki, Япония.
7. » Zinder, к западу от озера Чад, Африка.
8. » Noil Manumea, остров Тимор (Timor) — с 0,12 BaO, 0,03 SrO, 0,04 Cl, 0,02 F, 0,06 S.
9. Пантеллеритовый обсидиан — озеро Naivasha, Британская Восточная Африка,
10. Пантеллерит Monte Sant'Elmo, Пантеллерия — с 0,14 ZrO_2, 0,06 SO_3.
11. Пантеллерит (стекловатый) — Gelkhamar, Пантеллерия.
12. » » Cantina Ziton, Пантеллерия.
13. Пантеллеритовая пемза — Rione Buccarame, Пантеллерия.
14. Кварцевый кератофир — Skomer Island, Уэльс — с 0,02 CO_2.
15. Кварцевый кератофир — Alsenberg у Hof, Сосновые горы — с 0,11 S.
16. Кварцевый кератофир — долина Kiedrich у Eltville — с 0,04 S, следами SO_3.
17. Кварцевый кератофир — Schlossberg у Schirmeck, долина Breusch, Вогезы.
18. Кварцевый кератофир Николае-Павда, Урал.
19. » » долина Mühlen между Elbingerode и Rübeland, Гарц — с 0,79 CO_2, 0,01 органического вещества, следами S.
20. Кварцевый кератофир — Alsenberg у Hof, Сосновые горы — со следами S.

[1] Потеря при прокаливании.

Техасе и в Квинслэнде (Австралия). Уединенным является до сих пор месторождение в Bay of Plenty в Новой Зеландии.

[Ничего общего с пантеллеритом не имеет порода с Эльбруса, описанная под названием «пантеллерито-дацит».]

§ 223. *Кварцевые кератофиры* [1] *представляют собою излившиеся породы, содержащие в большей частью плотной, редко тонкозернистой литоидной основной массе обычно мелкие и редкие вкрапленники щелочных полевых шпатов и кварца и очень редко фенокриты цветных составных частей. Окраска основной массы беловатая до светлосерой, светлозеленоватая до зеленовато-серой, реже грязно-красная до коричневатой.*

Щелочной полевой шпат — преимущественно или исключительно *альбит*. Встречается *микропертит*, также анортоклаз и в единичных случаях олигоклаз-альбит. Полевой шпат имеет белую, а иногда также бросающуюся в глаза чернильно-черную окраску (Lastau). В полевых шпатах распространено неправильное распределение светлых и мутных участков, не имеющих резких границ и переходящих друг в друга. Форма полевых шпатов — толстые по М таблички, имеющие ограничения по Т, I, P и y. Минералы эти изменяются с образованием белой слюды, а в некоторых местах вытесняются бурым шпатом (Braunspat). *Кварц* совершенно подобен таковому же липаритов и кварцевых порфиров; часто однако совсем отсутствует во вкрапленниках. Распространеннейшей цветной составной частью является превращающийся в хлорит *биотит* с выделением анатаза, реже рутила. *Эгирин, рибекит* или *арфведсонит* редко сохраняются свежими, обычно изменены с образованием железорудных минералов. Циркон, ильменит и немного апатита составляют постоянные примеси. *Основная масса* в некоторых кварцевых кератофирах микрогранитовая, чаще однако аллотриоморфно-зернистая, образовавшаяся очевидно из первичного стекловатого базиса. Микропегматитовые кварцево-полевошпатовые аггрегаты не редки; широко распространены сферолитовые структурные формы, редко не измененные; часто наблюдается окварцевание.

Химический состав пород, обычно измененных, показывают анализы 14 — 20 на стр. 326. Преобладание натрия среди щелочей обусловлено богатством альбитом; редко встречается обратное взаимоотношение щелочей (анализ 16).

Все европейские кварцевые кератофиры принадлежат складчатым горным областям, и поэтому, благодаря динамическим процессам и процессам выветривания, а также благодаря термальным процессам, они сильно изменены.

Кварцевые кератофиры в вестфальском девоне Германии ассоциируют с очень интересными туфовыми образованиями, так называемыми *леннепорфирами*. Они встречаются в виде разностей, богатых вкрапленниками, между Kirchhunden, Hofolpe, Benolpe, Silberg, Brachtshausen, Jagdschloss Röspe, Wingerhausen и Würdinghausen; бедные вкрапленниками — у Eichhagen, Gallenberg, Rüblinghausen, Lüttringhausen и у Ober-Albaum; без вкрапленников кварца — у Wipperfürth, Meinerzhagen, в горах Ebbe и у Pasel на Lenne. В Сосновых горах они образуют залежи в фукондных сланцах и также встречаются здесь с пластическими формами образований; известными месторождениями являются Alsenberg у Hof, Kautendorf и Neutauberlitz. В девоне они встречаются у Lastau в Muldetal, в Гарце между Elbingerode и Rübeland. Известны они кроме того из Ирландии, Уэльса и с острова Man.

[1] Кератофиры были установлены и названы C. W. v. Gümbel'ем в Сосновых горах; из них распространенные в Европе изучены впервые К. А. Лоссеном и детально изучены О. Мюгге на материале вестфальских леннепорфиров, впервые описанных Дешеном.

В районе Noyang, Omeo, Gippsland, Victoria кварцевые кератофиры встречены в форме жил в кварцево-слюдяном диорите и его сланцевой контактной зоне.

[Под именем кварцевых кератофиров (их называют также *кварцевыми альбитофирами*) описаны породы из Крыма, с центральных частей Кавказского хребта, из многих мест Урала, Казакстана, Туркестана, Алтая, Восточной Сибири, Охотска и пр., но совсем в другом смысле, чем следует применять этот термин по Розенбушу (см. ниже § 232)].

§ 224. Липариты и кварцевые порфиры во всей своей совокупности, как и все излившиеся породы, сопровождаются часто рыхлыми выбросами, которые в зависимости от размеров называются *пеплом*, *песком*, *лапилли* и *бомбами*. Бомбы представляют собою наиболее крупные продукты выбросов, часто с характерной грушеобразной и блинообразной формами; лапилли обладают меньшими размерами — величиной с лесной или грецкий орех и большею частью неправильной формы. Песок и пепел представляют продукты распыления магмы от более или менее крупных до тонких, неощутимых частиц и состоят из очень разнообразного вида — всегда впрочем остроугольных и частью округлых — частиц стекла, кристаллов и обломков кристаллов. При полете через атмосферу продукты выброса подвергаются механической обработке, так что отложения поблизости от места выброса состоят из более крупных частиц, с бо́льшим удельным весом и большей частью кристаллических, а в большем отдалении — из более мелких и большей частью стекловатых частей [как более легких]. Если рыхлые продукты выбросов отлагаются в воде, то они часто смешиваются с нормальными осадками и тогда нередко содержат и ископаемые остатки.

Пепел и песок липаритов, комендитов и пантеллеритов состоит главным образом из того же стекла, которое содержат сами породы, часто из образований, подобных пемзе, и из варьирующего количества осколков кварца, обломков полевых шпатов, единичных биотитовых пластинок, пироксеновых призмочек и т. д. Если они сцементированы каким-нибудь цементом (часто — кремнекислотой), то образуются *липаритовые*, *комендитовые* или *пантеллеритовые туфы*, в которых по их преобладающему составу опять можно выделить *пепловые* и *кристаллические туфы*. Сцементированные продукты выбросов, состоящие существенно из лапилли и бомб, образуют *агломератовые туфы*.

Кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры нигде не сопровождаются рыхлыми продуктами выбросов, а только сцементированными туфами. При легкой подверженности стекла атмосферным влияниям [можно напомнить о помутнении старых зеркал] и благодаря воздействию химических агентов эти туфы часто сильно изменены, и их первичный состав не может быть определен с достаточной уверенностью. В других случаях даже при сильном окременении (*силисифицированные* или *окремнелые туфы*) остается заметным первоначальное строение из тепловых частиц (Ölberg у Schriesheim в Оденвальде). Окремнение часто придает пепловым туфам вид чистых кремневых минералов; тогда по окраске они могут быть названы плазмами, полосатыми яшмами и т. д. Пермские *кварцевые порфиры* Германии сопровождаются во многих местах туфами, которые часто имеют яркую окраску, послойно меняющуюся, как, напр., в южном Оденвальде (район Schriesheim), в Шварцвальде, в Рудных горах у Rochlitz, в Тюрингенском Лесу и т. д. Измененные пепловые туфы красного

лежня белой, желтой, красной или коричневой окраски часто называются *глинистыми породами* (Tonstein).

§ 225. Разрушение липаритов под действием сероводорода и серной кислоты в фумаролах ведет к образованию *квасцовой породы*, представляющей собою то крупнозернистую и плотную, то сильно ячеистую и пористую смесь из кварца или опала с алунитом или лудвигитом, наряду с меняющимся, но ничтожным количеством серы, гипса, пирита, каолина, диаспора и т. д. Такие липаритовые и квасцовые породы известны из Bereghszasz, Muszay и т. д. — в Венгрии, из Democrat Hill, Rosita Mts. в Колорадо, а также из многих других областей. После выщелачивания сульфатов остается пористая кварцевая порода, в которой — как, например, в Колорадо — присутствует много диаспора.

Химический состав показывают анализы:

	1	2	3	4
SiO_2	75,39	65,94	69,67	76,22
Al_2O_3	13,65	12,95	13,72	19,45
Fe_2O_3	0,38	0,33	—	сл.
FeO	0,18	0,07	—	—
MnO	0,14	сл.	—	—
MgO	0,15	0,05	сл.	—
CaO	0,51	0,10	0,07	сл.
Na_2O	1,84	1,19	0,34	„
K_2O	6,81	2,32	2,44	„
H_2O	1,13	4,47	4,73	3,82
P_2O_5	сл.	—	—	0,13
SO_3	—	12,47	9,27	0,29
Σ	100,18	99,89	100,24	100,02
Уд. вес	2,560	—	—	—

1. Липарит — Silver Cliff, Колорадо — со следами TiO_2.
2. Кварцево-квасцовая порода — Democrat Hill, Rosita Hills, Колорадо — со следами BaO.
3. Кварцево-квасцовая порода — Mount Robinson, Rosita Hills, Колорадо.
4. Кварцево-диаспоровая порода — Mount Robinson, Rosita Hills, Колорадо — с 0,11 TiO_2.

Трахиты и другие излившиеся породы изменяются таким же образом.

[Явления силисификации вообще весьма сильно распространены в связи с эффузиями самого различного состава. В областях широкого развития порфировых пород яшмообразование представляет очень распространенное явление (Урал, Казакстан и т. д.). Измененные в контактах, почти сплошь силисифицированные породы называются иногда, по Гаюи, *фтанитами* (Phtanite). В Казакстане силисификация эффузивных (и интрузивных порфировых?) пород захватывает огромные области, где в связи с этим явлением наблюдаются и полезные ископаемые. При этом, несмотря на сплошное окварцевание породы, можно иногда различить — имеешь ли дело с туфами или с самой эффузивной породой, хотя такое различение вообще не всегда можно провести даже между неизмененными туфами и эффузиями. Интенсивные явления опализации и эффузивов и их туфов — также с полным сохранением структурных особенностей и тех и других — описаны из Закавказья (Гюмюр). Здесь эта силисификация сопровождается образованием серы. Явления силисификации известны также на Урале, в Кедабеке (Е. С. Федоров), где они опять-таки связаны с месторождениями полезных ископаемых, и т. д.]

§ 226. В тех местах, где кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры находятся в сильно складчатых и рассланцованных областях, они обнаруживают очень ясные признаки интенсивного давления. Ха-

рактерно, что вкрапленники не так легко подвергаются механическому разрушению, как составные части основной массы, очевидно потому, что по отношению к ним основная масса ведет себя подобно жидкому телу. При этом кварц обнаруживает оптическое напряжение, вызывающее в нем волнистое погасание и доводящее его до двуосности; затем без нарушения непрерывности минерал вытягивается в формы, подобные головастикам (так называемые кварцевые хвостики), и наконец в тоненькие полосочки, которые изгибаются вокруг полевых шпатов. Ортоклаз переходит в решетчатый микроклин и микроклин-микропертит, но дольше, чем кварц, противостоит механическим деформациям и часто дает впереди и сзади себя по направлению удлинения конусообразные пространства, которые выполняются новообразованиями кварца и полевого шпата. Биотит переходит в хлорит. Сферолитовые образования в плоскости рассланцевания деформируются в плоские таблички и превращаются в аллотриоморфно-зернистые кварцево-полевошпатовые аггрегаты (особенно кварцево-альбитовые). Точно так же и микрофельзит в конце концов изменяется в кварцево-полевошпатовый аггрегат. Полевой шпат основной массы при дальнейшем развитии процесса все более и более полно переходит в кварц и тонкочешуйчатый серицит, который в плоских и изгибающихся полосках и линзах придает всей породе сланцеватый облик. Эти формы называются *чешуйчатыми порфирами* (Flaserporphyr), *сланцеватыми порфирами* и *порфироидами*. В дальнейшей стадии весь полевой шпат переходит в кварц и серицит. Текстура делается все более и более тонколистоватой, сланцеватой, причем исчезают также вкрапленники ортоклаза, или в общей сланцеватой массе появляются кристаллы альбита. Пока вкрапленники заметны, говорят о *серицитовом порфи-*

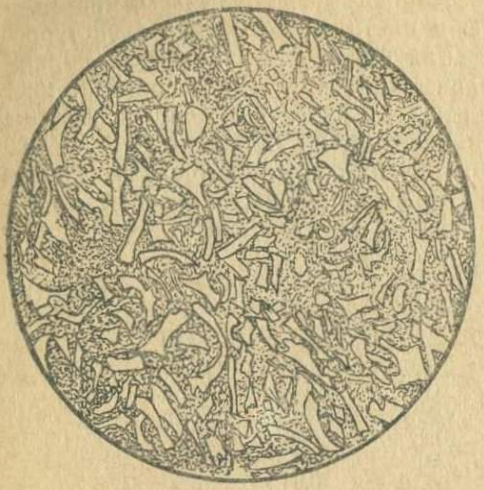


Рис. 59. Туфпорфироид. Steimel близ Schameder, Вестфалия. Произошел из пеплового туфа. Увелич. 30 : 1.

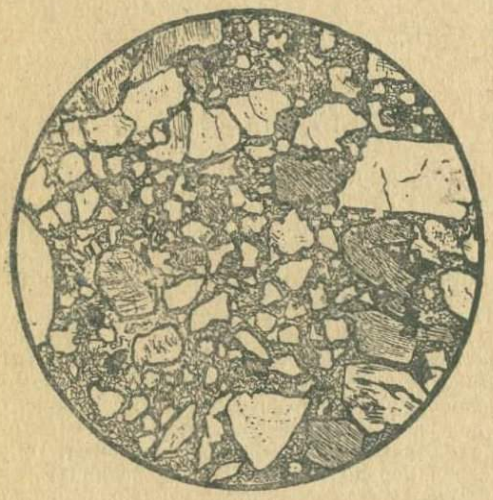


Рис. 60. Кристаллический туф кварцевого кератофира. Район Benolpe, Вестфалия. Увелич. 30 : 1.

ронде и *серицитовом гнейсе*. Если вкрапленники исчезают, говорят о *серицитовых сланцах*. При своей темной зеленовато-серой окраске последние могут выглядеть совсем как филлиты.

Эти процессы очень хорошо прослеживаются в кварцевом порфире из района Tal близ Eisenach, в порфирах из малого Windgälle, в кварцевых кератофирах из района Lenne в Вестфалии, в кембрийских кварцевых порфирах и кварцевых кератофирах Уэльса, в кварцевых порфирах South Mountains в Пенсильвании и в других местах. Если этот процесс захватывает шаровые порфиры, то шары спрессовываются, и порода делается похожей на давленый конгломерат. Большие шары изменяются так же, как и мелкие сферолиты (Уэльс). Порфироиды, связь которых с кварцевыми порфирами не совсем ясна или совсем не может быть прослежена геологически, известны в Гарце (район Treseburg), в Тюрингенском Лесу (Katzhütte, Langenbach), в Сосновых горах, в Арденнах, в районе озера Rainy (Канада) и в других складчатых областях.

Благодаря давлению туфы кварцевых порфиров и кварцевых кератофиров, напр. в районе Lenne, превращены совершенно аналогичным образом в сланцеватые породы с минералогическим составом, отвечающим порфироидам. Они могут называться *кластопорфироидами*, или *туфопорфироидами*. Отличить их от порфироидов, происшедших из плотных порфиров, часто бывает очень трудно. В некоторых случаях сохраняются формы пепловых частиц, благодаря которым и возможно правильное толкование пород (рис. 59 и 60).

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	77,19	75,7	74,99	77,08	77,31	84,17	83,32
TiO_2	—	сл.	0,56	0,26	—	—	—
Al_2O_3	11,65	13,5	11,77	11,50	10,31	9,76	8,38
Fe_2O_3	—	0,5	2,22	0,39	3,18	0,84	0,10
FeO	0,92	1,7	0,76	0,82	—	—	0,29
MnO	сл.	сл.	—	—	—	—	—
MgO	0,11	0,2	0,18	0,05	0,88	—	0,02
CaO	0,21	0,7	0,53	0,11	0,43	—	0,07
Na_2O	0,24	2,4	4,24	0,87	6,31	0,41	0,66
K_2O	9,16	5,3	4,49	7,97	0,89	3,71	5,75
H_2O	0,70	0,9 [1]	0,49	0,47	1,08 [1]	0,22 [1]	0,61
P_2O_5	0,14	сл.	0,09	0,05	—	—	0,06
CO_2	—	—	0,02	0,07	—	—	—
Σ	100,50	100,9	100,31	99,77	100,39	99,11	99,36
Уд. вес	2,649	2,64	2,709	2,56	—	—	2,626

1. Порфироид светлокрасный—Bärentiegel у Katzhütte, Schwarzatal, Тюрингия—с 0,18 FeS_2.
2. Порфироид — Häderbachtal у Sitzendorf, Тюрингия.
3. Порфироидовый серицитовый гнейс—Hellestein у Ruppertshain (с ортоклазом и альбитом).
4. Серицитовый гнейс, зернисто-чечевичный—округ Burg у Rambach, Taunus — с 0,13 SO_3.
5. Порфироид—Lindig, Тюрингия.
6. Порфироид—Katzmühle, Schwarzatal, Тюрингия.
7. Ортоклазо-кварцевый порфироид с линзами серицита—Brauneweg у Rübeland, Гарц—с 0,10 SO_3.

[1] Потеря при прокаливании.

Химический состав, как показывают анализы 1 — 5, таков же, как у кварцевых порфиров или кварцевых кератофиров. Анализы 6 и 7 указывают на туфы кварцевого порфира. Следует обратить внимание на отличающееся от такового же в филлитах и полевошпатовых филлитах низкое содержание воды (которое указывает на подчиненную роль серицита и на его фенгитовый характер), а также на низкий удельный вес, который этому соответствует.

Семейство трахитов и бескварцевых порфиров

Семейство трахитов и бескварцевых порфиров в широком смысле охватывает неовулканических (трахиты) и палеовулканических *(бескварцевые порфиры)* излившихся представителей сиенитовой магмы. Как сиениты, так и трахиты и бескварцевые порфиры [1] разделяются на два основных ряда, с некоторым количеством подразделений. Один ряд охватывает эффузивные эквиваленты известково-щелочных сиенитов, другой ряд содержит эффузивные эквиваленты щелочных сиенитов. К первым принадлежат трахиты в узком смысле и ортофиры, ко вторым — щелочные трахиты, кератофиры и ромбовые порфиры. Трахиты и бескварцевые порфиры находятся в таком же соотношении, как липариты и кварцевые порфиры.

§ 227. *Трахиты (в узком смысле) представляют собою неовулканические излившиеся породы, * которые в плотной основной массе от светло до темносерого, желтоватого, также красноватого до красного цвета, и большей частью шероховатой на-ощупь, содержат вкрапленники щелочных и известково-натровых полевых шпатов и наряду с ними немного фенокристов биотита, коричневой роговой обманки или пироксена — то вместе, то отдельно. Ортофиры отличаются от трахитов только более древним возрастом* и происходящей отсюда меньшей свежестью составных частей, т. е. более частой красной до коричневой окраской и меньшей пористостью основной массы, мутным видом полевых шпатов и высокой степенью изменения цветных составных частей. Свежие ортофиры не отличимы от трахита. Как постоянные примеси встречаются апатит, железные руды и циркон. Часто встречающаяся второстепенная примесь — титанит.

Вкрапленники щелочных полевых шпатов — обычно санидин, реже микроклин и анортоклаз. *Санидин* — то в форме табличек по М и почти всегда образует в таком случае карлсбадские двойники, то вытянут по Р/М и тогда с одинаково развитыми гранями Р и М. Наряду со спайностью по этим плоскостям распространена отдельность по первому пинакоиду. Нередки прорастания с известково-натровым полевым шпатом; микропертитовые прорастания с альбитом не так редки, особенно в породах переходных к щелочным трахитам, кератофирам и ромбовым порфирам. Санидин является самым последним из вкрапленников, если не считать случайного кварца, встречающегося в редких, переходных к липаритам, формах.

---

[1] Название «трахит» дано Гаюи и относится к породам, имеющим в свежем состоянии тонкопористое строение и обусловленную этим шероховатую поверхность. Синонимами для бескварцевых порфиров являются «бескварцевые ортоклазовые порфиры» (Рост) и порфирит (Науман). Науман различает порфиры и порфириты по присутствию или отсутствию кварца среди вкрапленников, Г. Розе — по преобладанию щелочных или известково-натровых полевых шпатов. Определение Розе получило право гражданства. В прежнее время название «трахит» имело более широкое значение и захватывало частично липариты и андезиты.

* [См. примечание к заголовку этого отдела на стр. 306.]

В бескварцевых порфирах санидин имеет большей частью — но ни в коем случае не всегда — стекловатый габитус и обладает ортоклазовым обликом при часто красном цвете.

Анализ 1 дает состав санидина, однако он часто значительно богаче Na_2O — так называемый натранортоклаз. Для сравнения даны анализы 2 и 3 — *анортоклаза*. Вкрапленники известково-натровых полевых шпатов принадлежат преимущественно *лабрадору* и *андезину*; они значительно реже имеют стекловатый габитус и уже в трахитах часто бывают мутными и беловатыми тусклыми. Плагиоклаз основной массы богаче альбитом, чем во вкрапленниках, и принадлежит преимущественно андезину и олигоклазу. Характерно для него двойникование по альбитовому закону; наряду с этим нередки и карлсбадские двойники. В некоторых богатых пироксенами представителях семейства трахитов *битовнит* (анализ 5) встречается во вкрапленниках также в резко идиоморфных кристаллах; тогда обычно санидин сильно корродирован до округлых зерен. Вкрапленники полевых шпатов достигают размеров 2 *см* и больше, оставаясь однако большей частью значительно более мелкими. *Биотит* образует гексагональные таблички черно-коричневого цвета и является наиболее распространенной и наиболее рано выделившейся цветной составной частью; он подвергается часто магматической ресорбции * и из-

* [Явление это не может быть названо ресорбцией, так как это вовсе не поглощение (resorbere значит проглатывать, поглощать), т. е. растворение того или иного вида, а распад сложных молекул биотита на более простые и потому более устойчивые молекулы авгита и магнетита с частичным растворением щелочей (K_2O) биотита. О растворении и ресорбции нельзя говорить потому, что при такой *диссоциации* иногда в совершенстве сохраняются формы биотитовых кристаллов. Необходимо также указать, что авгит часто не заметен при самых сильных увеличениях, и в таких случаях (т. е. в большинстве случаев) вещество, выполняющее биотитовые формы, совершенно непрозрачно, вследствие чего эта диссоциация называется чаще *опацитизацией* (opacus — по-латыни затененный, темный, непрозрачный). Впервые на нее обратил внимание, как кажется, Циркель. При такой опацитизации иногда сплошь все разрезы минерала в шлифе — это, впрочем, встречается только у роговой обманки — совершенно непрозрачны по всей площади каждого разреза. Если таких разрезов много, то можно утверждать, что *минерал* (а не только наблюдаемые в шлифе разрезы) опацитизирован, разложен, полностью. Чаще наблюдается, что часть разрезов опацитизирована полностью, гораздо же бо́льшая часть подверглась диссоциации только в краях. В таком случае без специальных исследований отделенных из породы *зерен* мы можем только утверждать, — наблюдения ведь ведутся над шлифами, т. е. разрезами, — что минерал опацитизирован вероятнее всего только в краях. По легкости опацитизации минералы можно расположить в такой ряд: обыкновенная зеленая роговая обманка, бурая роговая обманка, затем биотит (каково место базальтической роговой обманки, за отсутствием наблюдений, сказать не могу); далее идут оливин, гиперстен, и труднее всего опацитизируется моноклинный пироксен (случай описан Лагорио для андезитов Кавказского хребта). Если принять во внимание указанный ряд, то увидим, что минералы здесь располагаются, во-первых, приблизительно по степени их температурности, во-вторых — по сложности состава, в третьих — по содержанию железа в последнем. Так сказать, интерферируя, эти свойства и обусловливают ту или иную легкость диссоциации. Влияние сложности молекулы особенно бросается в глаза: два минерала очень подобного состава — роговая обманка и авгит — стоят в противоположных концах ряда. В таком случае явление в известной мере уподобляется диссоциации в органических соединениях: чем последние сложнее, тем менее устойчивы они при высоких температурах. При излиянии на земную поверхность лавы иногда раскаляются, т. е. окисляются (частично сгорают) при соприкосновении с кислородом воздуха, и отсюда становится понятным, почему опацитизация наблюдается только в городах, излившихся на поверхность или внедрившихся в части земной коры, куда доступ воздуха был свободен. Отсюда же понятно, почему я настаиваю на геологической важности явлений опацитизации (ср. примечание в самом начале этого отдела, а также см. В. Н. Лодочников. Главнейшие породообразующие минералы, §§ 221, 333, 343 — примечание, 349, 350 — примечание — и 354). Мне известен только один случай из всей мировой литературы, когда опацитизация наблюдалась в породе, не могущей быть эффузией, но и он требует поверки. Сославшись на свою книжку, обращу еще раз внимание, что, если наблюдаются в породе явления опацитизации, порода почти наверное эффузия, но если их нет, то это ни в коем случае не значит, что порода не эффузия.]

меняется тогда в смесь кристаллов авгита и магнетита, и такие измененные биотиты заметны уже невооруженным глазом в виде шестигранных, округлых или эллиптических темных пятен. В измененных трахитах и в бескварцевых порфирах биотит очень часто превращен в хлорит. Редко бархатно-черная, очень блестящая *роговая обманка*, в проходящем свете коричневая, образует длинные призмы, часто сдвойникованные по первому пинакоиду. Она претерпевает ту же опацитизацию, что и биотит. В бескварцевых порфирах она часто делается зеленоватой и теряет в блеске; она также превращается в хлорит. *Пироксен*, который встречается то вместе с биотитом или роговой обманкой, то отдельно, представляет собой зеленый *диопсид* в виде коротких призматических кристаллов с восьмиугольным поперечным сечением, в котором господствуют пинакоиды; в бескварцевых порфирах на его месте большей частью встречается хлорит. Он нигде не подвергается опацитизации, * как биотит и роговая обманка. Наряду с биотитом и диопсидом в трахитах с основным плагиоклазом почти постоянно присутствует *гиперстен* (анализ 6) или *бронзит* в виде желтовато-коричневых сжатых призм. Единственной цветной составной частью является зеленый авгит, который чаще встречается в виде второй генерации, т. е. как составная часть основной массы.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	64,20	63,41	64,81	55,04	48,72	47,09	36,56
TiO_2	—	—	—	—	—	2,38	4,12
Al_2O_3	19,18	20,32	20,65	28,09	28,02	4,17	13,84
Fe_2O_3	0,10	3,27	0,95		3,04	5,21	14,85
FeO	0,06	—	—	—	—	25,13	5,77
MnO	—	—	—	—	—	сл.	—
MgO	0,09	0,30	0,09	—	1,88	14,24	11,84
CaO	0,71	2,76	2,01	10,65	12,44	2,20	0,14
Na_2O	3,07	7,42	7,13	5,61	3,86	—	1,18
K_2O	13,04	2,53	3,84	1,26	1,04	—	8,83
H_2O	0,34[1]	—	—	0,50[1]	1,00	—	3,17
Σ	100,79	100,01	99,48	101,15	101,00	105,06	100,30
Уд. вес	2,564	2,602—2,61	2,575—2,593	2,682	2,095	3,497	—

1. Санидин из трахита — Monte Amiata.
2. Анортоклаз из авгитового трахита (щелочной трахит) — Monte Ghibele, Pantelleria.
3. Анортоклаз из авгитового трахита — Porto Scauri, Pantelleria.
4. Лабрадор из трахита — Monte Amiata — со следами Li_2O.
5. Битовнит из трахита — Monte Amiata — со следами Li_2O.
6. Гиперстен из трахита — Monte Amiata — с 0,64 в НКО растворимых земель; немного загрязнен магнетитом.
7. Биотит из санидинового трахита — Repistye, Венгрия.

[1] Потеря при прокаливании.

Основная масса представляет собою большей частью полнокристаллический аггрегат, который состоит существенно из узких санидиновых табличек и призм, расположенных весьма часто флюктуационно, реже образующих смесь из изометрических индивидуумов этого же полевого шпата. Аморфный стекловатый базис

* [На основании сказанного в предыдущем примечании я всюду в дальнейшем, как и здесь, вместо стоявшего в тексте термина ресорбция ставлю «опацитизация». Последний термин совершенно точен, ибо выражает явление так, как оно есть (частичное или полное превращение минерала в непрозрачное вещество), ничего не утверждая относительно того, по каким причинам оно произошло. Как указывалось в предыдущем примечании, весьма редко происходит и опацитизация авгита и диопсида. Так как в этих случаях всегда выделяется магнетит, то следует предполагать, что такие опацитизирующиеся моноироксены содержат достаточно окислов железа (геденбергитовую молекулу — диопсид, то же и Fe_2O_3 — авгит). Если при диссоциации наряду с магнетитом появляется снова тот же моноироксен (быть может иногда и форстерит), то последний, очевидно, должен быть иного состава (беднее железом — см. предыдущее примечание).]

	1	2	3	4	1 а	2 а	5	6	7	8	9	10
SiO_2	65,58	65,53	65,32	64,76	73,57	70,21	59,40	58,43	61,24	60,97	59,94	57,55
TiO_2	0,58	0,46	0,40	0,42	—	0,21	1,00	1,11	0,82	1,65	0,41	1,58
Al_2O_3	15,79	16,89	15,34	16,48	13,80	14,02	19,06	18,58	13,95	15,39	15,98	13,67
Fe_2O_3	0,94	1,00	1,22	0,74	0	1,48	1,87	3,00	3,81	3,29	2,42	12,86
FeO	2,44	2,38	2,18	2,74	1,54	0,48	3,42	1,22	1,45	1,19	4,13	1,17
MnO	сл.	сл.	сл.	сл.	—	сл.	—	0,09	0,14	0,36	—	—
MgO	1,47	1,17	1,51	1,74	0,26	0,56	2,05	0,13	4,23	3,39	1,72	0,52
CaO	3,08	3,24	2,99	3,24	0,99	1,74	4,09	3,50	3,69	5,04	3,36	1,20
Na_2O	2,58	2,71	2,75	2,67	3,09	2,16	2,58	4,78	5,13	5,25	6,19	2,09
K_2O	5,67	4,59	5,70	5,49	5,74	6,20	5,29	5,82	4,53	2,88	2,79	7,77
H_2O^+	1,16	1,98	1,97	1,62	1,08 [1]	2,98 [1]	0,64	0,94	0,38	0,60	2,71	1,45
H^2O^-	—	—	—	—	—	—	0,91	1,63	—	—	—	—
P_2O_5	сл.	сл.	—	сл.	сл.	0,20	0,29	0,13	0,01	0,11	0,10	0,15
Σ	100,21	100,85	100,03	100,32	100,07	110,65	100,61	99,97	99,96	100,52	99,86	100,63
Уд. вес	2,527	2,540	2,552	2,562	0,346	2,400	—	—	—	—	—	2,74—2,76

1. Слюдистый гиперстеновый трахит (с шарами стекла)—мельница ниже Vivo, Monte Amiata, Тоскана — с 0,73 редких земель, 0,19 SO_3, следами Li_2O_1Cl.

2. Слюдистый гиперстеновый трахит (черный, витрофировый) — Pian Castagnaio, там же — с 0,61 редких земель, 0,20 SO_3, 0,09 Cl, следами Li_2O.

3. Слюдистый гиперстеновый трахит (из центра массива) — выше Casa Tasso, там же—с 0,57 редких земель, 0,03 SO_3, 0,05 Cl, следами Li_2O.

4. Слюдистый гиперстеновый трахит (невадитовый) — главная порода Monte Amiata — с 0,33 редких земель, 0,08 SO_3, 0,01 Cl, следами Li_2O.

1 а. Шары стекла из 1.

2 а. Стекловатый базис из 2—с 0,36 редких земель.

5. Биотитовый трахит, немного гиперстена и авгита — La Cava у Viterbo, Италия.

6. Авгитовый трахит—Molino у Cugliere, Monte Ferru, Сардиния — с 0,24 Z_2O_3, 0,11 SO_3, 0,14 BaO, 0,06 SrO.

7. Бескварцевый порфир—Luossavaara, шведская Лапландия — с 0,05 BaO, 0,02 S, 0,51 CO_2.

8. Бескварцевый порфир—Kiirunavaara, там же.

9. Бескварцевый порфир—Burgkemnitz у Bitterfeld—с 0,11 SO_3.

10. Бескварцевый порфир — Röthelgehäu у Tabarz, Тюрингия. Пласты (Lager) в нижнем красном лежне—с 0,62CO_2.

[1] Потеря при прокаливании.

часто представлен в меняющихся количествах; увеличение его количества ведет к гиалотрахитам. В ортофирах аморфный стекловатый базис не наблюдается; он легко изменяется в кристаллический аггрегат. Характерно отсутствие микрофельзитовых образований; только в типах пород, стоящих на границе с липаритами и кварцевыми порфирами, встречаются их следы, и тогда в породе наблюдается немного кварца. Небольшое содержание кварца в основной массе встречается не так редко, если основная масса имеет полнокристаллическое развитие. В таких случаях не всегда возможно установить, является ли он первичным или вторично образованным благодаря изменению породы.

Сравнивая анализы 1 — 6 трахитов (в узком смысле) на стр. 335 с анализами известково-щелочных сиенитов в § 91, можно заметить, что первые относятся ко вторым так же, как липариты к известково-щелочным гранитам, т. е. трахиты несколько богаче SiO_2 и щелочами и беднее окислами двухвалентных металлов, чем соответствующие глубинные породы. Минералогически это проявляется в меньшем содержании цветных составных частей и известково-натровых полевых шпатов. Ни в одном анализе однако молекулярное количество щелочей не достигает такового же у глинозема; атомная группа C всегда представлена. Отношение содержания щелочей друг к другу колеблется, однако в большем количестве случаев процентное содержание K_2O выше. Химический характер ортофиров вполне подобен таковому же неовулканических трахитов; также не отличается и минералогический состав, если только он не является более измененным благодаря более древнему возрасту ортофиров.

Очень поучительно для химических соотношений и для доказательства данных § 42 сравнение отношения между анализом всей породы в целом и составом ее основной массы, т. е. сравнение анализов 1 и 1a, 2 и 2a. Следует обратить внимание на удельный вес этих анализов.

§ 228. *Структура* трахитов и ортофиров всегда порфировая, часто с незначительным содержанием вкрапленников, преимущественно полнокристаллическая, нередко гипокристаллическая, редко витрофировая, никогда фельзитовая. По ясно выраженной форме лейст или более изометрических образований полевых шпатов основной массы различают — при полнокристаллическом строении — *трахитовые* и *ортофировые структуры*. Флюктуационные формы сильно распространены и выражаются в субпараллельном расположении полевошпатовых микролитов основной массы при полнокристаллических и в распределении в виде полос пигмента и рудных частиц при гипокристаллической и витрофировой структурах; флюктуация также обнаруживается в параллельном расположении вкрапленников во всех типах. Сферолитовые текстуры почти совсем отсутствуют; иногда все же встречаются сферолиты полевых шпатов. Отдельность обычно плитчатая, в основных массах богатых стеклом — перлитовая.

По господствующей цветной составной части можно разделить трахиты и ортофиры, так же как и соответствующие сиениты, на *слюдяные трахиты*, *роговообманковые трахиты* и *пироксеновые трахиты*, соответственно и ортофиры. Такое разделение, так же как и у липаритов, имеет небольшое значение, так как общее количество цветных минералов не велико и часто они встречаются по нескольку вместе. Наиболее распространенными являются слюдяные трахиты и *слюдяные ортофиры*.

§ 229. Подобно тому как сиениты являются редкими породами по отношению к гранитам и диоритам, точно так же редки трахиты и

ортофиры по сравнению с липаритами и кварцевыми порфирами, а также дацитами и андезитами. И подобно тому как известково-щелочные сиениты, граниты и диориты встречаются вместе в одних и тех же эруптивных областях, точно так же трахиты ассоциируют с липаритами и андезитами, а ортофиры — с кварцевыми порфирами и порфиритами. В Германии полностью отсутствуют как липариты, так и трахиты. Наиболее значительное месторождение трахитов — это Gleichenberg в восточной Штирии. Здесь находятся породы с вкрапленниками биотита, диопсида (иногда с ядрами гиперстена), с небольшим количеством акцессорного оливина, затем лабрадора и санидина в бедной стеклом флюктуационной основной массе, состоящей из санидина, небольшого количества андезина в виде лейст, диопсида и магнетита. Эти трахиты сопровождаются андезитами. В многочисленных эруптивных областях южной границы Карпат известны трахиты в сопровождении липаритов и андезитов, иногда с акцессорным гранатом. В такой же ассоциации встречаем мы их в Эвганеях и в Tolfa в Италии, в сопровождении только липаритов — в окрестностях Пятигорска на Северном Кавказе. * Острова Skye, Аргентина, Гватемала, Колорадо дают такие же примеры. Своеобразную группу образуют *биотито-гиперстеновые трахиты* (Вашингтон называет их *тосканитами*), которые слагают мощные Monte Amiata у Сиены в Тоскане (анализы 1 — 4) и встречаются в области Bracciano и Cervetri. Они содержат в серой до черновато-серой, редко коричневатой, богатой стеклом основной массе многочисленные и часто крупные вкрапленники биотита, гиперстена, диопсида, много лабрадора и санидин. Основная масса то чисто стекловатая, то более или менее пропитана микролитами диопсида, также биотита и санидина; гиперстен нигде не встречается в более молодой генерации. Чистые *гиперстеновые трахиты* без биотита и диопсида известны из Popocatepetl (вулкан в Андах).

Ортофиры, вследствие значительного изменения их цветных составных частей, имеют большей частью красную или коричневую окраску; зернистая структура и вместе с этим шероховатость на-ощупь у них отсутствуют.** Их полевые шпаты имеют мутный габитус ортоклаза, а зеленые пятна, состоящие из смеси хлорита, эпидота и карбоната, указывают на прежде существовавшие цветные составные части. Ортофиры образуют залежи и потоки в пермских слоях в Тюрингии у Crock, на Большом Тафельберге, в районе Tabarz (анализ 10) и т. д. и в области Saar-Nahe в сопровождении кварцевых порфиров и порфиритов; встречаются также в карбоне у Bouziges в департаменте Гар, у Autun в Морване,

---

* [Минераловодские трахиты, как и липариты, должны быть отнесены не сюда, а в щелочные породы.]

** [Шероховатость на-ощупь кайнотипных, т. е. не измененных, пород является важным их признаком. Она обусловлена наличием пор, которые в измененных породах всегда почти выполняются продуктами изменения, а также и кристалличностью основной массы (стекло имеет ровный или раковинчатый излом), состоящей из лейсточек, т. е. коротких иголочек полевых шпатов, ощущаемых пальцами в виде шероховатости на свежих изломах. Еще раз отмечу, что лучше говорить об изменении, а не выветривании: первое выражение не утверждает ничего определенного, второе очень часто — при своей определенности — неверно. Напр., большинство венгерских липаритов имеет, по Вендлю, вид сильно измененных пород, но они — третичного возраста, и изменения обусловлены поствулканическими процессами; пропилиты (см. ниже) — также третичные породы и тем не менее выглядят подобно порфирам и порфиритам, и т. д.]

в верфенских слоях у Virpazar в Черногории, в шведской Лапландии (анализы 7 и 8).

§ 230. В соответствии с большим разнообразием и широким распространением щелочных сиенитов и их эффузивные аналоги, которые мы собирательно называем *щелочными трахитами*, также дают большое количество типов; они повторяют все химические и минералогические взаимоотношения щелочных сиенитов. Некоторые щелочные трахиты известны только среди неовулканического ряда излившихся пород, другие — из более древних геологических времен. Они часто содержат случайные примеси, характерные для фойяитовых пород.

Арфведсонитовые (рибекитовые, катафоритовые) трахиты представляют собою белые, голубовато-белые до лавандово-синих, а также серые породы, которые в плотной основной массе содержат мелкие вкрапленники щелочных полевых шпатов (анортоклаза, санидина, альбита) и редкие фенокристы щелочных амфиболов. Основная масса существенно состоит из флюидально расположенных лейст санидина, который пойкилитово прорастают неправильно ограниченные участки амфибола; частично присутствуют также ничтожные количества кварцевого цемента или стекла. Эгирин, коссирит и биотит являются случайными примесями; циркон, апатит и магнетит — постоянные примеси.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2 . . .	67,05	65,90	65,55	64,58	64,54	63,61	63,45
TiO_2 . . .	0,10	0,25	0,68	0,13	0,90	—	0,44
Al_2O_3 . . .	15,43	16,74	16,81	17,52	11,49	16,34	15,87
Fe_2O_3 . . .	3,25	1,72	2,26	2,56	5,14	4,30	1,81
FeO . . .	1,25	1,99	1,11	0,96	2,99	2,08	0,77
MnO . .	—	0,06	—	0,08	0,13	сл.	—
MgO . . .	0,16	0,06	0,41	0,22	0,89	0,37	0,72
CaO . . .	1,06	0,09	2,07	0,39	0,64	1,42	4,08
Na_2O . . .	6,12	6,35	6,58	6,41	5,46	6,21	6,84
K_2O . . .	5,32	5,77	4,18	6,23	4,66	5,54	4,31
H_2O^+ . . .	0,56	0,43	—	0,30	1,11	0,77 [1]	1,08
H_2O^- . . .	—	0,27	—	0,11	2,12	—	—
P_2O_5 . . .	0,04	—	0,07	сл.	0,16	—	1,16
Σ	100,34	100,09	99,72	99,97	100,48	100,82	100,53
Уд. вес . .	—	—	—	2,62	—	—	—

	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2 . . .	62,78	62,19	61,88	61,62	60,33	59,79	58,89
TiO_2 . . .	0,18	0,37	0,69	0,87	0,43	0,56	0,58
Al_2O_3 . . .	18,92	17,43	18,06	18,11	18,27	19,05	17,61
Fe_2O_3 . . .	1,66	1,65	2,19	2,36	2,84	2,95	2,44
FeO . . .	0,97	2,64	1,38	1,28	1,29	1,08	3,47
MnO . . .	0,31	0,32	—	—	—	—	—
MgO . . .	0,92	0,40	0,61	0,56	0,38	0,36	0,65
CaO . . .	0,68	0,86	1,15	1,44	1,15	1,19	2,11
Na_2O . . .	7,03	8,28	6,89	5,77	7,15	6,79	4,57
K_2O . . .	5,16	5,03	6,72	7,60	7,30	7,10	7,86
H_2O^+ . . .	0,91	0,39	0,37	0,78	0,56	0,24	1,80
H_2O^- . . .	0,21	0,14	—	—	—	—	—
P_2O_5 . . .	—	0,14	0,07	0,13	0,04	0,10	0,11
Σ	99,97	99,93	100,52	100,67	100,17	99,74	100,09
Уд. вес . .	—	—	—	—	—	—	2,640

	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2 . . .	58,60	56,52	55,56	66,20	61,67	61,18	60,02
TiO_2 . . .	0,44	0,41	0,15	0,06	0,34	0,41	0,60
Al_2O_3 . . .	19,69	21,12	21,68	17,76	17,47	17,04	16,12
Fe_2O_3 . .	2,94	1,26	2,02	1,32	1,37	6,57	7,58
FeO . . .	0,10	1,13	—	—	3,92	1,75	0,03
MnO . . .	0,17	—	0,73	—	сл.	—	0,08
MgO . . .	0,39	0,38	0,25	0,08	2,13	1,27	0,90
CaO . . .	1,74	1,75	0,45	0,25	0,18	0,24	1,08
Na_2O . . .	8,21	7,80	10,47	3,00	8,52	5,00	5,07
K_2O . . .	6,66	6,68	4,73	10,54	3,38	4,84	6,24
H_2O^+ . .	0,60	2,35	2,70	0,68	0,45	1,15	2,23
H_2O^- . . .	—	0,20	0,45	—	—	0,48	—
P_2O_5 . . .	0,09	—	0,03	—	0,06	0,10	0,07
Σ	99,99	100,16	99,56	99,97	99,54	100,23	100,20
Уд. вес . .	—	—	—	2,580	2,611	2,66	—

1. Трахит (с катофоритом и коссиритом) — остров Ascension, южная часть Атлантического океана — с небольшим количеством кварца.
2. Арфведсонитовый трахит — Timor Rock, Warrumbungle Mts., Новый Южный Уэльс — с 0,29 ZrO_2, 0,01 NiO, 0,16 SO_3.
3. Роговообманковый домит — Puy de Dôme, Овернь, Франция.
4. Эгирино-арфведсонитовый трахит — Mt. Beerwah, Glass House Mts., Квинсленд — с 0,21 ZrO_2, 0,03 NiO, 0,08 Cl, 0,08 SO_3, 0,08 CO_2, следами BaO.
5. Коссирито-эгириновый трахит (пантеллеритовый) — Costa Zeneti, Пантеллерия — с 0,08 ZrO_2, 0,17 SO_3.
6. Эгириновый трахит — Kühlsbrunnen, Sibengebirge — с 0,18 Cl.
7. Эгириновый трахит (с нефелином) — Hülsberg, Westerwald.
8. Трахит из Дахсбуша (Dachsbuschtrachyt) — Dachsbusch, Лаахерское озеро — с 0,11 SO_3, 0,06 CO_2.
9. Трахитовый обсидиан — Puuwaaraa, Гаваи — с 0,04 ZrO_2, 0,03 BaO, 0,02 CO_2, следами Li_2O, Cr_2O_3.
10. Трахит типа Понца (с эгирин-авгитом) — Magecosso, остров Иския — с 0,08 ZrO_2, 0,08 BaO, 0,30 Cl, 0,05 SO_3.
11. Трахитовый обсидиан — Monte Rotaro, Иския — с 0,15 Cl.
12. Трахит (с содалитом и эгирин-авгитом) — Monte Nuovo, Флегрейские поля возле Неаполя — с 0,43 Cl.
13. Трахит (с содалитом) — Monte di Cuma, Флегрейские поля — с 0,53 Cl.
14. Трахит (типа Понца с незначительным количеством оливина) — Lussambo, область озера Kiwu, восточная Африка — со следами SO_3.
15. Светлый лаахерский трахит (с гаюином) — из туфов Лаахерского озера — с 0,05 Cl, 0,30 SO_3, 0,01 CO_2, следами F.
16. Серый лаахерский трахит (с гаюином и нозеаном) — Лаахерское озеро — с 0,14 Cl, 0,40 SO_3, 0,02 Cl.
17. Белая пемза (вероятно лаахерского трахита) — станция Plaidt — с 0,26 Cl, 0,08 SO_3.
18. Кератофир — Hamburgs Dickung у Rübeland, Гарц — с 0,03 CO_2, 0,05 CH_4.
19. Кератофир — Garkenholz у Hüttenrode, Гарц — с 0,05 CO_2.
20. Кератофир (ланпорфир) с эгирином и рибекитом — Rupbachtal, Нассау — с 0,05 SO_3, 0,15 CO_2.
21. Кератофир (с эгирином и рибекитом) — Bärenrücken, Гарц — с 0,08 CO_2, 0,06 SO, 0,04 органического вещества.

[1] Потеря при прокаливании.

В Германии арфведсонитовые (рибекитовые) трахиты встречаются в Hohenberg у Borkum против Siebengebirge, во Франции представлены жилой около Bourboul на Mont-Dôre. В больших потоках они

найдены с акцессорным эгирином в Glass House Mountains и Warrumbungle Mountains (анализы 2 и 4) в Квинсленде (Австралия), затем в Абиссинии, а также у вулкана Ngorongoro и в других местах восточной Африки.

§ 231. *Эгириновые трахиты* благодаря переходам тесно связаны с арфведсонитовыми трахитами, с которыми они и вообще близки. Это излившиеся породы зеленого цвета с вкрапленниками щелочного полевого шпата и иголочками эгирина в основной массе, существенно состоящей из лейст щелочного полевого шпата и микролитов эгирина. Щелочные амфиболы и содалитовые минералы являются случайными примесями. В Германии к эгириновым трахитам относятся породы из Kühlsbrunnen в Siebengebirge (анализ 6), в которых содалит — так же как, впрочем, и в трахитах и фонолитах — выщелачивается с оставлением в породе округлых пустот. Эгириновые трахиты встречаются также, большей частью в виде жил, в окрестностях Grossprießen в Средне-богемских горах и в Velay. Они широко распространены в африканских областях фойяитовых пород, как, напр., на островах S. Thomé у берегов Гвинеи, около озера Baringo в восточной Африке, в Абиссинии, в земле Afar и на Мадагаскаре. Австралийские месторождения представлены Mount Jellore в районе Mittagong (Новый Южный Уэльс) и в Glass House Mountains в Квинсленде.

Вследствие сильного обогащения основной массы цветными составными частями (катофорит, арфведсонит, эгирин и эгирин-авгит) образуются породы, которые могут быть названы *пантеллеритовыми трахитами*. Примеры таких пород доставляют остров Pantelleria (анализ 5) и особенно много острова Азорские и Канарские, область Meru в восточной Африке и окрестности Dunedin в Новой Зеландии.

[Встречающиеся в минераловодских лакколитах наряду с липаритами переходные к трахитам и типичные трахитовые породы относятся, как уже отмечалось, к щелочному ряду — как по отсутствию в них плагиоклазов (за исключением горы Бык), так и по присутствию щелочных амфиболов и пироксенов (А. П. Герасимов). Расположенный в окрестностях криптолакколита горы Лысой небольшой выход представлен оригинальным гибридизированным лампрофировым трахитом, вовсе не содержащим в числе вкрапленников полевых шпатов (Лодочников). Весьма разнообразные породы всех минераловодских интрузий изобилуют разнообразными включениями прорванных на глубине пород, частью, весьма вероятно, докембрийских. Впервые эти породы подробно были описаны Верой М. Дервиз.]

§ 232. Палеовулканическими эквивалентами арфведсонитовых, рибекитовых и эгириновых трахитов являются кератофиры. Что они относятся к сильно щелочным породам, позволяют различить содержащиеся в свежих их месторождениях (частично на Гарце, в районе Lahn и т. д.) щелочные амфиболы и пироксены, встречающиеся — как это имеет место и в соответственных трахитах — только в виде очень мелких вкрапленников или преимущественно в основной массе; на то же самое указывает и их химический состав (анализы 18 — 21 на стр. 339). Большинство кератофиров более или менее сильно изменено; их цветная составная часть превращена в окислы железа, и анализы дают неполную картину первичного состава. Многое из того, что описывалось в литературе за кератофиры, относится к богатым натром бескварцевым порфирам, так как прежде за решающий признак кератофиров принимали иногда только сильное господство натрия над калием, именно этим противополагая кератофиры бескварцевым порфирам. К кератофирам в понимании, изложенном здесь, относятся также очень богатые калием излившиеся породы.

Кератофиры в плотной до тонкозернистой, серой до окрашенной в зеленый цвет, при значительном изменении буреющей основной массе имеют обычно в числе бесцветных фенокристов только более или менее изометрические щелочные полевые шпаты, представленные анортоклазом, альбитом, микропертитом или также ортоклазом. Из цветных составных частей встречаются арфведсонит, рибекит, эгирин и его переходы в диопсид, а также биотит. Основная масса — то полнокристаллическая и состоит существенно из щелочных полевых шпатов изометрических или в форме длинных лейст (рис. 61), иногда с небольшим количеством кварца, то гипокристаллическая вследствие незначительного количества редко неизмененного стекловатого базиса. Титансодержащие железные руды, апатит и циркон являются скудными постоянными примесями.

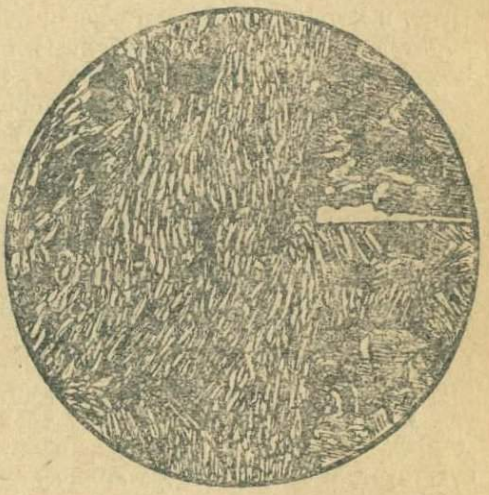


Рис. 61. Ланпорфир. Бумажная фабрика у Weilburg, Нассау, Увелич. 30 : 1. Николи +.

[Таким образом кератофиры и кварцевые кератофиры — в смысле Розенбуша — представляют собою непременно *щелочные* породы. Нередко термину кератофир придают совершенно иной, указанный Розенбушем в тексте, смысл, аналогизируя их с альбитофирами, что, как видим, по Розенбушу неправильно. Нередко также альбитофирами называют альбитизированные ортофиры и даже альбитизированные порфириты. Если считать, что делом петролога является не только простое описание видимого, но и непременно учет того, что представляет собою изучаемый объект — породу, более или менее сохранившую свои свойства после отвердевания, или породу, уже тем или иным способом измененную, — то мы должны непременно отличать альбитофиры и от ортофиров или бескварцевых порфиров и от порфиритов, в которых — и в тех и в других — теперешние альбиты являются уже постериорными полевыми шпатами, заместившими прежде бывшие более основные — и иногда гораздо более основные — плагиоклазы. Выше уже указывалось (см. четвертый абзац § 212, примечание), что плагиоклазы часто альбитизируются, что такие вторичные альбиты часто мутны от пелитовых, глинистых, продуктов и изобилуют включениями светлой слюды, и конечно, если в порфировой породе находятся именно такие альбиты, пусть самые чистые (№ 0), то ее ни в коем случае нельзя просто называть альбитофиром или тем более альбитовым порфиритом. Последний термин, имея в виду наши физико-химические сведения, заключает в себе contradictio in adjecto. В самом деле, если, как мы это знаем чисто эмпирически и как это хорошо объясняется диаграммой плавкости плагиоклазов, последние в фенокристах порфировых пород *должны быть основнее*, чем плагиоклазы соответствующих зернистых пород, то каким образом может случиться, что в порфирите — породе достаточно богатой известью — фенокристы плагиоклазов являются чистыми или почти чистыми альбитами? Называя породу альбитовым — а не альбитизированным — порфиритом, т. е. считая тем самым альбит за первично выделившийся плагиоклаз, мы очевидно предполагаем — должны предполагать, — что по каким-то причинам в достаточно богатой известью породе вся эта известь была захвачена цветными минералами, не оставившими ничего (альбит № 0) или почти ничего из нее на долю плагиоклазов. Очевидно, какой-то необычайный процесс! В таком случае его следует как-то координировать с геологической обстановкой. Хотя, как давно известно, камни не вопиют, однако их следует называть со-

ответствующим образом — иногда после достаточного размышления. Лучше, во всяком случае, оставлять вопрос в таких случаях нерешенным, чем называть породу — без объяснений — альбитовым порфиритом.]

Главные области распространения кератофиров лежат в Гарце, где они встречаются вместе с диабазами, и в Сосновых горах, где они в виде жил встречены вместе с диабазами и кварцевыми порфирами в палеозойских слоях. Затем сюда относятся *лампорфиры* рейнских Сланцевых гор, особенно в долине Lahn из окрестностей Weilburg, Rupbachtal и других мест (рис. 61). Известны кератофиры из окрестностей долины Breusch в Вогезах, из Чехии, из области Saar-Nahe, из Уэльса и т. д.

§ 233. *Содалитовыми трахитами* называются такие щелочные трахиты, в которых минералы содалитовой группы (содалит, нозеан, гаюин) образуют характерные случайные примеси; с увеличением составных частей они переходят в фонолиты. Это светло окрашенные желтовато-, серовато- или красновато-белые породы со свойственной трахитам шероховатостью на-ощупь, содержащие вкрапленники санидина или анортоклаза, к которым присоединяется часто также содалит в очень мелких индивидах, светлозеленый диопсид и эгирин-авгит с окраской от зеленой до красно-желтой. Основная масса состоит существенно из щелочного полевого шпата с защемленным в трахитовой ткани небольшим количеством пироксена или катафоритовой роговой обманки и содалита. Встречаются также небольшие количества желтоватого стекловатого базиса. В некоторых случаях встречается в основной массе небольшое количество нефелина. Титанит, лаавенит, ринкит и коссирит являются распространенными случайными примесями.

В нормальных содалитовых трахитах, так же как и в эгириновых и арфведсонитовых трахитах, известково-натровый полевой шпат отсутствует, и молекулярное количество щелочей равно или больше молекулярного количества глинозема. Удельный вес заметно ниже, чем в эгириновых и арфведсонитовых трахитах. Флегрейские поля, Иския и Monte Cimino в Италии, Mont-Dore, Velay и Limagne во Франции, Азорские и Канарские острова изобилуют многочисленными представителями этих пород. Из Средне-богемских гор они описаны Гибшем. Известны они также из западной части французского Судана, из Merulandschaft в восточной Африке, с западного склона Pik Maros на Целебесе, из Mount Macedon в штате Виктория в Австралии.

§ 234. К группе содалитовых трахитов непосредственно примыкают *трахиты типа Понца и Драхенфельса* по их не очень редкому незначительному содержанию содалита. Отличие их от до сих пор разобранных щелочных трахитов заключается в присутствии незначительного или заметного количества известково-натровых полевых шпатов, которые представлены большей частью лабрадором, реже андезином и олигоклазом и часто окружены санидиновыми оболочками. Щелочи не насыщают полностью глинозема, одна часть которого связана с известью в группу С. Таким образом часть этих трахитов, особенно типа Драхенфельс, находится на границе переходов к известково-щелочным трахитам. Цветные составные части в типе Понца принадлежат почти исключительно диопсиду, который часто имеет оторочку эгирин-авгита. В типе Драхенфельс цветная составная часть представлена биотитом и роговой обманкой, наряду с которыми однако очень часто встречается и диопсид. Основная масса преимущественно полнокристаллическая, светлосерой, желтоватой,

редко красной окраски, состоит существенно из микролитов щелочного полевого шпата, между которыми заключены, в изменяющемся количестве, щелочно-железистые пироксены или амфиболы или также и диопсид. Структура почти всегда трахитовая, очень редко ортофировая. Плагиоклаз в основной массе встречается в виде исключения. В миаролитовых порах основной массы встречается часто тридимит (Siebengebirge), содалит, эгирин-авгит (Ischia) и другие минералы. Трахиты типа Понца широко распространены на Ischia, на островах Понца (Ponza), на Флегрейских полях в Италии, также на Monte Ferru в Сардинии и у кратера Vico на Viterbo. Анализ 11 дает состав породы с витрофировой формой образования, т. е. щелочного трахитового обсидиана из Monte Rotaro. Трахит типа Драхенфельс имеет родину в Siebengebirge (Drachenfels, Perlenhardt и т. д.), у Kelberg в Эйфеле и в Westerwald у Helferskirchen, в Niederahr, Stuhlhofen и в других местах, где также распространены трахиты типа Понца, содержащие в качестве цветных составных частей эгирин-авгит, диопсид и эгирин, а с акцессорным нефелином и нозеаном — у Dernbach, Montabaur, Dahlen, Hülsberg и т. д. Так же точно трахиты типа Понца и Драхенфельс встречаются у Dietzenbach, Heusenstamm и Sprendlingen в северном Оденвальде и в Среднебогемских горах. В большем разнообразии и в большом распространении встречается тип Драхенфельс в Siebengebirge, так близко родственном Оверни; сюда же относится трахитовая порода, образующая вершины цепи Пюи (Puy), с белой основной массой, легко разрыхляющейся и сильно блестящей. Она была названа Бухом, по Puy de Dôme, *домитом* (анализ 3). Палеозойские трахиты типа Драхенфельс известны из карбона Grandes Rousses на границе Дофинэ и Савойи и из нижнего карбона района Haddingtone в East Lothian в Шотландии, где они сопровождаются палеовулканическими фонолитами и лимбургитами.

Акцессорный нефелин трахитов типа Понца и Драхенфельс в некоторых лавах Roccamonfina (Mignano, Conca) и в районе Dunedin замещен лейцитом. Таким путем образуются промежуточные типы к лейцитовым факолитам и, — если присутствует известково-натровый полевой шпат, как в Roccamonfina, — к лейцитовым тефритам.

§ 235. Подобно тому как приведенные только что *типы щелочных трахитов* являются излившимися * представителями нордмаркитов, пуласкитов, умптекитов, гедрумитов, содалитовых сиенитов, эгириновых и арфведсонитовых сиенитов, так и *ромбовые порфиры* Норвегии представляют собою излившихся представителей лаурвикита. *Они содержат в основной массе вкрапленники щелочных полевых шпатов с остроромбическими или тупыми равнобедренно-треугольными сечениями. Основная масса тонкозернистая до плотной, жемчужно-серая или зеленоватая до черно-зеленой, при изменении краснеющая или коричневеющая.* Цветные составные части редко различимы.

Жемчужно-серые, иногда ржаво-красные вкрапленники полевых шпатов достигают в диаметре 4 *см* и ограничены плоскостями T, l и y в приблизительно одинаковом развитии, так что их форма напоминает первый из тупых ромбоэдров известкового шпата. Грани и плоскости часто сильно закруглены, образуя иногда плоские линзы. Плоскости спайности по P, если они встречают только переднюю или заднюю плоскости призмы,** имеют форму равнобедренного треугольника; если

* [См. примечание к самому началу этого отдела на стр. 306.]

** [Под призмами автор разумеет плоскости T = (1$\bar{1}$0) и l (110) триклинного анортоклаза; это пинакоиды третьего рода.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	13a
SiO_2 . .	54,89	56,09	55,32	54,20	53,98	53,80	53,44	53,12	58,08	56,75	55,22	54,72	53,12	46,39
TiO_2 . .	—	1,23	0,59	0,79	0,57	0,31	0,69	0,08	0,82	1,24	0,87	0,65	0,25	0,72
Al_2O_3 . .	16,48	20,79	19,59	19,38	19,43	18,46	20,39	21,62	19,11	18,03	18,43	19,60	20,48	19,03
Fe_2O_3 . .	—	1,54	1,92	3,83	4,39	6,22	4,22	3,46	3,55	2,22	2,02	2,45	5,13	9,79
FeO . .	10,05	3,84	3,12	2,14	2,05	0,40	1,76	1,94	1,00	3,04	3,10	3,09	1,50	0,96
MnO . .	—	0,05	сл.	сл.	0,26	0,33	сл.	сл.	—	—	—	—	—	—
MgO . .	0,74	1,26	1,11	1,35	1,07	1,05	1,12	1,10	1,05	2,02	2,75	1,09	1,88	5,33
CaO . .	4,01	3,18	2,72	2,15	2,04	2,53	2,13	2,00	3,76	4,68	5,70	5,00	4,29	7,02
Na_2O . .	7,04	7,33	8,73	8,01	8,81	7,09	8,76	8,16	2,84	4,85	3,50	3,52	6,20	5,47
K_2O . .	6,30	3,91	5,09	5,28	5,27	5,46	5,75	5,11	8,86	5,92	7,58	6,87	4,88	2,47
H_2O^+ . .	0,60 [1]	0,39	1,05	1,04	3,54	1,66	0,97	2,56	0,54	0,18	0,46	2,08	2,25	2,04
H_2O^- . .	—	0,19	—	—	0,13	0,85	—	—	0,11	—	0,29	—	—	—
P_2O_5 . .	—	0,38	0,42	0,58	0,30	0,53	0,49	0,46	0,20	0,34	0,21	сл.	0,43	0,88
Σ . . .	100,11	100,35	100,25	99,53	99,96	100,57	100,21	99,95	99,92	99,38	100,41	99,93	100,83	101,21
Уд. вес .	—	—	2,640	2,540	—	—	2,590	2,540	—	—	—	—	2,674	2,779

1. Ромбовый порфир — хутор Riis у Vettakolln, область Осло.
2. Ромбовый порфир с лейцитом — Cape Royds у Mount Erebus, Южная полярная область — с 0,17 Cl.
3. Ромбовый порфир стекловатый — западное Kibo, восточная Африка — с 0,33 ZrO_2, 0,26 SO_3.
4. Ромбовый порфир с лейцитом—восточное Kibo—с 0,47 ZrO_2, 0,31 SO_3.
5. Кенинит — долина Teleki, Кения, восточная Африка.
6. Кенинит, потоки лавы у подножья горы Höhnel, Кения.
7. Ромбовый порфир с лейцитом — северо-восточное Kibo, восточная Африка — с 0,27 ZrO_2, 0,22 SO_3.
8. Ромбовый порфир с нефелином — северо-восточное Kibo, восточная Африка — с 0,06 ZrO_2, 0,28 SO_3.
9. Вульзинит — ниже замка Bolsena, средняя Италия.
10. Вульзинит — Arsostrom, остров Иския — с 0,11 Cl.
11. Вульзинит—Poggio Cavaliere, Lago di Vico, средняя Италия — с 0,10 ZrO_2, 0,07 BaO, 0,11 SO_3.
12. Вульзинит — Astroni, Флегрейские поля близ Неаполя — с 0,05 Cl.
13. Тефритовый трахит—Bauzá, острова Columbretes, Испания — с 0,28 Cl, 0,14 SO_3.

13а. Темное более древнее образование из 13 — с 0,38 Cl, 0,47 SO_3, 0,26 CO_2.

[1] Потеря при прокаливании.

же они встречают все плоскости призмы и плоскости спайности по M, то образуют острый ромб. Часты карлсбадские двойники и сплошь с плоскостью срастания по первому пинакоиду. Эти полевые шпаты принадлежат *анортоклазу* с меняющимся, часто совсем незначительным, содержанием извести. Сильное загрязнение первичными микроскопическими включениями пироксена, оливина, апатита и титансодержащей железной руды затрудняет точное химическое определение. Нередко эти анортоклазы окружены каемкой ортоклаза, реже альбита. *Авгит*, коричневатый до розово-красного, редко зеленый, имеет форму зерен и часто окружен каемкой эгирин-авгита; его сопровождает биотит; *оливин* является скудной случайной примесью. Основная масса полнокристаллическая и состоит существенно из анортоклаза, частично также из микропертита. Полевой шпат основной массы никогда не имеет формы ромбов, но представляется в виде мелких лейст, которые делаются тем уже, чем более тонкозерниста основная масса. Апатит, магнезит и циркон — постоянные примеси.]

Состав норвежского ромбового порфира дает старый и неполный анализ (1 на стр. 344). Содержание безглиноземной атомной группы F несколько выше, чем в трахитах типа Понца.

Палеовулканические ромбовые порфиры Норвегии образуют обширные покровы и далеко прослеживающиеся жилы в эруптивной области между Осло и Лангезунд-фьордом. Встречаются также в виде краевых фаций лаурвикитов. Покровы лежат поверх покрова эссекситовых порфиритов и имеют часто превосходную флюидальную текстуру, которая проявляется в параллельном расположении вкрапленников полевых шпатов. Skoumsaas, Strömstad, Kolsaas, Bärum, Ringcriket являются известными месторождениями. Жилы северо-южного направления пересекают силур на островах Осло-фиорда и на материке близ Осло у Tyveholmen, Lille Frogner, Vettakollu и т. д.

В восточной Африке ромбовые порфиры почти одни слагают высочайшую вершину Килиманджаро. Основная масса этих очень свежих пород (анализы 3, 4, 7 и 8) содержит лейцит или нефелин, частично также нозеан; оба последние минерала встречаются в единичных случаях и во вкрапленниках наряду с ромбовыми полевыми шпатами, достигающими 3 — 4 *см* длины. Последние по кристаллографическим и оптическим свойствам вполне идентичны норвежским. Африканские породы несколько богаче глиноземом и щелочами, но беднее известью и железом, чем норвежские, и по минералогическому и химическому составу приближаются к нефелиновому ромбовому порфиру из Vasvik, описанному в § 176; строго говоря, они относятся к семейству фонолитов. Такие же ромбовые порфиры описаны Прионом из области вулкана Erebus. Наряду с богатыми стеклом типами встречаются здесь и полнокристаллические, которые частью свободны от фельдшпатоидов, частью содержат лейцит и образуют таким образом переход от норвежских пород к африканским. Анализ 2 лейцитсодержащей разности показывает на связь с породам Kibo.

§ 236. *Кенитами* назвал Грегори лавы из Кении (восточная Африка), которые по своему и химическому и минералогическому составу принадлежат к ромбовым порфирам. В серой основной массе такого же изменчивого характера, как у ромбовых порфиров из Kibo, лежат вкрапленники анортоклаза, которые однако имеют не ромбическую, а нормальную полевошпатовую форму. Их сопровождает часто сильно корродированный оливин с диопсидом и скоплениями зерен эгирина. Сравнение анализов 5 и 6 с 7 и 8 показывает их полное соответствие и такое же молекулярное содержание щелочей по отношению к глинозему. Только

форма полевых шпатов отличает ромбовые порфиры и кениты, которые впрочем встречаются также и среди лав Килиманджаро.

§ 237. *Вульзиниты* (Вашингтон) представляют тип трахита, характеризующийся сильно развитым диопсидовым пироксеном и со значительным содержанием известково-натрового полевого шпата во вкрапленниках и в основной массе. Как на типичного представителя можно указать на появившийся в 1302 г. на острове Ischia поток Арзо из боковой трещины вулкана Эпомэо. Порода Арзо содержит в тонкозернистой основной массе темносерого цвета вкрапленники санидина, основного андезина, диопсида и скудный оливин. Основная масса состоит из санидина и в подчиненном количестве из лейст олигоклаза, многочисленных зерен диопсида, богато представленного магнетита, небольшого количества содалита и из случайного лейцита. Биотит, большей частью сильно корродированный, является передкой примесью. Химически (анализы 9—12) вульзиниты характеризуются тем, что, как и в трахитах типа Понца, щелочей в них недостаточно для насыщения глинозема. Вследствие обусловленного этим обстоятельством содержания известково-натрового полевого шпата в существенном количестве вульзинит образует переходный тип к щелочным андезитам и чиминитам (Ciminite) трахидолеритов. Вульзинитовый тип трахитов * встречается также у кратера Astroni на Флегрейских полях у Неаполя, у Bolseno и у Lago di Vico, на Mont Dore (центральная Франция), на Азорских и Канарских островах и в больших африканских вулканах Килиманджаро и Меру.

С островов Columbretes (между Балеарами и восточным испанским берегом) Бекке описал подобный же тип как тефритовый трахит (анализ 13); он встречается в сопровождении фонолита, только содержание щелочей здесь другое, Более древние зернистые и темные шлифовые выделения из этого месторождения (анализ 13 а) представляют собой аналоги основных шлифовых выделений глубинных пород и имеют состав эссекситов.

§ 238. Так называемые *трахиты Лаахерского озера* (Laacherseetrachyte) известны только в виде рыхлых обломков в сером трахитовом туфе из области Лаахерского озера. Различают светлые и темные разновидности, которые связаны переходами. Светлые из них — от светлосерой до желто-коричневатой окраски — всегда содержат в основной массе, сильно господствующей над вкрапленниками, фенокристы санидина и голубого гаюина, к которым в темных типах присоединяются также базальтическая роговая обманка, диопсидоподобный авгит, титанит и магнетит, иногда также плагиоклаз (олигоклаз-андезин) и биотит. Так называемый трахит Dachsbusch является разновидностью, не содержащей гаюина. Основная масса или богата стеклом или имеет трахитовое строение. Темные, часто почти черные разновидности богаче вкрапленниками роговой обманки, авгита и биотита и содержат также оливин. Некоторые трахиты Лаахерского озера имеют туфоидный характер, другие образованы наподобие пемзы. По их химическому составу (анализы 15 и 16 на стр. 339) светлые разности, как указывает и случайное содержание нефелина, находятся на границе щелочных трахитов и фонолитов, темные же имеют состав тефритов. С первыми химически однотипны и

* [Таким образом вульзиниты представляют собою дальнейшее — в сторону основности — продолжение ряда Драхенфельс-Понца и могут быть названы щелочными трахитами типа Арзо.]

белые пемзовые туфы этой же области. Вероятно они произошли из одной и той же магмы. *Санидинит*, который также известен только в рыхлых обломках Лаахерского озера, состоит существенно из санидина, * при зернистом, преимущественно миаролитовом строении; наряду с этим полевым шпатом в обломках встречается значительное количество минералов, частью редких, и в очень изменяющейся ассоциации, так что почти каждый кусок имеет свой особый характер. По Браунсу эти санидиниты представляют собой измененные метаморфизмом глубинные породы щелочного ряда или таким же способом измененные кристаллические сланцы, так что, строго говоря, они относятся не к этому отделу, а к контактово-метаморфическим породам. Подобные же санидиниты, также только в рыхлых выбросах, известны из Lagoa do Fogo (извержение 1563 г. на острове San Miguel — из группы Азорских), с островов Milos и Ischia. Их генезис неизвестен.

§ 239. Все трахитовые породы способны давать стекловатые формы, как указано в анализах 9 и 17 на стр. 338—339 и в анализе 3 на стр. 344, и в этом отношении повторяют четыре анализа кислых стекол, описанных при липаритах в виде смоляного камня, перлита, обсидиана и пемзы. В совокупности они называются гиалотрахитами и так же точно определяются по различному количеству содержащейся в разных типах воды. Такие трахитовые стекла часто образуют шлаковые корки на потоках трахита и зальбанды в трахитовых жилах, или они встречаются в виде рыхлых продуктов выбросов, в виде бомб и лапилли.

§ 240. К *трахитовым туфам* принадлежат пемзовые пески из Westerwald и трасс из долины Brohl; они встречаются кроме того в Siebengebirge в Венгрии и в Оверни. Широкое распространение они имеют в окрестностях Неаполя, на Ischia, Procida, на островах Понца и во всей Кампаньи, где они интересны содержанием флюорита и других заключающих фтор минералов. Здесь различают tuffo giallo (желтый туф) и tuffo bigio (серый туф). Некоторые из этих туфов (пуццоланы) идут на образование гидравлических цементов. Точно так же ортофиры и кератофиры имеют соответственные туфы.

[А. А. Дубянский недавно обнаружил полурыхлые пепловые трахитовые туфы около г. Павловска в ЦЧО. Порода загрязнена флювиогляциальным материалом, но определяется совершенно недвусмысленно как трахитовый туф (в числе минералов обнаружены лабрадор, санидин, пироксен и биотит как несомненно пирокластические образования). Открытие воронежского профессора поднимает, по моему мнению, важный геологический вопрос о возможности нахождения погребенных вулканов на территории Центральной черноземной области].

Семейство фонолитовых пород[1]

§ 241. Фонолитовые породы в своей совокупности представляют собой палеовулканические и неовулканические эффузивные аналоги

* [Минерал этот в данном случае аномален как по своей пятнистости, так и по высокому углу оптических осей, равному в среднем ок. — 52°. Кроме того наряду с этими аномальными санидинами несомненно присутствует и тонкорешетчатый анортоклаз (Лодочников).]

[1] Название «фонолит», или «звонкий камень», было введено Кляпротом в 1801 г., но по Науману происходит еще от Вернера, который позже употреблял название «порфировые сланцы»; оно указывает на ясный звон, который дают тонкие плитки этой породы при ударе молотком. Границы понятия «фонолит» разными авторами определяются разно. — Роговой сланец (Hornschifer) — старый синоним фонолита.

элеолитовых и лейцитовых сиенитов. Различие в названиях по геологическому возрасту в этом случае не проводится. Они теснейшим образом примыкают к щелочным трахитам, с которыми связаны переходными формами и часто встречаются вместе. Их отличие от щелочных трахитов заключается в присутствии нефелина или содалита, гаюина, нозеана, анальцима и лейцита в качестве *существенных* составных частей. По тому, присутствует ли один или сразу несколько этих минералов, различают отдельные виды, названия которых легко понятны. *Собственно фонолиты* — это порфировые эффузивные породы, характеризующиеся комбинацией санидина (или анортоклаза) и нефелина или соответственно содалита, гаюина нозеана и анальцима. В плотной серой, зеленоватой, редко буроватой основной массе, с более или менее жирным блеском, уже невооруженным глазом различим санидин (анортоклаз) и только в редких случаях нефелин. Существенный цветной компонент пироксен редко различим простым глазом или под лупой; часто заметны бархатисточерные, сильно блестящие призмы амфибола, трудно заметны гаюиновые минералы и весьма распространенный в качестве случайной примеси титанит. Постоянные примеси — апатит и циркон — играют очень незначительную роль, а рудный минерал часто совсем отсутствует. Кроме этого микроскоп позволяет часто заметить небольшое количество крохотных микролитов случайных примесей, весьма распространенных в элеолитовых сиенитах.

Санидин во вкрапленниках табличатый по M (010), а также призматически удлиненный по ребру P/M; к спайностям по P и M часто присоединяется раковинчатый излом, более или менее параллельный первому пинакоиду. Санидин часто очень богат Na_2O (анализ 1 на стр. 349). Как наиболее поздний из вкрапленников минерал он в некоторых случаях заключает цветные компоненты, нефелин и гаюин. *Анортоклаз* имеет форму и спайность санидина и определим только микроскопически; в некоторых случаях он обрастает каемками санидина; содержание Na_2O часто настолько значительно, что анализ 2 лежит уже очень близко к конечному члену изоморфного ряда кали-натровых полевых шпатов. *Известково-натровые полевые шпаты* в типичных фонолитах совершенно отсутствуют и появляются только в переходных породах — в небольшом количестве в породах, промежуточных между фонолитом и трахитом, и более обильные в фонолитах, близких к трахидолеритам и тефритам, представленных анализами 7 и 8 на стр. 350. Плагиоклаз в таких случаях является андезином или лабрадором. *Гаюин* или *нозеан*, редко *содалит*, бесцветные, синие, желтоватые, а также серые или зеленоватые, встречаются в форме ромбических додекаэдров и часто сильно изменены химически; они выделяются раньше нефелина, который сравнительно редко различим макроскопически (Hegau, Brüxer Schlossberg в Чехии и др.). Нефелин идиоморфен, в коротких гексагональных столбиках, часто с концентрически расположенными включениями микролитов диопсида, стекла и жидкостей. Появляющийся в некоторых случаях жирный блеск указывает на несвежесть. Из пироксенов редко присутствует светлозеленый до бесцветного *диопсид*, обросший оболочками эгирин-авгита или эгирина, очень часто густозеленый *эгирин-авгит* (анализ 3) в коротких уплощенных столбиках с преобладанием (100) и удлиненно-призматический *эгирин*. Изредка все три вида встречаются совместно в отдельных зернах, чаще обрастая друг друга в приведенной последовательности. Преимущественно акцессорный и редкий бурый амфибол повидимому относится к *баркевикиту* (анализ 7); он легко плавится с интенсивным окрашиванием пламени в желтый цвет. *Арфведсонит* и *рибекит* приурочены к небольшой группе фонолитов. *Катофорит*, равно как и *биотит*, редки. *Оливин* встречается в немногих случаях и в очень незначительных количествах, *меланит* несколько чаще. *Основная масса* фонолитов почти вся состоит из голокристаллической смеси санидина — в некоторых случаях также микропертита — и нефелина в сильно варьирующих количествах; бывают фонолиты, в которых содержание санидина достигает 75% валового состава породы *(трахитоидные фонолиты)*, и такие, в которых оно спускается до 20% и ниже *(нефелинитоидные фонолиты)*. Стекловатый базис присутствует только изредка и в небольших коли-

чествах. В нефелинитоидных фонолитах основная масса содержит значительное количество разрозненных микролитов эгирина; последние обусловливают зеленую окраску породы. Эгирин встречается также в мохообразных аггрегатах, пойкилитово проросших нефелином и полевым шпатом, чаще всего вокруг вкрапленников нефелина; в этом случае порода кажется покрытой зелеными пятнами (оцелляровая, т. е. глазковая структура).

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2 . .	66,44	68,0	42,15	46,47	45,80	49,75	44,05
TiO_2 . .	—	—	сл.	0,73	0,52	1,45	3,26
Al_2O_3 . .	19,12	20,1	5,17	4,28	2,80	0,53	14,83
Fe_2O_3 . .	0,56	—	16,86	5,95	11,11	13,23	7,12
FeO . .	—	—	8,54	12,17	7,41	9,66	3,20
MnO . .	—	—	сл.	—	0,27	1,09	—
MgO . .	—	—	3.56	7,24	6,63	4,55	12,37
CaO . .	сл.	0,6	10,39	19,23	20,06	16,72	12,15
Na_2O . .	7,91	10,1	10,69	2,61	2,88	2,26	4,08
K_2O . .	5,10	1,2	2,64	0,74	1,00	—	—
Σ . . .	99,70	100,0	100,00	99,42	98,48	99,24	101,06
Уд. вес .	2,58—2,59	2,592	3,359	3,4 3	3,489	3,459	—

1. Натровый ортоклаз из фонолита — Devil's Tower, Bear Lodge, Black Hills, Дакота, США — 0,57 потери при прокаливании.
2. Анортоклаз из фо лита — Liberté, Haute Loire.
3. Эгирин-авгит из фонолита — Hohentwiel.
4. Эгирин-авгит из лейцитофира — Burgberg близ Rieden.
5. Эгирин-авгит из лейцитофира — Burgberg близ Rieden.
6. Эгирин-авгит из фонолита — Oberschaffhausen, Kaiserstuhl.
7. Роговая обманка из фонолита — Siptzberg у Brüx, Средне-богемские горы.

Разделение на трахитоидные и нефелинитоидные фонолиты не строгое; как показывают анализы 1 — 14 нижеприводимой таблицы, они постепенно переходят друг в друга. Нефелинитоидные отличаются от трахитоидных более темной (зеленоватой) окраской, ясно выраженным жирным блеском, плотным строением и плоско-раковинчатым изломом. Химически они характеризуются образованием большего количества студенистой массы при обработке порошка кислотами. Прежде этим с успехом пользовались как раз у фонолитов для парциального анализа, при помощи которого минеральный состав этих пород был установлен задолго до того, как микроскоп позволил его наблюдать в шлифе. На близкую связь между этими двумя типами указывает тот факт, что верхние части большого фонолитового конуса в районе Kostenblatt и Milleschau более богаты нефелином, чем нижние, где нефелин может даже совсем отсутствовать; обратные соотношения наблюдаются у Thiézac в Cantal, где более бедный нефелином фонолит образует верхнюю часть залежи нефелинитоидного фонолита.

Химический состав фонолитов близок к составу тингуаитов (см. стр. 350). Так же как и у трахитов, здесь имеются представители, в которых глинозем полностью насыщен щелочами, и последние здесь преобладают над первым. В других, и в особенности в трахитоидных фонолитах, присутствует незначительное количество атомной группы C, дающее возможность развитию небольшого количества известково-натровых полевых шпатов. Несмотря на это таковые редки и наблюдаются только в переходных к тефритам породах. В случае отсутствия плагиоклаза известь, поскольку она не входит в состав цветных компонентов, содержится

в анортоклазе и гаюине. Там, где окислы железа определялись раздельно, окись железа преобладает и указывает на эгирин или эгирин-авгит. Содалитовые минералы присутствуют гораздо чаще, чем это можно было бы предполагать по данным о содержании Cl и SO_3.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2 . .	60,43	59,50	58,64	58,37	57,86	57,31	56,49	55,79	55,01	54,42
TiO_2 . .	0,36	0,54	0,20	0,21	0,22	0,54	0,74	—	сл.	0,40
Al_2O_3 . .	18,35	19,22	19,62	16,65	20,26	20,14	18,77	19,53	21,67	20,76
Fe_2O_3 . .	1,64	2,01	2,17	4,09	2,35	3,55	3,00	2,07	1,95	2,64
FeO . .	0,91	1,45	0,42	3,03	0,39	1,57	1,46	2,13	1,86	1,33
MnO . .	0,16	0,53	0,20	0,43	0,21	0,08	0,32	0,51	0,22	0,15
MgO . .	0,17	0,60	0,37	0,37	0,04	0,25	0,63	0,40	0,13	0,22
CaO . .	1,41	3,31	1,24	1,66	0,89	1,73	3,29	3,68	2,12	1,34
Na_2O . .	6,15	7,26	8,39	7,28	9,47	7,49	7,10	7,39	9,78	10,41
K_2O . .	8,68	4,12	5,26	5,46	5,19	5,66	5,18	5,01	3,54	4,89
H_2O^+ .	0,62	1,75	2,40	1,40	2,40	1,23	1,83	2,72	2,17 [1]	2,50
H_2O^- .	0,34	—	0,34	0,96	0,21	0,17	0,62	—	—	0,22
P_2O_5 . .	сл.	сл.	0,03	0,08	0,03	0,46	0,27	0,11	0,08	0,11
Σ . . .	99,75	100,29	99,74	99,99	99,97	100,24	100,70	99,89	99,41	99,82
Уд. вес .	—	2,562	2,52	—	—	—	2,517	2,529	2,513	2,559

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2 . .	54,05	53,65	50,92	50,10	55,87	55,21	50,86	52,51	50,41	46,37
TiO_2 . .	—	0,18	0,34	1,14	0,79	0,71	1,00	0,32	0,40	0,48
Al_2O_3 . .	21,06	22,15	20,60	19,90	20,85	18,78	18,48	21,37	22,15	17,27
Fe_2O_3 . .	0,41	4,17	2,43	4,02	2,34	2,69	4,03	2,15	2,27	4,05
FeO . .	3,90	0,50	1,25	1,98	1,10	2,86	3,45	1,04	1,12	3,04
MnO . .	1,91	сл.	0,36	0,38	—	—	—	0,55	0,23	0,28
MgO . .	0,86	0,47	0,53	0,90	0,48	1,68	2,55	0,11	0,16	1,29
CaO . .	2,80	1,80	5,16	4,04	3,07	4,61	7,77	2,16	1,75	7,83
Na_2O . .	9,67	9,62	5,60	8,61	4,81	3,13	2,23	7,21	8,83	8,04
K_2O . .	4,18	4,86	7,50	5,94	10,49	8,45	7,15	8,97	9,10	6,29
H_2O^+ .	1,03	2,17	4,97	2,07	0,34	0,99	1,51	1,95	2,65 [1]	1,50
H_2O^- .	0,33	—	—	—	—	—	0,16	0,75	—	0,54
P_2O_5 . .	—	0,04	сл.	0,63	0,11	0,22	0,46	—	—	0,25
Σ . . .	100,96	99,98	100,22	100,65	100,55	99,61	99,84	100,35	100,37	100,30
Уд. вес .	2,630	2,538	—	—	—	2,609	—	2,47—2,50	2,49	2,65

1. Фонолит трахитоидный — Monte Tinzosu, область Ferru в Сардинии — с 0,21 ZrO_2, 0,22 SO_3, 0,08 BaO, 0,02 SrO.
2. Содалитовый фонолит, трахитоидный — Litaischberg у Lewin, Средне-богемские горы.
3. Фонолит нефелинитоидный — район Cripple Creek в Колорадо — с 0,09 ZrO_2, 0,23 CO_2, 0,14 Cl, следами BaO, SrO, Li_2O, SO_3.
4. Фонолит апачитовый — Кения, восточная Африка.
5. Фонолит — Black Hills, Дакота — с 0,15 ZrO_2, 0,09 BaO, 0,04 SrO, 0,06 SO_3, 0,03 S, 0,08 Cl, следами Li_2O.
6. Апачит — Muerto Camp, западный Техас — с 0,06 Cl.
7. Фонолит трахитоидный — Ziegenberg у Nestersitz, Средне-богемские горы — с 1,00 CO_2.
8. Фонолит трахитоидный — Donnersberg, Средне-богемские горы — с 0,12 Cl, 0,43 CO_2.
9. Фонолит нефелинитоидный — Hohentwiel, Hegau — с 0,27 ZrO_2, 0,12 Cu, следами Zn, Ni, Li_2O, F.
10. Фонолит — Black Mt., Uvalde co., Техас — с 0,15 ZrO_2, 0,04 BaO, 0,23 Cl, 0,01 S, следами Li_2O, SrO.

11. Фонолит трахитоидный — Hohe Riese, Средне-богемские горы — с 0,25 Cl, 0,48 SO_3, 0,04 CO_2.
12. Фонолит нефелинитоидный — Msid Gharian, Триполи.
13. Анальцимовый фонолит — Kubatschkaberg у Praskowitz, Средне-богемские горы — с 0,11 Cl, 0,45 SO_3.
14. Гаюиновый фонолит — Tachaberg, Polzengebiet, северная Чехия — с 0,94 SO_3, следами Cl, CO_2.
15. Лейцитовый фонолит — Poggio Muratella, область Braccia, Италия — с 0,07 ZrO_2, 0,09 BaO, 0,14 SO_3.
16. Лейцитовый фонолит—Monte Venere, область Vico, Италия—с 0,10 ZrO_2, 0,18 BaO.
17. Лейцитовый фонолит — Orchi, там же — с 0,02 ZrO_2, 0,17 BaO.
18. Лейцитофир (нозеановый фонолит) — Olbrück, область Лаахерского озера — с 0,06 BaO, 0,62 SO_3, 0,56 Cl, 0,02 F.
19. Лейцитофир (нозеановый фонолит) — Schellkopf, там же—с 0,61 SO_3, 0,38 Cl, 0,31 CO_2.
20. Лейцитофир — Perlerkopf, там же — с 1,03 SO_2, 0,34 Cl, 1,18 CO_2.

[1] Потеря при прокаливании.

Большей частью значительное содержание воды и низкий удельный вес, так же как у тингуаитов, является следствием общей цеолитизации, которая, начинаясь с гаюиновых минералов и нефелина, мало-по-малу захватывает все полевошпатовые компоненты. Только после цеолитизации наступает настоящее выветривание, с выделением карбонатов и образованием глинистых минералов. Получающаяся при выветривании эгирина окись железа окрашивает породу в бурый цвет. Нефелинитоидные фонолиты имеют такую же тонкую, светлую корочку выветривания, как и тингуаиты.

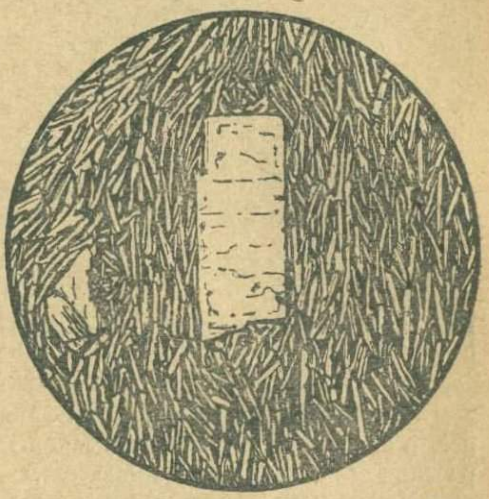


Рис. 62. Трахитоидный фонолит. Rhön. Увелич. 30 : 1. Николи +.

Структура фонолитов — преимущественно голокристаллическая, порфировая, с сильно отличающимися друг от друга типами у трахитоидных и нефелинитоидных пород. Первые совершенно похожи на трахиты (рис. 62), так как нефелин часто скрыт среди лейст полевого шпата; у вторых полевой шпат в основной массе сильно уменьшается, причем последняя благодаря образованию эквивалентного количества нефелина приобретает некоторое сходство с клетчатой тканью растения. Флюидальные явления весьма распространены. Нередка миндалекаменная текстура; в пустотах миндалин и в друзах встречаются цеолиты, благодаря которым фонолиты, наряду с базальтовыми породами, завоевали себе место в минералогических коллекциях. Кажущаяся миндалекаменная текстура чаще получается благодаря выветриванию гаюиновых минералов и нефелина. Стекловатые образования встречаются в виде корок на фонолитовых лавовых потоках. Чередование гиалиновых и кристаллических шлиров дает эвтакситовые текстуры.]

Фонолиты образуют потоки и покровы, жилы и купола и обладают преимущественно тонкоплитчатой, а также призматической отдельностью. Купола, которые в своих глубоких частях часто окружены туфами, придают ландшафту фонолитовых областей своеобразную прелесть (Hegau, Средне-богемские горы). В некоторых областях они встречаются в сообществе фонолитовых трахитов, в других — с трахидолеритами, тефритами, нефелиновыми и лейцитовыми породами или с обеими вместе. Наиболее древние фонолиты известны из каменноугольного периода (S. Paulo, Бразилия, и Carlton Hills у Эдинбурга); наибольшее распространение они имеют в третичный период, и их образование происходит до настоящего времени.

Главные области распространения обеих разновидностей в Германии — Hegau (Hohentwiel — анализ 9, Hohenkrähen, Mägdeberg, Staufen и др.), Kaiserstuhl (Oberbergen, Oberschaffhausen, Endhalde у Bötzingen, Rothweil), Vogelsberg, Röhn, Тюрингия, Westerwald, Эйфель и Лаузиц. Они весьма распространены в Средне-богемских горах (анализы 2, 7, 8, 11, 13), в Mont Dore, Cantal и Velay у Monte Eerru в Сардинии (анализ 1) и на Колумбретских островах. Весьма разнообразные фонолитовые породы обильно представлены на Азорских и Канарских островах, на островах Зеленого Мыса и в больших вулканах восточной Африки, а также в небольшом количестве в северной части Африки (анализ 12). В США они известны из Колорадо (анализ 3), Техаса, Дакоты и других мест.

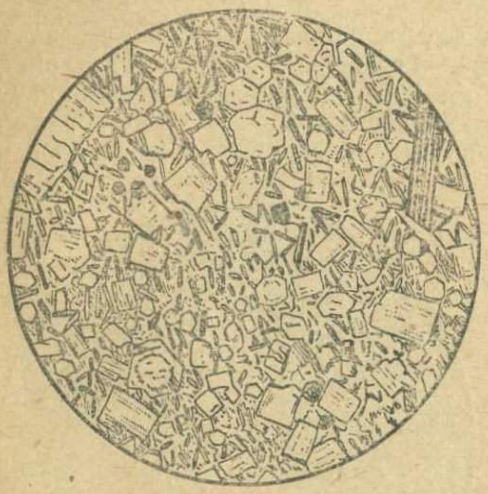


Рис. 63. Нефелинитоидный фонолит. Spitzberg у Oberwiesenthal, Рудные горы. Ув. 30:1.

Бывают фонолиты, в которых андезин и лабрадор становятся обильнее, а содержание нефелина уменьшается с одновременным сильным возрастанием количества пироксена и рудного минерала. В этом случае окраска породы становится темнозеленой до черной, и такие фонолиты называют тефритовыми. Примеры известны на Röhn (Seeleshof, Kreuzberg у Bischofsheim), Чехии (Klein-Priesen) и из восточной Африки. Такое же обогащение цветными компонентами происходит и без уменьшения содержания нефелина и появления известково-натрового полевого шпата. Тогда мы имеем эффузивный аналог еще не найденной глубинной породы, лежащей между фойяитом и шонкинитом.

§ 242. *Апачиты* (Apachite, Озанн) — это нефелинитоидные фонолиты с оцелляровой структурой, у которых в основной массе совместно с эгирином содержится наряду с энигматитом много баркевикитового и арфведсонитового амфибола и весь полевой шпат представлен микропертитом. Они образуют покров у Апачских гор в западном Техасе (анализ 6) и весьма распространены также у больших вулканов восточной

Африки. Благодаря почти постоянному высокому содержанию щелочных пироксенов и амфиболов они до некоторой степени имеют пантеллеритовый характер.

§ 243. Подобно тому как собственно фонолиты примыкают к щелочным трахитам типа Понца и Драхенфельс и отчасти к кенитам, так *лейцитовые фонолиты* примыкают к содержащим лейцит ромбовым порфирам и некоторым вульзинитам, которые в потоке Arso на Ischia и у Roccamonfina содержат акцессорный лейцит. Они представляют собой от светло- до темносерых *эффузивные породы, характеризующиеся комбинацией минералов щелочной полевой шпат — лейцит, и не содержат нефелина*. В качестве вкрапленников в сильно варьирующих комбинациях встречаются санидин, лейцит, в определенных местностях также лабрадор, равно как биотит, пироксен и случайные примеси — титанит и отчасти гаюин. Афанитовая до тонкозернистой основная масса — большей частью голокристаллическая и состоит из санидина, лейцита, авгита и магнетита. В единичных случаях она содержит также некоторое количество известково-натрового полевого шпата. При возрастании содержания последнего увеличивается также количество цветных компонентов, и таким образом получается ряд, который ведет от арзотрахитов через лейцитовые фонолиты к лейцитовым тефритам. Бывают типы, в которых лейцит встречается только в одной генерации, принадлежащей то к интраллурическому, то к эффузивному периоду, и бывают такие, в которых он встречается в обеих генерациях. Среди фонолитов неизвестно ни одного случая, когда весь нефелин образовался бы в интраллурический период.

Химически лейцитовые фонолиты характеризуются тем, что у них, так же как в арзотрахитах и в трахитоидных и тефритовых фонолитах, щелочей нехватает для насыщения глинозема, чем и объясняется содержание переменного количества известково-натрового полевого шпата. Преобладание K_2O среди щелочей выражено отчетливо и часто очень сильно.

Главная область распространения лейцитовых фонолитов находится в средней Италии в окрестности Bracciano, севернее Рима (анализ 15), в Чиминских горах у Viterbo (анализы 16, 17) и в Кольцевых горах Roccamonfina. В свободных выбросах они встречаются в туфах окрестностей Неаполя и на островах Procida и Vivara в Неаполитанском заливе. Они всюду ассоциируют со щелочными трахитами, лейцитовыми тефритами, лейцититами и родственными породами. Вне Европы они известны из массива Bezavona в северо-западном Мадагаскаре, с побережья Mandar на Целебесе и, может быть, из Аляски.

§ 244. *Лейцитофиры* можно минералогически определить как *фонолиты, в которых бо́льшая часть санидина заменяется лейцитом* и которые почти всегда отличаются обилием гаюиновых минералов и в некоторых случаях значительным содержанием меланита, откуда происходят названия *нозеановый фонолит* (рис. 64), *нозеан-меланитовая порода*. Это порфировые эффузивные породы, зеленоватого, серого или желтовато-бурого цвета, со среднезернистой до тонкозернистой и едва ли когда-нибудь совершенно плотной основной массой, среди которой часто выделяются совместно с санидином и нозеаном (гаюином) единичные листочки биотита, часто также лейциты или псевдоморфозы по ним (анальцим), а также табличатые по (100) эгирин-авгиты (анализ 4 и 5

на стр. 349). Нефелин только редко различим простым глазом и содержится преимущественно в основной массе. Лейцит, наоборот, различим часто даже в основной массе, в которой он выделяется среди темной породы в виде светлых мелких пятен, по величине соответствующих булавочному острею. Титанит является распространенной случайной примесью.

Химический состав дают анализы 18 — 20 на стр. 350; в отличие от фонолитов обращает на себя внимание сильное уменьшение количества кремнекислоты и отчасти также высокое содержание CaO. Эти черты, так же как и минералогический состав, напоминают лейцитовые сиениты и бороланиты (§ 111), эффузивными аналогами которых и являются лейцитофиры. SO_3 и Cl указывают на большое содержание нозеана или гаюина. Лейцитофиры являются породами переходными к лейцититам. Нужно отметить, что еще одним отличием от фонолитов является определенно меньшая склонность к цеолитизации. Лейцитофиры известны в нижнерейнской вулканической области из окрестностей развалин Olbrück в задней Brohltal (анализ 18), из Perlerkopf у Olbrück (анализ 20), из Schellkopf у Brenk (анализ 19), Engelner Kopf, Lehrberg, Burgberg у Rieden, далее из Kaiserstuhl (Horberig у Oberbergen и Rothweiler), с островов Зеленого Мыса, с Monte Vulture у Melfi в Базиликате в Италии. Каменноугольные лейцитофиры известны из S. Paulo в Бразилии и как будто бы с Подкаменной Тунгузки в Сибири. *Лейцитофировое* стекло представляют пемзы окрестностей Лаахерского озера.

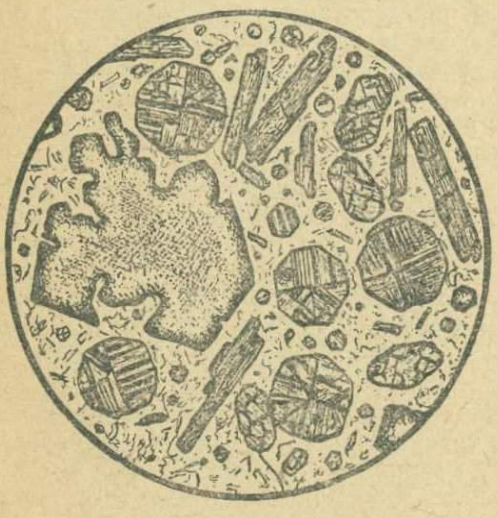


Рис. 64. Лейцитофир. Rieden. Лейциты изображены при николях +. Увелич. 30 : 1.

§ 245. Фонолитовые туфы встречаются в Hegau и Velay (cinérites, т. е. синериты, на французских картах), и очень редко в Средне-богемских горах. Туфы лейцитофиров встречаются в окрестностях Rieden и у Gänsehals (область Лаахерского озера). Минералогически они состоят из обломков соответствующих компактных эффузивных пород и пемзовых стекловатых частичек и часто сильно перемешаны с посторонним материалом.

Семейство дацитов и кварцевых порфиритов

§ 246. *Дациты* [1] *и кварцевые порфириты представляют собой порфировые эффузивы гранодиоритовой магмы. В их основной массе, от серой*

[1] Название дацит (Dacia = Семиградия) было введено Хауэром и Штахэ в 1863 г. для одной группы «древних кварцевых трахитов» из Семиградии, которые содержат вкрапленники олигоклаза, кварца и роговой обманки, чем и отличаются

до черной в свежем виде и красноватой или буроватой в выветрелом состоянии, заметны преобладающие вкрапленники известково-натрового полевого шпата и кварца, наряду с ними также биотита, роговой обманки или пироксена. В качестве постоянных примесей присутствуют рудный минерал, апатит и циркон. Случайные примеси — титанит, ортит, гранат, кордиерит и другие. Бывают типы весьма родственные биотито-гиперстеновым трахитам (см. стр. 337), в которых наряду с плагиоклазом присутствуют также вкрапленники санидина (ортоклаза). Дацитами называют неовулканические, а кварцевыми порфиритами — палеовулканические породы: обе являются эффузивными эквивалентами некоторых гранитов, амфиболовых и пироксеновых гранитов, равно как и кварцевых диоритов в их совокупности.

Вкрапленники плагиоклаза с двойниковой штриховкой по альбитовому закону почти всегда обладают зональной структурой с повышением содержания альбита от центра к периферии. Они табличаты по М и принадлежат к ряду андезина (анализ 1 на стр. 357) или лабрадора. В дацитах они имеют большей частью стекловатый, реже фарфоровидный облик, а в кварцевых порфиритах преимущественно фарфоровидный и реже стекловатый облик. *Вкрапленники кварца* обладают теми же свойствами, как в липаритах и кварцевых порфирах; так же как и там, в некоторых случаях они отсутствуют. *Биотит* образует гексагональные таблички. *Роговая обманка*, в отраженном свете черная, в проходящем свете чаще бурая, реже зеленая, образует тонкие призмы. Состав последней (анализ 2 на стр. 357) близок к составу роговой обманки диоритов (в особенности анализы 10 и 11 на стр. 165). Биотит и бурая роговая обманка часто подвергаются магматическому превращению с образованием смеси авгита и магнетита. * Из пироксенов наиболее распространен зеленый *диопсид*, реже бурый гиперстен или бронзит в таких же формах, как и в щелочных трахитах. Если основная масса голокристаллическая, то она состоит главным образом из гипидиоморфной смеси кислого плагиоклаза, ортоклаза и кварца, причем плагиоклаз в породах с пироксеном преимущественно встречается в виде длинных лейст, а в беспироксеновых породах более изометричен; здесь может сильно увеличиваться, даже до преобладания, количество калиевого полевого шпата. Это формы, граничащие с липаритами или кварцевыми порфирами, и в них так же нередко встречаются гранофировые и сферолитовые образования и микрофельзит. Чаще, чем голокристаллические породы, встречаются породы со стекловатым базисом, большей частью бесцветным в беспироксеновых породах и буроватым в породах, богатых пироксеном. Из цветных компонентов в этой второй генерации часто встречается диопсид, изредка также биотит. ** Из некоторых месторождений известна вторая генерация кварца в крохотных, микроскопических гексагональных дипирамидах. Нередки также чисто стекловатые основные массы.

В качестве продуктов выветривания вкрапленников и компонентов основной массы распространены хлорит, лимонит, кальцит, каолин.

Что кварцевые порфириты и дациты идентичны по своему составу, показывает сравнение анализов 1 — 15 и 16 — 18 на стр. 356.

Отличием от липаритов и кварцевых порфиров является более низкое содержание кремнекислоты и щелочей и более высокое содержание Al_2O_3, MgO и CaO. Сравнение анализов 18 и 18а выясняет законы последовательности кристаллизации. В кристаллизационном остатке, по сравнению с валовым составом породы, возрастают SiO_2 и щелочи, а Al_2O_3, MgO и CaO уменьшаются в количестве.

от «риолитов» с вкрапленниками санидина, кварца и слюды. Часть дацитов Хауэра и Штахэ по своему залеганию и свойствам относится к диоритовым порфиритам (см. стр. 257).

* [См. примечание к § 227.]

** [Биотит в основной массе порфировых пород — это надо иметь в виду — может быть постериорным, поствулканическим образованием, каковым вероятно он и является в большинстве случаев.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	18a
SiO_2 . .	71,71	70,65	69,36	68,81	68,10	66,85	65,99	65,66	64,54	63,50	63,08	62,64	60,78	59,99	59,95	69,94	65,91	62,32	67,39
TiO_2 . .	0,28	0,21	—	0,36	0,15	0,39	0,68	1,37	0,53	0,38	0,71	0,69	0,62	0,64	0,82	0,45	0,58	—	—
Al_2O_3 .	14,00	15,57	16,23	14,61	15,50	16,48	16,14	15,61	16,24	15,80	15,74	17,46	17,63	16,14	15,77	13,45	15,58	16 62	14,62
Fe_2O_3 .	1,06	0,57	0,88	1,36	3,20	2,96	2,28	2,10	5,88	1,91	4,94	3,35	3,82	4,42	3,34	0,49	2,07	1,51	2,37
FeO . .	0,51	1,26	1,53	1,26	—	0,43	1,84	2,07	0,11	3,22	0,42	1,03	2,18	0,13	2,34	4,64	2,19	2,06	—
MnO . .	—	0,06	—	—	сл.	—	—	—	—	—	0,07	0,09	—	0.05	0,09	—	—[1]	0,09	—
MgO . .	0,43	0,48	1,34	0,74	0,10	1,27	1,47	2,46	1,17	2,32	1,38	1,05	2,25	1,51	2,73	0,67	1,4	2,30	0,87
CaO . .	2,25	3,28	3,17	2,21	3,02	3,06	3,57	3,64	5,17	5,31	4,10	4,32	5,75	4,17	5,84	2,26	2,40	4,62	2,54
Na_2O . .	3,21	4,91	4,06	3,31	4,20	4,70	4,73	3,65	3,71	3,07	3,16	3,97	2,86	3,04	3,07	2,42	4,01	3,54	4,37
K_2O . .	4,41	1,77	3,02	4,61	3,13	2,48	2,90	2,03	1,05	1,54	3,39	3,94	2,56	2,82	2,52	4,25	3,94	1,70	2,79
H_2O^+ .	1,38	0,86	0,45[1]	2,60	2,72	1,66	0,67	1,07	1,99[1]	2,37	0,98	0,56	1,38	4,06	2,00	0,77	1,15	4,72[1]	5,29[1]
H_2O^- .	0,44	0,14	—	0,32	—	0,09	0,15	—	—	—	1,70	0,84	0,24	3,35	0,95	—	—	—	—
P_2O_5 . .	0,07	0,07	—	сл.	0,03	0,11	0,15	сл.	—	0,05	0,17	0,26	0,06	0,24	0,26	0,23	0,20	—	—
Σ . . .	100,29	99,97	100,04	100,19	100,21	100,48	100,57	100,27	100,39	99,47	100,00	100,43	100,13	100,56	99,94	99,71	99,84	99,48	100,24
Уд. вес .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,613	—	—

1. Дацит — Mt. Brougher, Невада, США — с 0,54 SO_3, следами CO_2.
2. Дацит — Riddles Quadrangle, Орегон, США — с 0,01 ZrO_2, 0,06 BaO, 0,07 S, следами SrO, CO_2.
3. Дацит — Lassen's Peak, Калифорния.
4. Дацитовая пемза — Lau Matap, Суматра.
5. Дацит — Bear Creek, Калифорния — с 0,06 BaO, следами SrO, Li_2O.
6. Дацит — Mormon Mt., Аризона, США — со следами Cl.
7. Дацит — Bill Williams Mt., Аризона, США — со следами ZrO_2, Cl.
8. Дацит — Sepulchre Mt., Иеллоустонский парк, США — с 0,36 Li_2O, 0,12 Cl, 0,13 SO_3.
9. Дацит — Sapeh — остров Soembawa, Нидерландская Индия.
10. Дацитовый перлит — Vieux-Fort, Гваделупа, Вест-Индия.
11. Дацит — Bullionville, Невада, США — с 0,02 ZrO_2, 0,04 SrO, 0,10 BaO, следами Li_2O, S, CO_2.
12. Дацит — Trout Creek, Колорадо, США — с 0,06 SrO, 0,10 BaO, 0,03 V_2O_3, 0,02 S.
13. Дацит — Bulu Nipis, Суматра.
14. Дацитовый витрофир — Black Cap Mt., Невада, США.
15. Дацит — Columbia Mt., Невада, США, с 0,02 ZrO_2, 0,13 SrO, 0,11 BaO.
16. Кварцевый гиперстеновый порфирит — отдельные глыбы между Elbingerode и Hainholz, Гарц — с 0,14 SO_3.
17. Кварцевый биотит-бронзит-авгитовый порфирит — Juhhe, вершина Lemberg, область Nahe — с 0,14 SO_3, 0,11 CO_2, 0,15 органич. вещ.
18. Кварцевый слюдяной витрофир — Rasta у Recoaro, Ломбардские Альпы.

18a. Стекловатый базис из 18.

[1] Потеря при прокаливании.

	1	2
SiO_2	65,77	45,76
TiO_2	—	1,43
Al_2O_3	21,51	8,80
Fe_2O_3	—	5,32
FeO	сл.	11,23
MnO	—	0,57
MgO	—	14,08
CaO	5,72	10,62
Na_2O	5,92	1,39
K_2O	0,83	0,26
H_2O	0,34 [1]	0,85
Σ	100,09	100,31
Уд. вес	—	3,212

1. Андезин из дацита—Lassen's Peak (анализ 3 на стр. 356)
2. Роговая обманка, в проходящем свете зеленая, из дацита Granatilla—Cabo de Gata.

[1] Потеря при прокаливании.

По преобладающему во вкрапленниках цветному компоненту различают *слюдяные*, или *биотитовые дациты* и *слюдяные кварцевые порфириты*, *роговообманковые дациты* и *собственно кварцевые порфириты*, *авгитовые* или *гиперстеновые дациты* и *авгитовые* или *гиперстеновые кварцевые порфириты*. Так как часто совместно присутствуют вкрапленники различных цветных минералов, то эти типы связаны постепенными переходами. Наиболее родственны между собою породы, содержащие слюду и роговую обманку. Зависимости между природой темных компонентов и содержанием SiO_2 не наблюдается; образование биотита, роговой обманки или пироксена зависит, повидимому, от физических условий застывания и, может быть, от небольшого различия в соотношении окислов. Структурные отличия различных типов легко выражаются названиями «фельзодацит», «гиалодацит» и соответственно «кварцевый фельзофирит», «кварцевый витрофирит» и т. д.

§ 247. *Слюдяные дациты* и *роговообманковые дациты* во всех отношениях сходны больше всего с липаритами и имеют то микрогранитовое, то микрофельзитовое, то стекловатое развитие, причем стекло часто напоминает пемзу; окраска светлая, серая или красная, реже буроватая; строение часто пористое. Основная масса имеет литоидный или стекловатый облик. Не очень распространена и чаще встречается в палеовулканических кварцевых порфиритах, чем в дацитах, микропегматитовая структура. Представителей этого типа в большом разнообразии дают венгро-трансильванская вулканическая провинция (Vlegyasza), Cabo de Gata в испанской провинции Almeria, Греческий архипелаг и Малая Азия, южноамериканские Анды, Центральный бассейн в США, Калифорния, Алтай, Суматра, Ambon и т. д. * Бывают разности, бедные вкрапленниками и очень богатые вкрапленниками, причем последние, так же как и в липаритах, называют невадитовыми. *Плагиолипариты* (Дюпарк и Пирс) представляют собой слюдяные дациты, которые имеют микро-

* [Дациты встречаются у нас в Главном Кавказском хребте, в Крыму, на Арарате, в Закавказьи и других местах. Кварцевые порфириты довольно распространенные породы — Урал, Киргизская степь, Кавказ, Тарбагатай, Алтай, Восточная Сибирь и др.]

фельзитовую, сферолитовую или стекловатую структуру и, несмотря на высокое содержание калия, не содержат санидина; калиевый полевой шпат соответственно со структурой породы скрыт в основной массе. Они встречаются вместе с нормальными биотит-амфиболовыми дацитами на мысе Marsa у Ménerville на Алжирском побережьи. Соответствующие *слюдяные кварцевые порфириты* и *роговообманковые кварцевые порфириты* встречаются в виде покровов в европейском карбоне и перми; так, напр., фельзофировые — в верхней Breuschtal в Эльзасе, микрогранитовые — у Landeshut в Силезии и в области Nahe (Nagelkopf, Theodorshall, вершине Lemberg, в виде жил в Лаузице, витрофировые — у Erbendorf в Баварском Лесу и в альпийском триасе у Recoaro (анализ 18). Этот тип имеет своим продолжением беспироксеновые или бедные пироксеном слюдяные или амфиболовые андезиты и порфириты.

§ 248. *Гиперстеновые* и *авгитовые дациты* вообще характеризуются темной до черной окраской, большей частью компактной, не пористой основной массой с несколько жирным блеском. Их основная масса или состоит главным образом из узких лейсточек полевого шпата, большей частью флюидально расположенных, с микролитами авгита и рудных зернышек или сюда присоединяется переменное количество желтоватого до буроватого стекловатого цемента, при преобладании которого получаются пироксен-дацитовые стекла. Все это — структуры, отсутствующие у липаритов и кварцевых порфиров и, наоборот, господствующие у андезитов. Этот тип распространен в районе Schemnitz, в южной Hargitta в Семиградии, у Cabo de Gata, в Армении и т. д. Ему соответствуют среди палеозойских эффузивных пород *кварцевые пироксеновые порфириты* Гарца, Тюрингии, Саксонии и других мест.

Нужно отметить, что этот андезитовый облик отнюдь не совсем чужд биотитовым и *амфиболовым дацитам* (Aegina и Methana в Греции, район Eureka в Неваде дают примеры), но в таком случае эти породы, повидимому почти без исключений, содержат авгит или гиперстен. Так сюда также относятся богатые санидином невадитовые биотит-гиперстен-авгитовые дациты Cabo de Gata из Cabeço de Atalaya, Cabeço de Roche и других мест.

Дациты и кварцевые порфириты встречаются в сообществе липаритов, кварцевых порфиров, андезитов, порфиритов, базальтов и мелафиров.

Семейство андезитов и порфиритов

§ 249. В большом семействе андезитов [1] и порфиритов до сего времени объединялись две различные группы пород, относящиеся друг к другу как липариты и комендиты в гранитовых эффузивах и трахиты и щелочные трахиты в сиенитовых. Первая группа связана промежуточными формами, с одной стороны, с липаритами, трахитами и дацитами, с другой стороны — с базальтами, а также сопровождается этими породами. Вторая группа находится в таком же соотношении с комендитами, щелочными трахитами и фонолитами, равно как и с трахидолеритами

[1] Название «андезит» впервые применил Л. Бух, чтобы в тогдашнем семействе трахитов отделить породы, которые, по его мнению, содержали альбит, от пород, содержащих санидин. Позже это название было забыто, пока в 1861 г. Рот не ввел его снова для молодых изверженных пород, для которых руководящим признаком считалась комбинация олигоклаз—амфибол или олигоклаз—авгит.

и тефритами. Первая группа таким образом, очевидно, является членом щелочноземельного ряда пород и представляет собой эффузивные аналоги диоритовых глубинных пород. Вторая группа относится к щелочному ряду пород, что подтверждает также нередкое появление характерных для последних минералов (содалит, нозеан или гаюин, щелочно-железные пироксены и т. д.); эта вторая группа представляет собой эффузивные формы не найденных доныне глубинных пород, которые должны были бы быть включены между щелочным сиенитом и эссекситом таким же образом, как диориты между щелочноземельными сиенитами и габбро.

Для пород, принадлежащих к первой группе, мы сохраняем названия *андезит* для неовулканических и *порфирит* для палеовулканических. Породы второй группы мы называем *щелочными андезитами*, или *трахиандезитами* * в связи и по аналогии с названиями «щелочные базальты» или «трахидолериты» для базальтовых пород, относящихся к щелочному ряду, и объединяем под этим названием как неовулканические, так и палеовулканические породы.

§ 250. *Андезиты, включая порфириты и щелочные андезиты, представляют собой порфировые эффузивные породы, которые в основной массе разнообразной структуры, то светлосерого или красноватого цвета и тогда пористого строения, то темносерого до черного, а также зеленоватого или буроватого цвета и тогда большей частью компактного сложения, содержат вкрапленники известково-натровых полевых шпатов и таковые биотита, амфибола или пироксена.* В качестве постоянных примесей повсюду встречаются апатит, рудный минерал и в некоторых случаях циркон. Из случайных примесей для обеих групп не очень редки титанит, оливин и ортит; гранат и кордиерит повидимому приурочены к андезитам, а гаюиновые минералы — только к щелочным андезитам. Щелочные полевые шпаты — только изредка присутствуют в качестве акцессорных вкрапленников, но весьма распространены — хотя большей частью и в незначительном количестве — в голокристаллической основной массе и больше всего в щелочных андезитах. Количественное соотношение вкрапленников и основной массы сильно варьирует, но все же в большинстве случаев основная масса решительно преобладает. Лишь в очень редких случаях в месторождении присутствует только одна группа

* [Таким образом термин «трахиандезит» — то же относится и к «трахидолериту» — отнюдь не означает, согласно Розенбушу, породу переходную от трахита к андезиту, которая, естественно, может оказаться вовсе не щелочной (переход от нормального щелочноземельного трахита к андезиту); обращаю внимание, что трахиандезит есть типичный — не переходный — андезит, но непременно щелочного, в смысле Розенбуша, характера. На этом приходится остановиться потому, что большинство немецких и некоторые английские авторы придерживаются толкования Розенбуша, тогда как большинство французских авторов, по почину Мишель-Леви, считают трахиандезиты за породы переходные от трахитов к андезитам, не требуя непременно щелочного характера от породы; этой же точки зрения держится большинство негерманских авторов, приравнивая трахиандезиты к латитам; такова же точка зрения и Левинсон-Лессинга. Надо конечно сказать, что смысл, придаваемый термину Розенбушем, нисколько не находит себе выражения в словообразовании, и без специальных объяснений и запоминаний порода под таким названием всяким будет принята за переходную от трахитов к андезитам, а потому термин не может считаться удачным. Лучше поэтому совсем его избегать, заменяя в одном смысле термином *андезито-трахит*, в другом — для оттенения щелочного характера породы — терминами «щелочной андезит», «эгириновый андезит», «содалитсодержащий андезит» и т. п. В дальнейшем в тексте я всюду заменил термин Розенбуша «трахиандезит» обозначенкем *щелочной андезита*.]

цветных компонентов, и даже там, где это имеет место, можно часто заметить, что в более ранней стадии кристаллообразования выделялись биотит и амфибол, впоследствии исчезнувшие благодаря магматической ресорбции; * но нигде до сих пор не наблюдалось, чтобы такая ресорбция * коснулась пироксенов (гиперстена и диопсида). Образование биотита и амфибола относится к более ранней стадии интрателлурического или магматического периода развития породы, чем образование пироксенов.

Вкрапленники полевых шпатов в свежих породах имеют стекловатый, а в несвежих порфиритах часто мутный облик. Они почти всегда табличатые по M, реже призматические по ребрам P/M или T/M, часто очень богаты гранями с преобладающими гранями M, P, T, l, x или y и с полисинтетическими двойниками по альбитовому закону, совместно с которыми встречаются также периклиновые и карлсбадские двойники. Почти повсюду они состоят из идиоморфных концентрических зон с ядром, весьма богатым анортитом, и с увеличением содержания альбита к периферии; внешние зоны часто имеют состав полевых шпатов основной массы. Анализы вкрапленников полевых шпатов таким образом являются собственно суммарными анализами; по этим последним, по удельному весу и по оптическим данным установлены вкрапленники основного олигоклаза, андезина, лабрадора, битовнита и анортита. За немногими исключениями можно считать, что более кислый плагиоклаз преобладает во вкрапленниках биотитовых и роговообманковых андезитов и порфиритов, а более основной — в гиперстеновых и авгитовых андезитах и порфиритах. В общем чаще всего встречаются лабрадор, андезит и битовнит. ** Вкрапленники калиевого полевого шпата встречаются только в редких случаях; несколько

* [Надо было бы сказать «опацитизации» — см. примечание к § 227.]

** [Так как кривая плавкости плагиоклазов отвечает типу, изображенному на рис. 12, то в среднем: 1) плагиоклазовые вкрапленники андезитов должны быть богаче анортитом, чем плагиоклазы их интрузивных аналогов диоритов, и 2) фенокристы должны быть богаче анортитом, чем зерна основной массы. При явлениях переохлаждения, как это можно вывести из той же диаграммы, позднее выделяющиеся плагиоклазы должны быть богаче анортитом, почему и встречаются случаи, — в противоположность приводимому ниже в тексте Розенбуша утверждению, — когда лейсты плагиоклазов в основной массе оказываются богаче анортитом, чем *крайние наружные* слои во вкрапленниках. Этого скорее всего можно ожидать в основных массах, богатых стеклом. Такие случаи могут объясняться также явлениями гибридизации магмы (растворение магмой богатых известью пород) после того, как часть вкрапленников уже выделилась. Наконец, нередки зональные вкрапленники плагиоклазов, в которых зоны изнутри кнаружи бывают в одном и том же кристалле то кислее, чем непосредственно до них отложившиеся, то основнее, причем это повторяется несколько раз (отдельных зон в кристалле бывает иногда до трех десятков и более, и в шлифах они легко усматриваются в виде различно погасающих каемок, иногда чрезвычайно узких, облекающих одна другую). Так как трудно представить, чтобы такая *неоднократно* повторяющаяся в кристалле зональность — она называется в таких случаях *повторной зональностью*, или *зональностью с рекурренцией* — была обусловлена неоднократными же явлениями переохлаждения или таким же повторным числом ассимиляций, то следует полагать, что она может быть обусловлена в таких случаях и явлениями гидролиза плагиоклазов вследствие увеличения (неоднократного) количества прорывающихся из более низких горизонтов магмы паров и газов. Такой гидролиз в большей мере должен разлагать анортитовые молекулы, чем альбитовые (последние гораздо труднее растворимы), и, значит, в момент увеличения количества паров должна будет увеличиваться кислотность отлагающихся в это время оболочек плагиоклазов по сравнению с тем их составом, который получился бы, если бы такого увеличения паров не происходило. Такая пульсация газовых продуктов — явление почти постоянное при вулканических извержениях, и потому объяснение неоднократно-повторной зональности гидролизом плагиоклазов (приводимое здесь впервые) представляется мне более вероятным, чем объяснение явлениями переохлаждения или ассимиляции. Наконец отметим, что весьма интересна по редкой ее проявляемости *непрерывная зональность*, при которой отдельных зон-оболочек даже под микроскопом не видно и индивиды плагиоклазов гаснут постепенно от ядра кнаружи. Редкость такой зональности объясняется диаграммой рис. 12. См. мои «Породообразующие минералы» или «Краткая петрология», пп. 59—62.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2 . .	55,12	67,07	75,9	43,4	44,5	39,83	39,29	46,58	52,53	50,1	52,23	50,33	50,2	48,60	49,81	49,53	50,65	51,37
TiO . .	—	0,51	—	—	1,5	3,42	4,86	—	—	—	0,37	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3 .	29,92	18,61	14,5	20,4	12,5	16,03	16,57	13,63	3,38	2,1	1,08	0,97	3,3	8,20	0,92	5,53	2,26	3,71
Fe_2O_3 .	0,35	4,91	0,5	9,1	12,2	5,68	9,18	—	—	1,6	0,56	—	0,4	—	7,53	4,15	2,42	2,85
FeO . .	—	—	—	—	4,0	6,49	3,19	12,29	9,89	23,6	19,84	22,00	7,2	14,00	7,69	6,50	11,20	10,66
MnO . .	—	—	—	—	0,4	—	—	6,00	—	—		0,64	—	—	—	—	0,60	0,78
MgO . .	0,79	1,73	0,7	17,1	11,1	11,25	10,40	8,44	26,66	11,0	22,37	23,29	12,2	10,60	13,08	13,89	14,37	19,53
CaO . .	9,45	1,02	1,3	1,7	9,5	11,47	12,90	8,83	6,19	10,5	1,90	1,88	26,4	18,90	18,93	19,59	17,87	10,58
Na_2O . .	5,08	5,62	6,2	0,2	3,9	3,10	—	3,17	—	—	сл.	—	—	—	1,26	1,33	0,82	—
K_2O . .	0,08	1,33	0,9	8,6		1,00	—	1,00	—	—		—	—	—	—	—	сл.	—
H_2O . .	—	—	—	—	0,5	1,92	—	—	0,26	—	—	—	—	—	—	—	0,58	—
Σ	100,79	100,80	100,0	100,5	100,1	100,19	96,39	99,94	98,91	98,9	98,35	99,11	99,7	101,30	99,22	100,52	100,77	99,48
Уд. вес .	2,702	2,556	2,456	2,948	—	—	—	3,119	3,331	3,477	3,487	3,307	3,372	—	—	—	3,196	—

1. Вкрапленники лабрадорита из лавы гиперстенового андезита 1866 г. — Georgios I, Санторин.
2. Альбитовый полевой шпат из той же лавы, загрязненный стекловатым базисом.
3. Сферолиты из амфиболового андезита, проросшие стекловатым базисом, с косым погасанием — мыс Akrotiri, Санторин.
4. Биотит из трахиандезитового смоляного камня — Ramburtet, Cantal.
5. Роговая обманка из Porfido rosso antico. Ng — зеленый, Nm — грязножелтый, Np — бледножелтый.
6. Роговая обманка из щелочного андезита — Stenzelberg, Siebengebirge.
7. Роговая обманка из щелочного андезита — Wolkenburg, там же. Щелочи не определены.
8. Роговая обманка, так называемый гамсиградит из тимацита — Gamsigrad. — с Ng = 30°, Np — зеленовато-желтый, Nm — бледножелтый, Ng — бутылочно-зеленый. Богата включениями магнетита.
9. Бронзит из бронзитового порфирита — Cheviot Hills.
10. Гиперстен из гиперстенового андезита — Georgios I, Санторин. Загрязнен диопсидом.
11. Гиперстен из гиперстенового андезита — вулкан Singalang, Суматра. С некоторым количеством диопсида.
12. Гиперстен из гиперстенового андезита — Buffalo Peaks.
13. Диопсидовый пироксен из гиперстенового андезита — Georgios I, Санторин.
14. Пироксен из андезитового пепла — Кракатау.
15. Пироксен из бурого лабрадорового порфирита — Rimbachtal близ Gebweiler, Вогезы.
16. Диопсидовый пироксен из зеленого лабрадорового порфирита — мост Barnabas близ Murbach, Вогезы.
17. Диопсидовый пироксен из лабрадорового порфирита — вершина Аташ (гора Магнитная), южный Урал.
18. Пироксен, сильно плеохроирующий, из авгитового андезита — вершина Mariveles, Luzon. — Np — светло-буровато-желтый, Nm — светло-буровато-красный, Ng — светло-зеленый до бесцветного, Ng = 46° (приблизительно).

чаще он образует внешние зоны известково-натровых полевых шпатов. *Полевые шпаты основной массы* всюду кислее вкрапленников и встречаются в узких лейстах, удлиненных по ребру P/M, реже в изометрических индивидах. Следует сравнить анализы 1 и 2 на стр. 361, которые, несмотря на не совсем чистое отделение анализированного материала, безусловно доказывают вышеуказанное различие. У некоторых пород полевошпатовые микролиты образуют сферолиты в стекловатой основной массе; что и здесь они принадлежат членам, более богатым альбитом, показывает анализ 3 (там же); высокое содержание SiO_2 в этом анализе следует отнести за счет обильной примеси стекла. Выветривание полевых шпатов дает разнообразные глинистые продукты и кальцит. *Вкрапленники биотита* (анализ 4 на стр. 361) образуют гексагональные таблички черного или черновато-бурого цвета, листочки которого в проходящем свете бурые или кроваво-красные. Они очень часто окружены ресорбционной каймой * из авгитовых микролитов и зернышек магнетита или нацело превращаются в такой аггрегат. При атмосферном выветривании они дают хлорит и побочные продукты или также окислы железа. *Роговая обманка* в удлиненных призмах, с сильным блеском, бархатно-черная в отраженном и бурая в проходящем свете, реже черновато-зеленая в отраженном и зеленая в проходящем свете, принадлежит к базальтической роговой обманке весьма основного характера (анализы 5 — 7). Бросается в глаза высокое содержание TiO_2 в роговой обманке щелочных андезитов, характерное для щелочных пород. Совершенно особый характер имеет роговая обманка, называемая гамсиградитом (анализ 8), из андезитовой породы из Timoktal в Сербии (тимацит). Роговая обманка претерпевает такую же магматическую ресорбцию ** с новообразованием авгита и магнетита, как и биотит. Это явление в некоторых случаях заметно простым глазом. Выветривание аналогично выветриванию биотита. Возобновление образования биотита и роговой обманки в основной массе бывает очень редко. *** *Гиперстен* или вместо него *бронзит* (анализы 9 — 12; бросается в глаза значительное — иногда — содержание CaO) образует укороченные восьмигранные столбики буровато-желтого цвета; при выветривании он превращается в водные окислы железа, благодаря чему порода получает пятнистый вид, или в серпентин. **** Ромбический пироксен только в исключительных случаях встречается во второй генерации; он принадлежит к интрателлурическому периоду. *Авгит* во вкрапленниках также образует укороченные восьмигранные столбики зеленого цвета и отчасти принадлежит к диопсиду (анализ 13), отчасти имеет состав подобный гиперстеновому и в этом случае плеохроирует подобно гиперстену (анализ 18); встречаются также базальтические авгиты, богатые полуторными окислами (анализы 14 и 15). Авгит при выветривании ***** превращается в хлорит и эпидот, часто с обильным выделением кальцита. Это единственный цветной минерал, который обычно — и часто в значительных количествах — образуется во второй генерации в течение эффузивного периода и тогда является составной частью основной массы. *Рудный минерал* представлен магнетитом, часто содержащим титан, реже ильменитом. Случайные примеси— *гранат*, большей частью в тетрагон-три-октаэдрах, и *кордиерит* в коротких столбиках, часто с тройниками прорастания, а также оба в неправильных зернах приурочены в качестве посторонних включений к определенным местностям; они часто встречаются вместе и тогда нередко сопровождаются также и шпинелидами. Может быть эти минералы всюду происходят из расплавленных гнейсовых включений, что очевидно для многих мест (Noyazo у Cabo de Gata). *Титанит* связан с андезитами, богатыми биотитом и амфиболом, а *оливин* преимущественно с пироксеновыми андезитами и порфиритами. Иногда в друзах встречаются тридимит ****** и псевдобрукит; кварц является нередким посторонним включением.

---

* [Следовало бы сказать опацитовой каймой — см. примечание к § 227.]

** [См. примечание к § 227.]

*** [Как уже указывалось, даже в случае с биотитом образование его в основной массе магматическим путем мало вероятно. В отношении роговой обманки это еще менее вероятно, конечно, если порода представляет собою действительно эффузию, а не жилу, силл и вообще интрузивное тело.]

**** [Серпентин в качестве вторичного продукта выветривания, как указывалось выше, невозможен.]

***** [Считаю нужным повторить еще раз, что Розенбуш, по-моему, сильно преувеличивает действие явлений выветривания. Гораздо объективнее во всех случаях и выше и в дальнейшем говорить хотя бы просто об *изменении*.]

****** [Д. С. Белянкин настаивает, что за тридимит нередко принимается кристобалит.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	68,42	67,04	65,43	64,48	63,16	62,89	62,67	61,58	60,20
TiO_2	0,31	0,51	0,83	—	0,61	0,83	0,48	0,49	0,57
Al_2O_3	15,51	16,71	17,10	19,28	16,74	16,42	16,62	16,96	17,21
Fe_2O_3	1,07	1,46	2,39	1,40	3,94	2,64	3,25	1,75	3,12
FeO	1,51	2,08	1,19	1,78	0,47	2,24	1,17	2,85	2,69
MnO	—	0,16	0,70	—	0,04	0,08	0,11	сл.	0,12
MgO	1,14	1,09	1,48	1,64	1,12	2,50	3,08	3,67	3,18
CaO	2,71	3,26	3,88	5,06	4,07	4,77	5,56	6,28	6,04
Na_2O	4,20	5,07	3,66	4,41	3,88	4,07	4,24	3,94	3,35
K_2O	4,08	1,84	2,83	1,12	3,71	2,15	1,67	1,28	1,44
H_2O^+	1,17 [1]	0,51	0,36	0,06	0,77	1,00	1,01	1,06	1,18
H_2O^-	—	0,08	0,20	—	1,12	0,55	0,23	0,24	1,12
P_2O_5	—	0,27	сл.	—	0,30	0,20	0,15	0,22	0,17
Σ	100,24	100,16	100,25	99,23	99,93	100,45	100,35	100,35	100,50
Уд. вес	2,574	—	2,664	—	—	—	—	—	—

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	59,64	57,14	56,07	55,92	53,74	51,54	64,81	63,18	57,16
TiO_2	1,08	0,49	1,24	0,94	0,97	0,32	0,08	0,60	0,87
Al_2O_3	16,64	17,24	19,06	17,70	18,26	20,31	15,73	16,47	16 69
Fe_2O_3	2,33	2,89	5,39	3,16	6,21	4,64	1,68	2,36	3,47
FeO	4,35	3,57	0,92	4,48	3,00	3,56	2,91	2,28	2,76
MnO	сл.	0,07	0,23	сл.	0,08	0,32	0,08	0,15	сл.
MgO	2,10	3,79	2,12	4,34	2,69	3,16	2,82	1.33	2,47
CaO	4,59	7,01	7,70	5,90	8,06	9,96	4,22	4,77	5,86
Na_2O	3,31	2,55	4,52	4,08	3,58	4,29	3,98	4,40	3,82
K_2O	4,16	1,61	1,24	2,24	2,52	2,47	1,43	2,93	4,49
H_2O^+	0,69	2,48 [1]	0,99	1,42	0,60	0,34	0,62	0,60	1,06
H_2O^-	0,14	0,68	—	—	0,16	—	—	0,27	0,83
P_2O_5	0.49	—	0,16	0,18	0,33	0,57	0,23	0;28	0,41
Σ	99,68	99,81	99,64	100,45	100,19	101,07	100,61	99,86	100,21
Уд. вес	—	—	—	—	2,67	—	2,740	—	—

1. Биотитовый андезит — Incaguasi, Аргентина — с 0,12 редких земель.
2. Гиперстено-роговообманковый андезит—Mount Sanford, Аляска — с 0,05 ZrO_2, 0,03 BaO, следами SrO.
3. Гиперстен-биотитовый андезит — Clear Lake, Калифорния, США — с 0,02 NiO.
4. Роговообманковый андезит — Black Butte, Mount Shasta, Калифорния.
5. Роговообманково-биотитовый андезит — Black Butte, Невада, США.
6. Роговообманковый андезит — Chapulterec, Мексика — с 0,01 Cr_2O_3, 0,03 SrO, 0,07 BaO, следами Li_2O.
7. Гиперстено-роговообманково-биотитовый андезит — Mount Drum, Аляска — с 0,01 ZrO_2, 0,01 NiO, 0,03 SrO, 0,06 BaO, следами Li_2O.
8. Роговообманковый андезит — Mount Shasta, Калифорния — с 0,03 BaO, следами SrO, Li_2O.
9. Роговообманковый андезит — Pilot Peak, Plumas co., Калифорния — с 0,11 BaO, следами SrO, Li_2O.
10. Авгито-роговообманково-биотитовый андезит — Elkhorn Mount Distr., Монтана — с 0,05 SrO, 0,10 BaO, 0,01 S, следами Li_2O.
11. Антфиболовый андезит — Sukoró, хребет Velence, Венгрия—с 0,16 SrO, 0,13 BaO.
12. Роговообманковый андезит — остров Богослова, Аляска. (Извержение в октябре 1883 г.)
13. Роговообманковый андезит — Sepulchre Mt., Иеллоустонский парк, США — с 0,09 Li_2O, следами SrO.
14. Роговообманковый андезит (с авгитом) — Ndano, остров Soembawa, Нидерландская Индия.

[1] Потеря при прокаливании

15. Роговообманковый андезит—остров Богослов, Аляска (извержение в октябре 1883 г.). Богаче роговой обманкой, чем 12.
16. Слюдяной порфирит — North Mosquito, Колорадо, США — с 0,04 Cl, 0,90 FeS_2, 1,08 CO_2, следами SrO.
17. Роговообманковый порфирит — Sierra Carrizo, Аризона, США — с 0,09 SrO, 0,15 BaO, следами Li_2O.
18. Авгит-биотитовый порфирит — Telegraph mine, Юта, США — с 0,30 BaO, 0,02 S, следами Cr_2O_3.

Основная масса андезитов и порфиритов весьма разнообразна. Изредка она голокристаллическая и тогда состоит главным образом из полевого шпата с небольшим количеством цветных компонентов и часто с некоторым количеством кварца. Иногда она похожа на основную массу трахитов, иногда на таковую диоритовых порфиритов, а в некоторых случаях бывает также микрофельзитовая и сферолитовая. Очень часто она состоит из войлочного аггрегата лейсточек полевого шпата, столбиков авгита и рудных зернышек (*пилотакситовая* основная масса) или из такого же микролитового войлока, пропитанного переменным количеством буроватого, реже зеленоватого стекла (*гиалопилитовая* основная масса), и во многих случаях бывает также *стекловатой* с малым количеством микролитов или совсем без них. [Если основная масса стекловатая и имеются фенокристы, то структура всей породы в целом называется *витрофиритовой*.]

Слюдяные и амфиболовые андезиты непосредственно примыкают к дацитам аналогичного состава и, как показывают анализы таблицы на стр. 363, непосредственно переходят в них. Это большей частью светлоокрашенные породы трахитового облика, отчасти же темноокрашенные и тогда более компактные. Можно различать типы, совершенно лишенные пироксена, и такие, в которых совместно с биотитом и амфиболом присутствуют также ромбический пироксен или авгит; последние типы наиболее распространены. Структура особенно часто трахитовая, часто гиалопилитовая и пилотакситовая, нередко также витрофиритовая. Флюидальность выражена отчасти в расположении вкрапленников, отчасти в строении основной массы.

§ 251. Слюдяные и роговообманковые андезиты имеют очень широкое распространение. * Беспироксеновые и трахитоидные типы встречаются в окрестностях Шемница, Dilln, Tepla и в других местах в Венгрии, в горах Vlegyasza и в районах Nagyag и Vöröspatak в Семиградии, в окрестностях Banow в Моравии, в горах Smrkouz в Штирии, на островах Греческого архипелага, на больших калифорнийских вулканах Lassen's Peak и Mount Shasta, Mount Rainier в штате Вашингтон, Mount Hood в Орегоне. Пироксенсодержащие и гиалопилитовые или пилотакситовые андезиты известны из районов Kremnitz и Szobb в Венгрии, а также из интересных по содержанию в них граната и кордиерита месторождений горного массива St. Andrä-Visergrad, затем из гор Hargitta, из Büdös, из Сербии (Дубник, Любница и др.), из Эвганей (Battaglia), из древних лав Akrotiri (Санторин), из месторождений

* [Самые различные представители андезитового семейства весьма распространены как в Главном Кавказском хребте, так и в многочисленных местностях Закавказья; различные, иногда оригинальные, андезиты встречаются на Камчатке. Различные представители порфиритов встречаются во многих местах Урала, Алтая, Тарбагатая, Средней Азии, Казакстана, Кузбасса, Сибири; палеоандезиты, т. е. сравнительно очень свежие порфириты, известны в Крыму, на Украине и т. д.]

округа Washoe в Неваде, с вулканов Центральной Америки Coseguina, Orosi, Miravalle, со многих южноамериканских вулканов и наконец с Зондских островов, с Филиппин, из Японии и т. д. Витрофиритовые разности с обильным содержанием стекловатого базиса известны из Karatash у Смирны, из Altsohl и других мест в Венгрии, из Cabo de Gata (богатая включениями, содержащая кордиерит и гранат порода из Hoyazo), из Колорадо и с многочисленных вулканов Анд.

Что образование роговообманковых андезитов происходит и до сего времени, доказывают породы острова Иоанна Богослова в Беринговом море, относящиеся к извержению 1883 г., химический состав которых дают анализы 12 и 15 на стр. 363.

§ 252. Слюдяным и роговообманковым андезитам во всех деталях структуры и во всех типах состава соответствуют *слюдяные* и *роговообманковые порфириты* или просто *порфириты*, если не принимать во внимание сильно распространенные в последних явления выветривания, как несущественные для определения породы. Изменению эти породы обязаны красной или бурой (от окислов железа), реже зеленоватой (от хлорита) окраской основной массы, несвежим, мутным обликом полевых шпатов и относительной редкостью стекла в составе основной массы, которая раскристаллизовывается в аллотриоморфно-зернистый аггрегат. Так, слюдяные и роговообманковые порфириты, образующие покровы в красном лежне южного Гарца у Ilfeld, в точности соответствуют содержащим пироксен, гиалопилитовым и пилотакситовым слюдяным и роговообманковым андезитам. То же самое относится к слюдяным порфиритам красного лежня Тюрингии (районы Schleusingen, Schmalkalden, Oberwied, Suhl, Ilmenau и т. д.), среди которых встречаются беспироксеновые разности с такими же структурами, равно как и к слюдяным порфиритам красного лежня Саксонии (Lausigk, Leisnig, Flöha, Döbeln, Frohburg, Triebischtal у Мейссена, Wilsdruff, Potschappel и т. д.) и карбона Morvan во Франции. Промежуточные члены между слюдяными и роговообманковыми порфиритами распространены во всех названных областях. Сюда относится также Porfido rosso antico, который у Dschebel Dokhan (между Нилом и Красным морем) залегает в виде простых и трубчатых жил в складчатых горах и прорывается гранитом и липаритом; он обязан своей красивой красной окраской содержанию вторичного красного эпидота (Withamit); свежая порода черно-зеленая до черной. В качестве типичного роговообманкового андезита в Германии рассматривают обычно породу из Potschappel в Саксонии; это беспироксеновая порода, анализ которой определенно указывает на сильную степень изменения. Близкая порода из Unkendorf содержит авгит. Витрофировый характер имеет амфибол-бронзитовый витрофирит из Leutewitz, который при вторичном расстекловании основной массы переходит в литоидный порфирит. Слюдяные и роговообманковые порфириты распространены также в так называемой пограничной залежи (Grenzlager) области Saar-Nahe и имеют трахитоидную (Giessberg, Waldböckelheim) и гиалопилитовую или пилотакситовую структуру (район Limbach, Erbringen и т. д.), то с пироксеном, то без него. «Черные порфиры» пермского возраста района Lugano также дают примеры слюдяных и роговообманковых порфиритов различной структуры и состава.

§ 253. *Гиперстеновые андезиты* и *авгитовые андезиты* настолько же близки между собой, как и биотитовые и роговообманковые андезиты,

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2 . .	68,12	66,94	64,87	63,47	62,44	61,31	60,14	59,39	58,77	58,07
TiO_2 . .	0,25	0,30	1,08	0,37	0,28	0,73	0,62	0,41	0,05	1,27
Al_2O_3 . .	16,24	16,49	16,65	16,75	15,84	16,70	16,65	18,45	14,62	15,83
Fe_2O_3 . .	1,26	1,41	1,46	2,15	3,54	1,30	2,94	1,79	5,61	2,97
FeO . .	2,08	1,87	4,21	2,75	4,82	4,08	2,39	3,90	3,16	3,89
MnO . .	0,10	0,13	—	0,09	сл.	0,14	0,06	—	0,11	0,06
MgO . .	1,35	1,98	1,42	3,04	1,39	3,44	1,16	3,13	2,66	5,56
CaO . .	3,80	4,77	2,88	5,72	4,06	6,10	5,21	6,29	6,25	6,70
Na_2O . .	3,89	3,88	5,09	3,94	4,78	4,05	3,41	4,29	3,82	3,89
K_2O . .	2,54	1,65	1,87	1,62	2,37	1,58	2,51	1,29	3,11	1,73
H_2O^+ .	0,40	0,22	0,10	0,55	0,74	0,36	3,98	0,42	1,38	0,23
H_2O^- .	—	0,35	0,04	—	—	0,22	0,54	0,10	—	0,18
P_2O_5 . .	0,14	0,12	0,23	0,13	0,33	0,18	0,07	0,22	0,32	0,29
Σ . . .	100 28	100,23	99,90	100,66	100,59	100,29	99,68	99,77	99,97	100,79
Уд. вес .	—	—	—	—	2,511	—	—	—	—	—

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2 . .	57,64	56,47	55,53	54,26	53,94	52,13	60,98	58,23	58,06	54,90
TiO_2 . .	1,57	0,99	0,56	—	1,06	1,60	0,90	0,50	1,11	1,27
Al_2O_3 . .	17,07	15,33	17,63	15,93	18,93	16,73	17,40	17,14	15,44	16,21
Fe_2O_3 . .	3,07	2,54	2,81	6,80	4,06	3,16	3,93	4,18	2,19	4,99
FeO . .	5,15	4,53	3,59	5,53	5,08	5,43	0,65	1,27	4,24	2,71
MnO . .	0,08	0,18	0,08	0,27	—	сл.	—	—	—	—
MgO . .	2,80	5,08	5,85	3,35	3,23	5,05	1,92	3,59	4,68	6,15
CaO . .	5,55	6,93	8,74	11,32	7,85	9,10	5,06	6,10	6,52	7,01
Na_2O . .	4,20	3,81	3,09	1,94	2,56	2,81	4,02	3,45	3,13	3,24
K_2O . .	2,14	1,66	0,92	1,10	1,68	1,40	3,20	2,68	1,51	2,19
H_2O^+ .	0,05	1,65	1,24	0,99	0,92	2,47	1,60	2,10	2,79	1,66
H_2O^- .	0,09	—	—	—	0,42	—	—	—	—	—
P_2O . .	0,37	0,54	0,21	—	сл.	0,51	0,20	0,19	0,21	0,22
Σ . . .	99,85	99,71	100,33	101,49	99,73	100,39	100,01	99,57	100,37	100,66
Уд. вес .	—	—	—	2,770	—	—	2,664	2,681	2,659	2,796

1. Гиперстеновый андезит — Crater Peak, Shasta co., Калифорния — с 0,02 SrO, 0,09 BaO, следами Li_2O.
2. Гиперстеновый андезит — Goodyears Bar, Калифорния — с 0,05 SrO, 0,07 BaO, следами Li_2O.
3. Гиперстеновый андезит — Giorgio Kaimeni, Санторин, Греция.
4. Гиперстеновый андезит — Suppans Mount, Tehama co., Калифорния — с 0,04 SrO, 0,04 BaO, следами Li_2O.
5. Гиперстен-авгитовый андезит — Simpsonhafen, Новая Померания, Австралия.
6. Гиперстеновый андезит — гора Врангеля, Аляска — с 0,01 ZrO_2, 0,02 NiO, 0,02 SrO, 0,05 BaO.
7. Авгитовый андезит (стекловатый) — Monte Furru у Bosa, Сардиния.
8. Гиперстен-авгитовый андезит — Crater Lake, Орегон, США — с 0,04 SrO, 0,05 BaO, следами Li_2O, Cl.
9. Гиперстеновый андезит — остров Watom, архипелаг Бисмарка, Австралия — с 0,11 CO_2.
10. Гиперстеновый андезит — Popocatepetl, Мексика — с 0,01 Cr_2O_3, 0,04 SrO, 0,07 BaO, следами Li_2O.
11. Авгитовый андезит — San Francisco Mount, Аризона, США — с 0,05 BaO, следами Cl.
12. Авгитовый андезит — Dunraven Peak, Иеллоустонский парк, США.
13. Авгитовый андезит — Butte Mount, Plumas co., Калифорния — с 0,06 SrO, 0,02 BaO.
14. Гиперстеновый андезит — остров Альборан у Cabo de Gata, Испания.
15. Гиперстеновый андезит — вулкан Singalang, Суматра.

16. Авгитовый андезит (с оливином) — Dogo, острова Oki, Япония.
17. Бронзитовый порфирит — Stahlhof у Freisen, область Saar-Nahe — с 0,15 SO_3
18. Бронзитовый порфирит (с оливином) — Schlangenfels восточнее Heimbach у Birkenfeld, Nahetal — с 0,14 SO_3.
19. Бронзит-порфиритовый смоляной камень — Kronweiler, область Saar-Nahe — с 0,16 SO_3, 0,32 CO_2, 0,01 органич. вещ.
20. Авгитовый порфирит (с оливином) — Burg Langenbach у Freisen, там же — с 0,11 SO_3.

и отличаются от *гиперстеновых* и *авгитовых порфиритов* так же, как эти последние от слюдяных и роговообманковых порфиритов, т. е. только по геологическому возрасту. Это почти всегда темнозеленые до черных породы, компактного строения, то с более литоидным, то со слабо смолянокаменным видом, которые при выветривании приобретают бурую или матово-зеленую окраску. Трахитоидный характер и трахитоидная структура почти вовсе отсутствуют; литоидные типы имеют пилотакситовую (рис. 65) или весьма бедную стеклом гиалопилитовую структуру (рис. 18); породы с плоским раковинчатым изломом и более или менее отчетливым смолянокаменным блеском обладают богатой стеклом гиалопилитовой или витрофировой структурой и переходят в чистые стекла, имеющие облик смоляного камня, перлита и обсидиана.

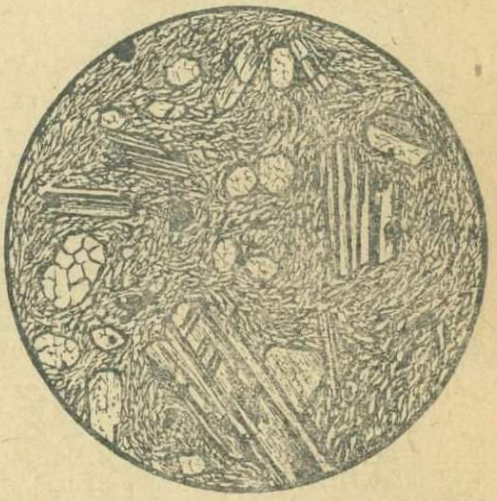


Рис. 65. Трахиандезит пилотакситовый. Breiberg, Siebengebirge. Увелич. 30 : 1. Николи +.

§ 254. *Гиперстеновые андезиты* и *порфириты* [1] (бронзитовые порфириты) всегда содержат наряду с ромбическим пироксеном авгит, причем последний почти без исключений находится в двух генерациях. Гиперстеновые андезиты наиболее распространены в Европе среди древних и молодых изверженных пород Греческого архипелага (анализ 3 на стр. 366), на Methana, Aegina и в особенности на Санторине до последнего извержения 1866 г.; затем в венгерско-трансильванских вулканических центрах, в местности севернее Будапешта (у Glan), вокруг Шемница и Кремница, в Matra и вдоль всего предгорья Карпат до местности севернее Kronstadt, в сообществе — с одной стороны с дацитами, слюдяными и амфиболовыми андезитами, липаритами и трахитами, с другой стороны — с авгитовыми андезитами; в горах Smrkouz в Штирии, в Cabo de Gata, у Carthagena и на острове Alboran у южного побережья Испании (анализ 14). Большое распространение они имеют в области

[1] Впервые гиперстеновые андезиты были описаны Кроссом в Колорадо и Фукэ с Санторина. Бронзитовые порфириты впервые описаны Петерсеном и Тиллем из Cheviot Hills.

Washoe в Колорадо, в Калифорнии и в Мексике. Сюда же относятся изверженные породы Мартиники (вплоть до извержения 1902 г.), которые показывают переходы от дацитового до почти базальтового состава. Далее гиперстеновые андезиты распространены по всей цепи южноамериканских Анд, на островах Зондского архипелага, где извержение Кракатау в 1883 г. также дало бронзит-андезитовые пемзы и пеплы, на Малаккских островах, Филиппинах, в Японии, на Камчатке, на Кавказе, в Персии, в Новой Зеландии и т. д.

Санукит (Вейншенк) идентичен бонинниту (Петерсен) и представляет собой бесполевошпатовый или очень бедный полевым шпатом витрофировый гиперстеновый андезит со случайным акцессорным гранатом, имеющий некоторое распространение в японских провинциях Sanuki и Kawashi, а также на Бонинских островах (по-японски Chichishima; анализ 1 на этой стр.).

Миякит (Петерсен) представляет собой матово-бурую авгито-андезитовую породу японского острова Mijakeshima, в которой высокое содержание MnO должно быть отнесено на счет марганцевого пироксена; это, следовательно, может быть марганцево-авгитовый андезит. Такое же содержание MnO показывает гиперстеновый андезит колоссального извержения Bandai-San (в округе Yama северояпонской провинции Iwashiro) 15 июля 1888 г. (анализ 3).

Кармелоит (Лоусон) — это авгитовый андезит с акцессорным оливином, превращенным в иддингсит (анализы 4 и 5).

От гиперстеновых андезитов не отличимы *бронзитовые* или *гиперстеновые порфириты*. Они имеют широкое распространение в пермской пограничной залежи области Saar-Nahe (Steinerner Mann у Wolfstein, район Лихтенберга и Baumholder, Dreisbach, Mettweiler, Welschberg, Namborn и т. д.; анализы 17—19 на стр. 366), в красном лежне Тюрингии (район Ilmenau), в форме жил в сообществе со слюдяными и рогово-обманковыми порфиритами — в Гарце (у Wernigerode и Elbingerode), в виде покрова, несогласно лежащего на силурийских граувакках — в Англии, а также перекрытые нижнекаменноугольными слоями — в Cheviot Hills у шотландской границы; далее в Pentland-, Ochil- и Sidlow-Hills — принадлежащие к вулканическому периоду нижнего красного песчаника (lower old red), в Breidden Hills между Shrewsbury и Welshpool — в связи с кембрийскими слапцами, у Klausen в Тироле — в связи со слюдяными и гиперстеновыми диоритами, у Recoaro — в альпийском триасе и т. д.

	1	2	3	4	5
SiO_2 . .	53,92	50,87	59,66	52,83	60,00
Al_2O_3 . .	17,98	21,98	15,51	17,67	19,01
Fe_2O_3 . .	—	5,85	3,76	7,50	3,20
FeO . .	4,88	5,09	5,40	1,68	0,68
MnO . .	—	1,45	1,40	—	сл.
MgO . .	4,57	1,38	3,67	2,47	1,28
CaO . .	7,59	9,12	6.56	7,35	4,10
Na_2O . .	3,92	2,85	2,50	6,61	6,97
K_2O . .	1,14	0,22	1,08	2,52	2,79
H_2O . .	4,64	0,43	—	2,32[1]	4,30[1]
Σ . . .	98,64	99,24	100,31	100,95	102,33
Уд. вес	—	—	—	2,80	2,51—2,59

[1] Потеря при прокаливании.

1. Санукит (бонинит) — Peel Island.
2. Миякит — Mijakeshima, Япония.
3. Миякит — Yugetayama, Bandai-San, Япония — с 0,59 S, 0,18 P_2O_5.
4. Кармелоит — Sunium Point, бухта Carmelo, Калифорния — почти голокристаллический.
5. Кармелоит — бухта Carmelo, Калифорния — очень богат стеклом.

§ 255. *Авгитовые андезиты* и *авгитовые порфириты* получаются из предыдущей группы при постепенном уменьшении содержания ромбического пироксена, на место которого становится главным образом авгит и иногда некоторое количество оливина. По своей структуре и химическому составу они очень близки к предыдущим породам, которые их почти всюду сопровождают. Области распространения неовулканических авгитовых андезитов всегда совпадают с таковыми гиперстеновых андезитов.

Палеовулканические авгитовые порфириты, называемые *вейсельбергитами* по богатой стеклом породе из Weiselberg у St. Wendel, встречаются в пограничной залежи (Grenzlager) в области Saar-Nahe (анализ 20), в красном лежне южной окраины Гарца, у Ilfeld в Тюрингии, в горной цепи Flechtinger—Neuhaldensleben северо-западнее Магдебурга, в Саксонии, в сильно динамометаморфизованных фациях Глярнских Альп, особенно в пределах Grandstock (Kärpf-Melaphyr швейцарских геологов), и т. д. Они полностью соответствуют авгитовым андезитам и в свежем состоянии от них не отличимы

Лабрадоровым порфиритом называют авгит-андезитовую залежь в кульме южных Вогезов из района Gebweiler, Giromagny, Le Puix, Belfahy (департамент Верхней Соны). В афанитовой зеленоватой или буроватой основной массе различимы часто довольно большие и обильные вкрапленники лабрадора, в свежем состоянии водяно-прозрачного и стекловатого, в несвежем зеленоватого с восковым блеском, наряду с редкими зелеными авгитами. Изредка в виде примеси встречаются некоторое количество базальтической роговой обманки и происшедшие из оливина серпентиновые зерна. Основная масса то голокристаллическая, состоящая главным образом из кислого плагиоклаза и ортоклаза с авгитом, то гипокристаллическая с переменным количеством светло-буроватого или желтоватого стекла. В некоторых случаях это обусловливает образование миндалин. Большая близость к мелафировому типу дает себя знать появлением в некоторых случаях признаков диабазовой структуры у основной массы. К этим породам впервые и было применено название мелафир. Эти же породы встречаются в виде жил в Гарце, в залежах в гнейсовых филлитах, в области Zwölferspitz в Тироле, на Урале и т. д. Сюда же относятся прекрасные Porfido verde antico в Marathonisi в долине Еврота (Пелопоннес). Этот тип постепенно переходит в порфировые формы диабазов, называемые диабазовыми порфиритами. В некоторых областях (Cross-Fell в северной Англии, Breidden Hills в южном Шропшире в Австралии) лабрадоровые порфириты содержат бронзит и как будто бы примыкают к бронзитовым порфиритам; однако это еще требует подтверждения путем анализа, так как бывают бронзитсодержащие мелафиры.

Тип лабрадоровых порфиритов, характеризующийся постоянным содержанием вкрапленников оливина совместно с обильными вкрапленниками известково-натрового полевого шпата, встречается также в пограничной залежи области Saar-Nahe (Oberstein, Hopstaedten, Türkismühle и т. д.) и в красном лежне сенонского бассейна в Вогезах и называется *навитом*.

Связывающим звеном между оливиновыми вейсельбергитами и навитами служат породы карбоновых месторождений района Zwickau в Саксонии.

§ 256. Химический состав андезитов и порфиритов дают таблицы на стр. 363 и 366, из которых первая относится к разностям, богатым слюдой и роговой обманкой, а последняя — гиперстеном и авгитом. Из них видно, что разница между обоими типами очень мала. Содержание SiO_2 приблизительно одинаково, и в наиболее кислых членах, при полном кристаллическом развитии, оно неизбежно привело бы к выделению кварца или тридимита. Сюда относятся породы, которые являются эффузивными эквивалентами кварцевых диоритов и даже основных гранитов. В общем гиперстеновые и авгитовые андезиты несколько богаче цветными компонентами, что видно из более высоких средних значений MgO, окислов железа и отчасти извести при одинаковом содержании SiO_2 и на что указывает также появляющийся в некоторых случаях оливин; содержание щелочей, наоборот, несколько ниже, и натрий сильнее преобладает над калием. Точно так же атомная группа A, как это показывает отношение глинозема к щелочам и извести, более отступает по отношению к C, чем это имеет место у слюдяных и роговообманковых андезитов. Так как приведены анализы только свежих пород, то различия между нео- и палеовулканическими породами не видно. На этом же основании значительное иногда содержание воды имеет главным образом первичный характер и вода содержится больше всего в базисе, который имеет характер смолянокаменного, перлитового или обсидианового стекла (анализ 19, стр. 366).

§ 257. Подобно тому как в глубинных породах встречаются так называемые более ранние основные конкреции, разъясняющие начальные стадии кристаллизации магмы, точно так же и в эффузивных породах всех семейств встречаются в некоторых случаях *более ранние выделения* различной величины — от горошины и до размеров более кубического метра, проливающие свет на процессы кристаллизационного затвердевания. Подобно тому как при кристаллизации магмы остаточный расплав становится все кислее, т. е. богаче SiO_2 и щелочами и беднее окислами RO, так первые продукты кристаллизации должны в своей совокупности, наоборот, давать породы, более бедные SiO_2 и щелочами и богатые окислами Fe, Mg и Ca. Это показывает сравнение более ранних выделений в санторинских лавах 1866 г., называемых «глыбами анортитовой лавы»

	1	2	3	4
SiO_2	51,62	52,61	44,81	38,15
Al_2O_3 . . .	18,18	6,70	36,02	—
Fe_2O_3 . . .	10,35	—	—	—
FeO		15,05	сл.	22,42
MnO . . .	0,11	0,23	—	—
MgO . . .	4,82	5,22	0,59	39,05
CaO	11,89	20,47	18,01	—
Na_2O . . .	2,59	—	0,49	—
K_2O	0,59	—		—
Σ	100,15	100,28	99,92	99,62
Уд. вес . .	2,840	—	—	—

1. Глыба анортитовой лавы, включение в лаве 1866 г. — Maionisi, Санторин.
2. Авгит из этой анортитовой лавы.
3. Анортит — оттуда же.
4. Оливин — оттуда же.

(Anorthitlava-Blöcke), из анализа 1 на стр. 370 с анализом 3 на стр. 366. Структура таких более старых выделений, которые выглядят как чужаки (включения), конечно гипидиоморфно-зернистая и миаролитовая. Анализы 2—4 дают состав главных компонентов. В отдельных выбросах (иногда достигающих величины кубического метра) в пемзовых туфах санториновой группы встречаются также глубинные формы чистой магмы этой местности в виде разного рода тонкозернистых кварцевых диоритов, часто с очень тонким микропегматитовым срастанием полевого шпата и кварца.

§ 258. *Кварцевым пропилитом* и *пропилитом* (Рихтгофен) называют зеленокаменную фацию дацитовых и андезитовых пород, которая встречается обычно там, где эти породы являются рудоносными. Название «пропилит» возникло из того положения, что указанные породы, как это наблюдается в некоторых местах, являются повсюду наиболее древними эффузивами третичной эпохи, которые — после долгого вулканического покоя в течение мезозойской эпохи — до некоторой степени возобновили вулканические процессы. * Название «зеленокаменный трахит» является более старым синонимом. Такие пропилитовые фации распространены в Венгрии, в Семигради, на западных склонах Сьерра Невады, в области Washoe, на Мексиканском плоскогорьи, в южноамериканских Андах и т. д. Их особенность заключается в потере полевыми шпатами стекловатого облика, в хлоритизации (часто с одновременным образованием эпидота) роговой обманки, биотита и пироксена (последний часто с промежуточной уралитовой стадией), в переходе нормальной андезитовой основной массы в полнокристаллический зернистый аггрегат полевого шпата, кварца, хлорита, эпидота и кальцита, часто со значительным проникновением в породу колчедана. Последнее указывает на то, что термальные процессы являются общей причиной как рудообразования, так и изменения породы, которая, если исключить обогащение колчеданом, может итти аналогичными путями и при нормальном выветривании. Анализы 1 и 2 на стр. 372 дают состав пироксен-амфиболового андезита из Pietrosa у Brád в Семигради. Порода 1 свежая, порода 2 пропилитизирована вблизи золотоносных кварцевых жил; можно видеть, что химическое изменение здесь весьма незначительное.

Пропилитизация с некоторыми изменениями встречается и у трахитов и липаритов и не чужда также более основным породам семейства базальтов, мелафиров и диабазов. **

---

* [Τὰ Προπύλαια (Пропилеи — отсюда же) означает по-древнегречески преддверие, т. е. пропилиты, по Рихтгофену, открыли будто бы собою вулканическую деятельность третичного времени.]

** [Явления пропилитизации, легко заметные макроскопически по отчетливому позеленению пород и обогащению их серным колчеданом, сопровождаются иногда, как показывает появление последнего, рудными месторождениями промышленной ценности. Чем ближе к месторождению, тем породы становятся менее распознаваемыми, превращаясь в смесь исключительно метасоматических постериорных минералов и наконец в рудную массу. Природу этих образований в таких близких к рудам местах можно распознать иногда только тщательным наблюдением и коллекгированием от центров наиболее интенсивного изменения к периферии. Так как процесс пропилитизации (как и соссюритизации) является главным образом гидратизацией (хлоритизация, эпидотизация, серицитизация), то необходимо быть осторожным при микроскопических исследованиях и не принять явления цеолитизации плагиоклазов за альбитизацию, тем более что оба эти процесса могут иметь место в одном и том же теле. Само собою разумеется, что в поисках рудного тела

	1	2
SiO_2	59,24	58,77
TiO_2	0,73	0,69
Al_2O_3 . . .	14,61	16,82
Fe_2O_3 . . .	2,64	1,67
FeO	4,10	2,38
MnO . . .	0,19	0,15
MgO . . .	2,21	1,85
CaO	6,41	5,83
Na_2O . . .	2,85	2,53
K_2O	1,95	1,93
H_2O^+ . . .	2,68	2,87
H_2O^- . . .	0,32	2,96
P_2O_5 . . .	2,26	0,58
CO_2	0,11	0,53
S	—	0,08
Σ	100,30	99,64

§ 259. *Щелочные андезиты* до сего времени, за исключением одной маленькой группы, соединяли с обыкновенными андезитами. Но чем лучше становится известной закономерная ассоциация изверженных пород, согласно которой щелочноземельные и щелочные породы обычно распространены в раздельных областях, тем более бросается в глаза различие между андезитами, встречающимися в сообществе с липаритами, трахитами, дацитами и базальтами, и щелочными андезитами, которые сопровождаются комендитами, щелочными трахитами, фонолитами и трахидолеритами, что приводит к необходимости выделения их в отдельную группу. К этому присоединяется тот факт, что и по более ранним продуктам выделения, наблюдаемым в них самих или в отдельных выбросах в их туфах, подтверждается их щелочной характер. Так как химический состав известных андезитов и щелочных андезитов весьма сходен, то, если в породе отсутствуют минералы, характерные для резко щелочных пород (нефелин, лейцит, содалитовые минералы, щелочные пироксены и амфиболы), различение во многих случаях становится трудным. Эти трудности будут только тогда полностью преодолены, когда будут найдены неизвестные до сего времени глубинные породы щелочно-андезитовой магмы. Трудность химического определения проистекает из того, что как в андезитовой, так и в щелочно-андезитовой магме атомные группы A и C содержатся совместно с F в переменных количествах, хотя в составе щелочных андезитов группа A и имеет несколько большее значение. Как и повсюду между семействами пород, резкие границы здесь отсутствуют.

Подобно тому как андезиты занимают место между трахитами и базальтами, так и щелочные андезиты лежат между щелочными трахитами и фонолитами, с одной стороны, трахидолеритами — с другой, и в обоих направлениях получаются переходы и промежуточные формы. Так как щелочные трахиты и фонолиты представлены весьма разнообразными типами, то получаются также различные типы щелочных андезитов и трахидолеритов.

следует направлять свое внимание на места наиболее измененные, оконтуривая их границы. Необходимо отметить, что совершенно аналогичные явления могут наблюдаться и в интрузивных телах.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	62,75	61,92	59,64	59,24	58,98	57,90	57,76	57,67	56,06
TiO_2	0,81	сл.	1,08	0,22	1,63	0,92	сл.	0,52	сл.
Al_2O_3	15,43	19,51	16,64	13,84	13,07	16,56	17,56	17,74	21,05
Fe_2O_3	0,29	5,01	2,33	5,46	3,39	3,05	4,64	1,09	3,42
FeO	3,47	—	4,35	1,36	4,35	2,93	2,09	2,94	2,14
MnO	—	сл.	сл.	сл.	—	—	0,82	0,87	сл.
MgO	3,09	1,20	2,10	4,79	1,79	2,90	2,76	1,76	1,69
CaO	5,00	4,28	4,59	5,60	8,63	5,14	5,46	4,52	3,76
Na_2O	2,37	5,63	3,31	3,13	3,70	5,07	6,82	6,11	8,44
K_2O	5,12	2,51	4,16	4,22	1,61	2,10	1,42	5,46	2,67
H_2O+	1,01[1]	0,32	0,69	2,02	1,41	2,34	—	1,13	1,16
H_2O-	—	—	0,14	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,43	сл.	0,49	0,34	0,53	0,62	—	1,18	0,41
Σ	99,77	100,38	99,68	100,34	99,09	99,53	99,63	100,99	101,21
Уд. вес	—	2,718	—	—	2,637	2,477	2,749	—	—

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	56,01	55,69	55,40	54,78	53,91	53,04	52,27	52,06	51,86	51,82
TiO_2	1,20	1,02	0,43	1,90	2,00	2,12	1,42	2,41	—	0,71
Al_2O_3	17,92	17,87	21,03	18,51	15,65	17,34	19,39	15,52	19,87	16,75
Fe_2O_3	4,20	4,07	1,64	3,41	3,75	2,12	5,66	5,49	6,30	4,56
FeO	2,52	3,26	3,04	3,13	2,82	6,96	3,00	7,06	3,11	3,36
MnO	0,13	—	сл.	0,05	сл.	—	—	0,12	—	0,23
MgO	2,04	3,41	0,91	2,35	4,81	2,49	1,68	2,23	2,33	4,03
CaO	4,80	6,87	3,57	4,24	7,09	5,86	4,51	5,46	3,77	4,94
Na_2O	4,92	2,89	7,64	5,90	4,12	5,61	5,66	5,24	4,88	3,91
K_2O	4,21	4,41	4,42	3,42	2,47	3,00	4,02	2,24	6,20	5,02
H_2O+	1,10	0,17	0,95	0,96[1]	2,05	0,37[1]	1,76	0,59	1,48	3,97
H_2O-	0,31	—	—	0,51	—	—	—	1,00	—	—
P_2O_5	0,55	0,19	0,23	0,84	1,28	0,83	0,59	0,32	0,36	0,52
Σ	100,19	99,85	99,83	100,00	99,95	99,74	100,10	99,74	100,67	100,08
Уд. вес	—	2,717	2,54 до 2,59	2,64	—	—	2,641	—	—	—

1. Щелочной андезит — Col d'Oreccia, Корсика.
2. Щелочной андезит — лава с Volvic, Puy de Nugère, Овернь.
3. Амфибол-биотитовый щелочной андезит — Elkhorn Mts., Монтана — с 0,10 BaO, 0,05 SrO, 0,01 S, следами Li_2O.
4. Амфиболовый латит — North Willow Creek, Highwood Mts., Монтана — с 0,08 SO_3, 0,04 Cl, следами BaO.
5. Щелочной андезит (богат цветными компонентами) — Bergfeld, Westerwald.
6. Щелочной андезит (беднее цветными компонентами) — там же.
7. Гаюиновый андезит — Pic de Teyde, Тенериф — с 0,30 Cl.
8. Щелочной андезит—Lieben у Gartitz, Средне-богемские горы.
9. Гаюиновый андезит — жила у Espigon, Тенериф — с 0,31 SO_3, следами Cl.
10. Щелочной андезит (латит-фонолит) — Portland mine, Колорадо — с 0,02 ZrO_2, 0,16 BaO, 0,06 SrO, 0,04 FeS_2, следами Cl.
11. Щелочной андезит — Monte Santa Croce, Rocca Monfina, Италия.
12. Гаюиновый андезит — Campanario, остров Пальма — с 0,57 SO_3, следами Cl, S.
13. Щелочной андезит — Garachico-Icod, Тенериф.
14. Щелочной андезит — Kozaki, провинция Bungo, Япония.
15. Щелочной андезит (с оливином) — Bellouve, остров Réunion.
16. Щелочной андезит — Nordwestkibo, восточная Африка — с 0,04 ZrO_2, 0,10 S.
17. Щелочной андезит — Littl Ash Creek, Аризона.
18. Щелочной андезит — Leith Valley, Dunedin, Новая Зеландия — с 0,51 Cl.
19. Банакит — река Lamar, Иеллоустонский парк, США — с 0,26 BaO.

[1] Потеря при прокаливании.

Один из этих типов тесно примыкает к трахитам типов Понца и Драхенфельс, и мы будем называть его *зибенгебиргским*; это породы, которые в более старой литературе назывались волькенбург-трахитами (Wolkenburg-Trachyt) и штенцельберг-трахитами (Stenzelberg-Trachyt) по имени двух важнейших месторождений. Облик всегда трахитовый. Структура трахитовая, очень редко пилотакситовая и никогда не бывает гиалопилитовой. Они содержат вкрапленники известково-натрового полевого шпата (основной андезин, лабрадор или битовнит), бурой роговой обманки (анализы 6 и 7 на стр. 361), бурого биотита, сильно опацитизированных, а также пироксена (диопсид и гиперстен) и магнетита. Основная масса состоит из лейсточек олигоклаза, санидина — в коротко прямоугольных индивидах или в виде цемента — с примесью октаэдров магнетита или табличек железного блеска, переменного количества столбиков диопсида и некоторого количества апатита. В качестве случайных примесей вообще редко встречаются титанит и оливин. Этот тип распространен также в Westerwald (Sengelberg у Salz, Bergfeld, Wölferlingen, Dahlen и другие местности) и в некоторых случаях содержит здесь немного нозеана. Родственные породы, которые однако по более высокому содержанию цветных компонентов приближаются к трахидолеритам, известны с плоскогорья Tepl. На значительном протяжении и в большом разнообразии встречаются щелочные андезиты, отчасти без пироксена, в Mont Dore, Velay и Cantal. Породы некоторых из этих месторождений (Combalieu) содержат вместе с лабрадором вкрапленники санидина. Канарские и Азорские острова богаты щелочными андезитами, которые тоже в некоторых случаях вместе с битовнитом содержат анортоклаз и наряду с бурой роговой обманкой — эгирин-авгит, а также некоторое количество акцессорного оливина. Переходы к трахидолеритам и промежуточные формы несколько богаче примесью оливина. У Rocca Monfina встречаются щелочные андезиты с вкрапленниками весьма основного плагиоклаза и единичными вкрапленниками содалитового минерала, обросшего санидином, а у Monte Santa Croce (анализ 11) — с эгирин-авгитом наряду с биотитом. Далее они известны в Квинслэнде (Австралия) и на Земле Грехэма (Grahamsland) в Антарктическом океане в сообществе других щелочных пород.

К зибенгебиргскому типу трахиандезитов отчасти принадлежат также *латиты* (Рансом) западного склона Сиерра Невады в Калифорнии. Различают по вкрапленникам биотит-авгитовые латиты и авгитовые латиты. Первые соответствуют более кислым щелочным андезитам Siebengebirge, а авгитовый латит стоит ближе к трахидолеритам и имеет состав довольно близкий к породам Rocca Monfina. Подобные же щелочные андезиты, отчасти без пироксена, были описаны с Highwood Mountains (анализ 4) и с Elkhorn Mountains (анализ 3) в Монтане.

Гаюинсодержащие андезиты — это щелочные андезиты, переходные от содалитовых трахитов и фонолитов к трахидолеритам. Их геологическому и систематическому положению соответствуют многократно наблюдавшееся сопровождение содалитовых минералов нефелином и частое присутствие эгирин-авгита во вкрапленниках и эгирина в основной массе, при высоком содержании щелочей. Вкрапленники полевого шпата принадлежат большей частью лабрадору; они вместе с вкрапленниками содалитовых минералов преобладают над цветными вкрапленниками в более кислых типах и исчезают при уменьшении содержания SiO_2.

в то время как количество пироксена и амфибола увеличивается, а содержание содалитовых минералов остается неизменным. Соответственно этому окраска породы становится темнее, а структура переходит от трахитовой к пилотакситовой и гиалопилитовой. Санидин во вкрапленниках вообще редок, титанит распространен. Гаюиновые андезиты впервые стали известны с Азорских и Канарских островов (анализы 7, 9, 12), а затем также из Mont Dore и Cantal в центральной Франции. Повсюду они встречаются в сообществе фонолитов, драхенфельс-трахитов, трахидолеритов и тефритов. Зернистые массы, имеющие характер глубинной породы, которые встречаются в виде более ранних выделений в самих щелочных андезитах или в виде отдельных выбросов в их туфах, имеют в San Miguel эссекситовый характер и представляют собой таким образом наиболее основной продукт дифференциации щелочноандезитовой магмы; на Тенерифе они имеют состав содалитовых эгириновых сиенитов, в Mont Dore, между Roc Blanc и озером Guéry — состав глубинных пород, стоящих между щелочными сиенитами и эссекситами. Переходы между фонолитами и трахидолеритами образует также часть латитовых фонолитов Колорадо (анализ 10). Они тоже содержат один из минералов содалитовой группы.

Далее щелочные андезиты известны из Японии, с острова Réunion, из области Kibo в восточной Африке и из других мест.

[В Союзе щелочные андезиты под названием трахиандезитов описаны из юго-западной части Восточно-сибирского края (гора Вознесенская 2-я, реки Амбарная, Белый Юсс, Еловая и др.) И. Рачковским.]

Картину химического состава щелочных андезитов дают анализы 1—19 на стр. 373. Отличие их от андезитов и порфиритов заключается в более высоком среднем содержании щелочей; места анализов щелочных андезитов в проекционном треугольнике при равном содержании глинозема соответственно лежат ближе к стороне A — T, чем у этих пород.

Дациты, андезиты и щелочные андезиты, равно как кварцевые порфириты и порфириты, часто сопровождаются различными туфами, как это описано для липаритов и кварцевых порфиров в § 224.

Плагиоклазовые базальты, мелафиры и диабазы

Употреблявшееся уже в древности для черных эфиопских камней название «базальт» было впервые применено Агриколой для саксонских горных пород. Это преимущественно плотные породы черного цвета, в которых макроскопически различимы обычно лишь отдельные кристаллики и зерна оливина. Позже микроскопическое исследование показало, что эти базальты имеют различный минералогический состав. Помимо оливина, авгита и рудного минерала, которые присутствуют почти всегда, некоторые из них содержат плагиоклаз, другие — нефелин, лейцит или мелилит. Таким образом теперь различают плагиоклазовые или полевошпатовые базальты, нефелиновые базальты, лейцитовые базальты и мелилитовые базальты. Две дальнейшие группы этих «базальтовых горных пород» содержат плагиоклаз вместе с нефелином или лейцитом; эти породы, в отличие от базальтов, были названы «базанитами». Как правило, только микроскопическое исследование может установить принадлежность породы к одной из этих групп.

§ 260. *Плагиоклазовые базальты*, или просто *базальты*, а также *мелафиры* и *диабазы*, [1] обнимают излившиеся породы габбровой группы,

[1] Название мелафир было предложено во Франции А. Броньяром для пород, часть которых теперь называется лабрадоровыми порфиритами. Л. Бух перенес его в Германию, где оно применялось для эффузивных пород карбона и перми;

нередко также имеющие геологически интрузивное залегание. * Провести границу между базальтами и основными членами группы андезитов и порфиритов, в особенности авгитовых андезитов и таких же порфиритов, очень трудно, так как имеются все переходы как по химическому и минералогическому составу, так и по структуре и внешнему виду. Характерным для базальтов является возрастание — по сравнению с плагиоклазами, здесь преимущественно основными — роли пироксена (авгита), обычно сопровождаемого оливином и обильным рудным минералом. Кроме того в базальтах появляется особый тип структуры — так называемая интерсертальная структура, которая в андезитах и порфиритах может встречаться только в виде исключения. В свежем виде эти породы всегда темные, черного или черно-серого цвета; при изменении они окрашиваются в зеленый (благодаря хлоритизации) или в бурый (окислами железа) цвет. Обычно присутствие постериорных карбонатов. Удельный вес породы высокий и колеблется обычно между 2,9 и 3,1. Базальтами называют третичные и послетретичные породы этой группы, мелафирами — дотретичные и преимущественно каменноугольные и пермские и диабазами — древнепалеозойские. Однако нужно отметить, что в последнее десятилетие возрастная граница между мелафирами и диабазами совсем затушевана, так что, напр., говорят о мезодиабазах и т. д. То обстоятельство, что немецкие диабазы распространены в складчатых областях, наложило на них особый характер и обусловило их резкое отграничение от мелафиров и базальтов; там, где диабазы — как, напр., в южной Швеции — залегают в нескладчатом силуре, они имеют облик нормальных базальтов или мелафиров. Все же обычно особый внешний вид диабазов, их огромное распространение в складчатых областях и зависящая от этого важная роль в областях кристаллических сланцев дают право на отдельное их рассмотрение.

§ 261. *Базальты и мелафиры представляют собою частью явно, частью скрыто порфировые, частью почти или настоящие зернистые породы, характеризующиеся темной черной окраской, матовым блеском, среднезернистым до афанитового строением и состоят преимущественно из основного плагиоклаза и авгита.* Чаще встречаются богатые оливином, реже бедные последним или безоливиновые разности. В качестве примеси присутствуют обильные рудные зерна и апатит. К определенным подгруппам приурочены ромбический пироксен, роговая обманка, кварц, графит, самородное железо. В небольших количествах распространен биотит. Из случайных примесей сравнительно часто встречаются шпинелиды. При отчетливо порфировой структуре в качестве фенокристов чаще всего встречаются оливин и авгит, реже полевой шпат. Иногда в виде вкрапленников присутствуют также рудные минералы.

Там, где *полевые шпаты* принадлежат двум генерациям, тонкие табличатые по M вкрапленники относятся к основному ряду — *лабрадору, битовниту* или *анортиту*, а обычно вытянутые по ребру P/M = (100) полевые шпаты основной массы имеют более кислый состав. ** Там, где имеется только одна генерация по-

---

после многих неудачных попыток фиксировать за этим названием породу определенного состава в данное время стали так называть дотретичные базальты. Название «диабаз» было предложено А. Броньяром для «зеленокаменных пород» немецких авторов. Гаюи заменил его термином «диорит». Хаусман отделил диориты от диабазов и придал термину «диабаз» его современный смысл.

* [Ср. примечание к заголовку этого отдела.]

** [См. примечание 2 к § 250.]

левых шпатов, встречаются все промежуточные члены от *андезина* до *анортита*. По форме плагиоклазы частью табличаты по М, частью лейстовидны по ребру Р/М, частью приближаются к изометричным. Они обычно стеклянно-прозрачны и тускнеют только при изменении. Зональная структура здесь реже, чем в андезитах и порфиритах.

[Это совершенно правильное оттенение редкого проявления зональности плагиоклазов у базальтов по сравнению с таковой же в плагиоклазах андезитов можно опять-таки (см. примеч. 2 к § 250) легко связать с диаграммой плавкости плагиоклазов, аналогичной рис. 12. В самом деле, всякая зональность приводит к тому, что в стыке друг с другом оказываются два так или иначе различных — в данном случае по содержанию молекул анортита — члена одного и того же изоморфного ряда (в данном случае плагиоклазов). Легко вывести из правила фаз, что такое состояние представляет собою *неустойчивое* равновесие. Эта неустойчивость, гораздо чаще (как указывается в тексте) наблюдаемая в андезитах, говорит о том, что в последних *нормальное* течение процесса задерживается по сравнению с таковым же в базальтах. Процесс этот, как видно из диаграммы плагиоклазов, состоит в том, что каждой отдельной температуре отвечает свой собственный состав плагиоклаза, и если при данной температуре выделился плагиоклаз определенного состава, то при более низкой этот уже выделившийся плагиоклаз — если он остается в той же магме — должен преобразоваться в новый, более бедный анортитом и соответствующий этой новой температуре. Такое преобразование происходит от взаимодействия выделившихся кристаллов с остающейся еще жидкой частью магмы. Совершенно очевидно, что чем жидкостнее эта последняя и чем медленнее идет остывание, тем больше шансов на установление равновесия. Кроме того на последнее влияет температура в том отношении, что чем она выше, тем, несомненно, жидкостнее магма. Медленность охлаждения обусловлена в геологическом отношении тем, в интрузивной или эффузивной обстановке застывает магма. Отсюда понятно, почему в интрузивных породах, где остывание идет медленнее, плагиоклазы — при прочих равных условиях — менее зональны (медленное остывание), чем в излившихся (более быстрое охлаждение, а также свободное выделение газов, которые в интрузивной обстановке разжижают магму, а в эффузивной, *расширяясь* изотермически, наоборот, еще более охлаждают магму). Отсюда же понятно, чему мы должны приписать частое отсутствие зональности в плагиоклазах базальтов по сравнению с таковыми же андезитов, если и те и другие остывают в одинаковой обстановке — скажем, в эффузивной. Из вышеприведенных главнейших факторов остались два — температура и жидкостность. Очевидно и то и другое, особенно же непосредственный фактор — *жидкостность магмы, — у базальтов больше*, чем у андезитов. Этой же большей жидкостностью базальтов объясняется и появление в них новой, по сравнению с андезитами, структуры — *интерсертальной*. При течении андезитовой лавы с таким незначительным количеством стекла, как при этой структуре, последняя уже не может образоваться — лава становится достаточно вязкой, чтобы не позволить лейстам плагиоклазов располагаться по различным направлениям, и вытягивает их только в одном — в направлении своего течения. Отсюда понятна важность этого структурного отличия, и можно сказать, что авгит-плагиоклазовая основная масса интерсертальной структуры принадлежит скорее базальтовой породе, а такая же по составу масса *гипопилотакситовой* структуры (немного стекла в пилотакситовой массе) скорее относится к андезитовой породе.]

Щелочной полевой шпат (ортоклаз) определенно установлен только в разностях, переходных к группе андезитов и порфиритов. *Авгит* также находится отчасти в двух резко обособленных генерациях, отчасти только в одной. Вкрапленники этого минерала идиоморфны и имеют габитус базальтического авгита с укороченными восьмигранными столбиками и положительной основной пирамидой. В основной массе он представлен идиоморфными или угловатыми зернами. Там, где авгит встречается только в одной генерации, он чаще всего аллотриоморфен. Помимо спайности по призме наблюдается также спайность по первому пинакоиду, реже по третьему пинакоиду или по второму пинакоиду. В отраженном свете авгит черный, в проходящем зеленый, красноватый до буроватого, реже желтый или почти бесцветный. По химическому составу известны пироксены близкие к диопсиду (анализы 3 и 4), иногда с небольшим содержанием хрома (анализ 4), но преобладают базальтические авгиты, богатые окислами трехвалентных металлов (анализы 5 и 7) с переменным количеством окиси титана. Встречаются также пироксены промежуточного состава. В связи с переменным составом нередко наблюдается зональность пироксенов, в особенности в фенокристах. Настоящего титан-

авгита в типичных базальтах и других эффузивных представителях габброидной магмы не встречается. В безоливиновых базальтах (Färöer, северная Англия) часто встречается очень распространенный в диабазах (анализ 9) магнезиальный диопсид, бедный известью. *Бронзит* обычен для оливиновых включений в базальте. Как породообразующий минерал он встречается только в небольшой группе базальтов, где иногда его место заступает *гиперстен*. Реже в базальтах и мелафирах, чаще в туфах встречается *базальтическая роговая обманка*, весьма основного характера, обычно в крупных блестящих фенокристах барахатисто-черного цвета, сильно оплавленных, с ясно выраженными следами опацитизации. * Иногда роговая обманка встречается у контактов с боковыми породами в виде более позднего образования. Листочки биотита обычно приурочены к зернам рудного минерала и иногда обрастают последние. *Оливин* (анализы 1 и 2) чаще всего находится в виде порфировых выделений. Реже наблюдается вторая генерация оливина в основной массе. Иногда зерна оливина идиоморфны, но чаще округлены благодаря магматической коррозии. Сильный стеклянный блеск, не всегда отчетливо выраженная спайность, большей частью зеленоватая, очень часто красноватая благодаря выделению окислов железа окраска хорошо его выделяют. В оливине нередко наблюдаются включения пикотита. В оливиновых включениях пикотит бывает заметен невооруженным глазом. Очень характерно для оливина его превращение в зеленый, жилковатый серпентин или в желтоватый до красного, листоватый иддингсит; при этом твердость его резко понижается. Из рудных минералов встречаются *магнетит*, часто титансодержащий, в октаэдрах, реже в округлых или угловатых зернах, и *ильменит* (анализ 13) в тонких табличках с узкими гранями ромбоэдра. Иногда ильменит появляется в форме прозрачной титано-железистой слюдки. Изредка наблюдаются закономерные срастания такого ильменита и оливина. Содержание титана в магнетитах и ильменитах сказывается при их изменении в образовании беловато-серой или желтоватой оболочки мутного титанита (лейкоксена). Во многих базальтах попадаются включения от средне- до крупнозернистых, состоящие из светлозеленого оливина, желтого или буроватого бронзита, изумрудно-зеленого диопсида (хромдиопсид) и черновато-бурого пикотита. По своему составу они соответствуют лерцолитам или оливинитам. Величина этих включений колеблется от размеров ореха до размеров человеческой головы и больше. Раньше, а иногда и теперь, их принимали за посторонние включения, принесенные магмой из глубины, за обломки оливинитового слоя земной коры, и называли *оливинитовыми включениями*. На самом деле они скорее всего являются первыми продуктами кристаллизации базальтовой магмы, как это имеет место для включений (разумеется иного состава) в других породах. Замечено, что эти включения чаще всего встречаются в небольших базальтовых куполах и тонких жилах, где они не успели расплавиться благодаря быстрому затвердеванию магмы. Таким расплавлением, повидимому, можно объяснить их сравнительную редкость в мелафирах.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	40,68	40,77	53,08	51,86	47,38	50,04	51,19
TiO_2	—	—	—	—	—	2,35	0,72
Al_2O_3	—	1,03	1,44	1,56	5,52	5,66	6,14
Fe_2O_3	—	—	—	2,44	3,85	5,84	2,40
FeO	9,19	9,25	6,05	3,46	7,89	7,20	7,94
MnO	—	—	—	—	0,10	1,44	0,50
MgO	49,58	48,56	17,05	17,40	15,26	14,52	16,91
CaO	0,02	—	22,34	22,15	19,10	13,47	14,56
Na_2O	—	—	—	—	—	0,39	0,72
K_2O	—	—	—	—	—	0,25	0,28
H_2O	—	—	—	0,12	0,43	—	—
Σ	100,05	99,61	99,96	99,72	99,53	101,16	101,36
Уд. вес	3,289	—	—	3,313	3,376	3,465	—

* [См. примечание к § 227.]

	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	47,06	50,21	54,39	55,45	54,16	—	—
TiO_2	1,82	—	0,12	—	—	45,03	—
Al_2O_3	7,77	3,24	1,89	4,66	4,51	—	45,3
Fe_2O_3	1,30	—	2,19	—	—	11,18	—
FeO	8,15	17,40	4,52	6,47	7,63	42,59	16,8
MnO	0,20	—	0,21	—	—	—	—
MgO	13,52	14,05	34,88	32,97	32,46	1,89	18,9
CaO	19,33	13,92	0,05	1,07	1,79	—	—
Na_2O	0,33	—	—	—	—	—	—
K_2O	0,11	—	—	—	—	—	—
H_2O	0,20	—	1,71	—	0,28	—	—
Σ	99,79	98,82	100,26	100,62	101,31	100,69	100,0
Уд. вес	—	—	3,436	—	—	—	—

1. Оливин из базальтов — Stempel у Marburg — с 0,08 CuO, 0,50 NiO.
2. Оливин из базальтов — Kapfenstein, Штирия.
3. Диопсид из оливинитовых включений — Ahornberg у Deutsch-Einsiedel, Лаузиц — Al_2O_3 с хромом и происходит из включений пикотита.
4. Хромдиопсид из базальтового щебня. Похож на диаллаг — Jan Mayen — с 0,73 Cr_2O_3.
5. Авгит — Monti Rossi на Этне.
6. Авгит из безоливинового долерита — Taufstein на Frauenberg, Breitfirst.
7. Авгит из долерита бедного оливином — Uifak, Гренландия.
8. Авгит из базальта — Новая Мексика — со следами NiO, CoO, Cr_2O_3.
9. Авгит (принадлежит к ряду магнезиального диопсида) из безоливинового базальта — Kolter, Фарерские острова.
10. Бронзит (из оливинитовых включений) — Kapfenstein, Штирия.
11. Бронзит — Stempel у Марбурга — со следами Cr_2O_3.
12. Бронзит — Finkenberg у Бонна.
13. Ильменит из безоливинового долерита — Taufstein на Frauenberg, Breitfirst.
14. Пикотит из оливинитовых включений — Ahornberg у Deutsch-Einsiedel, Лаузиц — с 19,0 Cr_2O_3.

Основная масса базальтов часто состоит из полнокристаллического аггрегата плагиоклаза, авгита и рудного минерала второй генерации. В других случаях к ним присоединяется обычно буроватое стекло, иногда с глобулитовыми и кристаллитовыми образованиями; оно находится или в форме цемента или в виде отдельных угловатых участков, зажатых между зернами минералов (*мезостазис, промежуточная масса*). Реже стекло является главной составной частью основной массы.

§ 262. *Структура базальтов* и *мелафиров* весьма разнообразна. Часто встречаются базальты и мелафиры с резко выраженной характерной для эффузивов *порфировой* структурой. Основная масса частью полнокристаллическая и состоит из плагиоклаза, авгита и рудных минералов и изредка оливина второй генерации; частью основная масса *гипокристаллическая*, с бо́льшим или меньшим количеством буроватого стекла, цементирующего минералы. При уменьшении в основной массе количества кристаллов и отчасти порфировых выделений получается *витрофировая* структура, крайняя разность которой приводит (исчезновение и вкрапленников) к *гиалобазальтам (базальтовым стеклам)*. Наряду с этими структурами появляются такие, которые ни по виду ни по существу не могут быть названы базальтовыми. В конце этого ряда стоит типичная зернистая структура, причем здесь может, так же как и в габбро, отсутствовать резко выраженный идиоморфизм существенных составных частей; при постепенном увеличении степени идиоморфизма

различно ориентированных лейст плагиоклаза из только что названной получается типичная для диабазов структура, которую называют *диабазово-зернистой, расходяще-лучисто-зернистой, долеритовой* или *офитовой* (рис. 66). Лейсты плагиоклаза цементируются при этом крупными ксеноморфными индивидами авгита. В плоском сечении, т. е. шлифе, такие индивиды авгита кажутся разрезанными лейстами плагиоклаза на отдельные угловатые участки, принадлежность которых к одному индивиду устанавливается по их одинаковой оптической ориентировке. Рудный минерал бывает при этом идиоморфным, оливин частью хорошо ограниченным, частью в округлых или угловатых зернах. Если вместе с тем между лейстами плагиоклаза зажаты остатки стекла, обычно переполненной кристаллитами и микролитами руды, плагиоклаза и авгита, то структуру называют *интерсертальной* (рис. 19). О приуроченности этих главных типов структур к определенным условиям залегания породы, а именно: типичной порфировой структуры к излияниям, а зернистой и интерсертальной к интрузиям — ничего положительного сказать невозможно. Во всяком случае базальты многих несомненных потоков (напр. в Исландии, на Фарерских островах и в других местах) имеют интерсертальную или офитовую структуру. Величина зерна базальтов также не связана с той или другой из главных структур. Как правило — и, конечно, не без исключений — базальты, богатые полевым шпатом, обладают интерсертальной, а богатые авгитом — порфировой структурой. Гаюи ввел для крупно- и среднезернистых базальтов термин *долерит* (*δολερος* — по-гречески обманчивый — вследствие возможности спутать его с диоритом), а Леонгард (K. C. Leonhard) предложил породы, переходные от афанитового базальта к зернистому долериту с его хорошо определенными составными частями, называть *анамезитами*. В качестве примера он указал базальты нижней долины Майна (Steinheim в Hanau). Структура долеритов и анамезитов во всяком случае по существу интерсертальная или зернистая, в плотных базальтах же наблюдаются все вышеописанные типы структур, а не только порфировые. *Флюктуационные текстуры* распространены среди порфировых разностей и почти совершенно отсутствуют в интерсертальных и зернистых базальтах. Шаровые текстуры приурочены к гиалобазальтам. Весьма распространенная миндалекаменная текстура появляется в породах, содержащих достаточное количество стекла. Миндалевидные базальты и мелафиры (мандельштейны) хорошо известны содержанием цеолитов и различных модификаций кремнекислоты (кварц, халцедон,

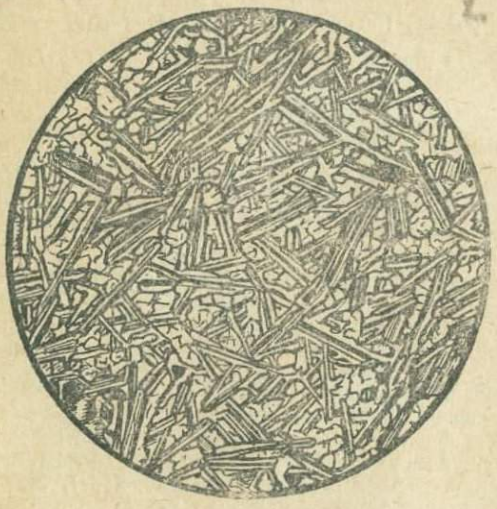


Рис. 66. Базальт, Burney Falls, Shatsa co., Калифорния. Структура долеритовая. Увелич. 30 : 1. Николи +.

агат и др.). Стенки миндалин очень часто бывают выстланы делесситом. В то время как образования из деолитов и кремнекислотных минералов относятся к гидротермальному периоду метаморфизма породы, при выветривании происходит выполнение миндалин карбонатами. *

Базальты и мелафиры чаще образуют покровы и потоки, но нередки также жилы и купола, причем последние представляют собой отчасти купола набухания, отчасти остатки смытых покровов. Покровы и потоки бывают иногда сгруппированы в совокупности колоссальных размеров, как, напр., в Декане (Передняя Индия), где базальты распространены на площади около 25 000 квадр. километров, в Абиссинии, в Патагонии, на Фарерских островах, в Исландии. Наибольшую область, занятую базальтами в Германии, представляет собой покров Vogelsberg с поверхностью в 100 квадр. километров. Отдельные потоки часто отделены пластами туфов. При отсутствии таковых отдельные излияния можно различать по шлаковым и пузыристым лежачим и висячим бокам. Краевые части базальтовых тел обычно имеют стекловатую структуру. Это имеет место в шлаковых корках потоков и зальбандах жил. Базальты несомненно являются самыми распространенными эффузивными породами современности.

[Громаднейшие области заняты отдельными, иногда громадными, покровами и потоками базальтов, начиная с юго-западного Прибайкалья и далее на восток (Селенгинская Даурия) и северо-восток (по р. Витиму и далее), на пространстве сотен тысяч квадратных километров. Базальты известны также на Камчатке, Сахалине, в Манчжурии и в Китае к югу от указанных выше наших базальтов. Это, вероятно, наиболее огромная на земном шаре площадь, покрытая разрозненными выходами этих пород. В юго-западном Прибайкалье и других местах этой колоссальной площади сохранились кой-где вулканы, доставлявшие эти лавы, но бо́льшая часть представляет собою повидимому трещинные излияния—типичные так называемые плато-базальты. Базальты известны также на крайнем севере (Большеземельская тундра, Земля Франца Иосифа и др.). На Кавказе базальты играют незначительную роль по сравнению с андезитами. Так называемое Акманганское плато представлено большей частью пироксеновыми андезитами и их переходными к базальтам разновидностями, и типичные базальты находятся только кой-где в Закавказьи и в Главном хребте.

Многие из современных авторов полагают, что базальтовые лавы являются родоначальными для всех остальных магм, давших те или иные породы земли. Однако это далеко не доказано: то, что базальты—наиболее распространенные поверхностные извержения, ничего в этом направлении не доказывает, так как, имея в виду жидкостность базальтовых лав (местами базальты — без преувеличения можно сказать — так же жидкостны, как вода; пример — наблюдаемые в таком именно виде базальты гавайских вулканов), трудно было бы ожидать, чтобы другие, гораздо более вязкие, породы достигали так же легко земной поверхности как эти весьма жидкие лавы. Надо к тому же иметь в виду, что базальты жидкостны не только в зависимости от того химического состава, который мы обнаруживаем в *породах*, но и по причине богатства (и большого богатства) парами и газами.

Наконец, добавлю к тексту Розенбуша, что громадные по площади пространства базальтов находятся в Абиссинии, протягиваясь отсюда в Аравию. Характерно, что в южной Африке — как это утверждают вполне основательно некоторые местные геологи — нет намека на присутствие там «базальтового пояса».]

Отдельность базальтов иногда призматическая, иногда плитчатая и скорлуповатая. Нередко встречаются также шаровая или неправильно-многогранная отдельности. По своей красоте знамениты базальтовые столбы Фингаловой пещеры на Staffa, на «Мостовой гигантов» в графстве Antrim в Ирландии и др.

* [См. предпоследнее примечание к § 250.]

§ 263. О распространенности плагиоклазовых базальтов нельзя говорить с прямой уверенностью потому, что эти породы ни по своему химическому ни по минералогическому составу иногда не отличимы от трахидолеритов, т. е. эффузивных пород эссекситовой магмы. Как правило, для отнесения породы к той или иной группе приходится принимать во внимание сопровождающие породы, принадлежащие к тому же вулканическому периоду. Однако, если даже согласиться с таким разделением по сопровождающим породам, то и в таком случае оно не всегда является безупречным. В качестве примера можно привести породы, сопровождающие полевошпатовые базальты вдоль полосы, тянущейся от Эйфеля через Зибенгебирге, Вестервальд, Тауниц и северный Оденвальд, через Вестфалию, Гессен, южный Ганновер, Фогельсберг, нижнюю долину Майна, Рён и Тюрингию в Саксонию и Силезию. С одной стороны, они сопровождаются типичными представителями щелочного ряда — фонолитами, нефелиновыми и лейцитовыми базальтами, с другой — наряду с ними распространены такие породы, которые по своему химическому и минералогическому составу без сомнения относятся к щелочноземельной группе. Это является подтверждением факта, отмеченного в другом месте, что строгое проведение границы распространения обеих групп не всегда возможно. Резкое разграничение плагиоклазовых базальтов и трахидолеритов здесь невозможно даже по парагенезису, и название породы нередко произвольно. Такие же соотношения наблюдаются в Сардинии и в других местах.

По Розенбушу, для разделения трахидолеритов и плагиоклазовых базальтов нужно придерживаться следующих правил: 1) Содержание нефелина, лейцита, минералов содалитовой группы, щелочных пироксенов и амфиболов хотя бы в самом небольшом количестве, а также значительное содержание санидина показывают на принадлежность базальтовой породы к группе трахидолеритов. 2) Содержание в породе свыше 5% щелочей с большим количеством K_2O также *указывает* на трахидолериты. (Здесь нужно заметить, что щелочность существенно зависит от количества и природы полевых шпатов. В обеих группах пород встречаются как богатые, так и бедные полевым шпатом типы. Характер плагиоклаза может сильно варьировать. Высокое содержание K_2O говорит во всяком случае за богатство породы санидином. *) 3) Геологическая ассоциация со щелочными трахитами, фонолитами, щелочными андезитами, тефритами, базанитами, лейцититами и нефелиновыми породами *говорит* за трахидолериты. Ассоциация с андезитами, трахитами, дацитами и липаритами *указывает* на настоящий базальтовый характер [если конечно при этом соответствующие породы одинакового возраста.]

В Европе типичные оливиновые базальты пользуются наибольшим распространением на островах Гебридских, Фарерских, Оркнейских, Ян-Майен, в Исландии и затем продолжаются в Гренландию. Из действующих вулканов Европы считаются изливающими базальтовые лавы Гекла и Этна; для Геклы это несомненно, в отношении же Этны не совсем точно установлено. Меньшие области находятся в предгорьях Карпат в Венгрии (окрестности Шемница) и в Siebengebirge (северная Hargitta и т. д.). Базальты весьма распространены в Андах, Северной и

* [Если она не содержит стекла.]

Южной Америке, в центральных частях США, в Мексике, на Зондском архипелаге, в Японии и т. д.

Бедные оливином и безоливиновые базальты распространены в южном Rhön и Wetterau (Taufstein, Grosser Nickus и т. д.), в Büdigheim и Dietesheim, в нижней долине Майна, в гессенском Reinhardswald. Здесь всюду базальты содержат небольшое количество гиперстена. Базальты без гиперстена часто с весьма диаллагоподобным авгитом встречаются в Исландии и на Фарерских островах, а также в северной Англии, где они залегают в виде жил (Cleaveland, Cockfield и Armathwaite Dyke). Лавы Tarawera в Новой Зеландии, излившиеся в июне 1886 г., и другие являются безоливиновыми базальтами.

§ 264. Для *мелафиров*, относящихся в Европе главным образом к карбону и перми, наблюдаются, так же как и для базальтов, два главных типа структур: порфировый и интерсертальный до диабазового. Так же как и в базальтах, встречаются такие порфировые мелафиры, где вкрапленники плагиоклаза преобладают над оливином, и такие, в которых фенокристы плагиоклазов почти совсем отсутствуют. Первые распространены в виде излияний в зётернских слоях на границе распространения пермских отложений Саарского бассейна и называются *навитами* (ср. § 255). В качестве примеров можно привести области Oberstein на Nahe, Idar, Mettweiler, Hopstädten и т. д. (анализ 32 на стр. 387). Этот же тип появляется также в красном лежне района Senones во Франции, в районе Zwickau в Саксонии, в красном лежне средней Чехии, в Малых Карпатах между Breitenbrunn и Neustift и т. д. В этом типе пород очень распространены псевдоморфозы иддингсита по оливину. При отсутствии среди порфировых вкрапленников плагиоклаза мелафиры иногда называют *авгитофирами* или *авгитовыми порфиритами*. Такие породы известны в альпийском триасе (Seisser Alpe, Mendel и др.), в Тюрингии и в других местах. Иногда они бедны оливином или даже совсем лишены его. Если авгит уралитизирован, то породу называют *уралитпорфиром* или лучше *уралитовым порфиритом*. Древние палеозойские мелафиры распространены в районе медных месторождений на южном берегу Верхнего озера (анализ 34). Интерсертальным и диабазово-зернистым базальтам, т. е. соответственно анамезитам и долеритам, отвечает *толеитовый* и *оливин-толеитовый* тип мелафиров. * Они

---

* [Читатель видит, что термины «мелафир» и «толеит» весьма неопределенны. Они стали бы еще неопределеннее, если бы привести историю этих терминов и особенно мелафиров. Если еще можно оставить название «толеит» для тех пород интерсертальной структуры, где в стекловатых промежутках (угловатых) наряду со стеклом находится «третья генерация» плагиоклазов, т. е. попросту имеются еще более мелкие их лейсточки, чем в основной массе, а иногда также и мельчайшие скелетные образования магнетита (поэтому, быть может, здесь вовсе не «третья генерация», а новообразования в стекле), — то относительно мелафиров и этого сказать нельзя. По Розенбушу, как мы видели, мелафиры представляют мезозойские порфировые базальты (окончание «фир» должно выражать именно порфировую структуру), не зеленые, как большинство палеозойских диабазов, а черные (μέλας — по-древнегречески черный) или буро-черные. Некоторые считают, что мелафиры представляют собою щелочные или переходные к щелочным породы (Левинсон-Лессинг), что едва ли можно считать верным, и во всяком случае это неверно в отношении многих пород, называемых в литературе мелафирами (ср., напр., приведенный на стр. 387 анализ № 34 всего лишь с 2,07% щелочей), даже если исходить из анализов. Последние в таких породах нельзя считать за определяющий момент, так как мелафиры часто изменены — альбитизированы и цеолитизированы, т. е.

распространены в верхних слоях у Cusel, в Lebach и Tholei области Saar-Nahe и в Пфальце и имеют интрузивное залегание. Иногда и здесь появляется примесь бронзита, сопровождаемая в некоторых случаях, повидимому, уменьшением количества оливина. Этот тип пород встречается также в красном лежне правобережья Рейна у Traisa и Messel (севернее Дармштадта), в красном лежне Тюрингии (покров Hühnberg и местность Schmalkalden) и Чехии, в английском карбоне, в южноальпийском триасе (Val Sabbia) и в районе медных месторождений Верхнего озера. Неокомские мелафиры, повторяющие типы мелафиров области Saar-Nahe и сопровождаемые вейсельбергитовыми авгитовыми порфирами, встречаются в Крыму в долинах Бодрека и Алмы. Мелафиры повсюду встречаются в сообществе с порфиритами, кварцевыми порфиритами, бескварцевыми и кварцевыми порфирами, подобно тому как габбро ассоциируют с диоритами, кварцевыми диоритами, сиенитами и гранитами.

§ 265. *Железистый базальт* (Steenstrup) встречается у Uifak (или Ovifak) на Blaafgeld и в других частях гренландского острова Диско. Этот базальт характеризуется содержанием самородного железа, по своим свойствам напоминающего метеорное железо. Наряду с мелкозернистыми афанитовыми и порфировыми фациями встречаются крупнозернистые, долеритовые. Железо встречается в виде блесток, угловатых зерен и глыб, величина которых достигает кубического метра. Иногда оно углеродсодержащее и хрупкое (подобно чугуну), иногда лишено углерода и ковкое (наподобие кузнечного железа). Железо содержится отчасти

подверглись поствулканическим изменениям, ведущим к обогащению щелочами (в миндалинах очень часто присутствует и поствулканический кальцит, но последний, естественно, не может приниматься в расчет при характеристике породы и почти всегда удаляется при помощи слабой HCl перед тем, как анализировать породу). Считая, что в курсе описательной петрологии термин «мелафир» должен быть приведен, я поэтому убежден, что в настоящее время этот термин сделался излишним, и действительно в англо-саксонской литературе он почти никогда не применяется.

Поэтому, если петрограф считает нужным противопоставлять — как это проводят Розенбуш и очень многие современные авторы (в Англии, напротив, этого почти никто не делает, а в Америке — очень редкие авторы) — третичные и более древние породы (липариты — кварцевые порфиры, андезиты — порфириты и т. п.), то мелафиры у него попадут либо в диабазовые порфириты, либо в авгитовые или уралитовые порфириты. Можно, наконец, было бы называть их и базальтовыми порфиритами: во-первых, диабазовый порфирит не должен содержать, подобно очень многим мелафирам, оливина, и пришлось бы применять длинный термин «оливино-диабазовый порфирит»; во-вторых, некоторые полагают, что термин «диабаз» должен применяться только к породам с зеленым цветом или зеленым оттенком (исторический пережиток, получившийся вследствие того, что диабазы сначала были изучены в Германии, где они встречаются, особенно в докарбоне, в виде «зеленокаменных пород»). Термин «базальтовый порфирит» не может вызвать недоразумений по своей ясности: раз применяется слово «порфирит», значит порода дотретичная или палеотипная, прилагательное же «базальтовый» хорошо отмечает состав породы. Такое словосочетание — базальтовый порфирит, липаритовый порфир, дацитовый порфирит — было недавно по другому поводу предложено А. Н. Заварицким.

Итак, *мелафир можно, в зависимости от состава (оливин), называть или авгитовым порфиритом, или диабазовым порфиритом (много пироксена), или оливинсодержащим тем и другим, либо базальтовым или оливин-диабазовым порфиритом* (заметное количество оливина; для желающих оттенить и цвет породы, зеленые можно называть последним термином, а черные, черно-бурые — базальтовыми порфиритами).]

в самой породе, отчасти повидимому в пустотах и миндалинах. Оно часто окружено магнетитом и сопровождается последним. Другой особенной составной частью этих базальтов является графит. В качестве примеси часто встречается ромбический пироксен. Этот базальт содержит в виде включений шлирообразные массы крупнозернистой полевошпатовой породы — так называемого анортитита (Anortithfels), в котором также встречаются самородное железо и графит, часто наряду со значительным количеством шпинели. Базальт Bühls у Веймара (северо-западнее Кассия) также содержит самородное железо, частью в виде дендритовых врастков в породу, частью внутри богатых силикатами скоплений (Knollen), достигающих по весу многих килограммов и сопровождаемых зернистым или пластинчатым магнетитом и пирротином. В противоположность гренландскому это железо не содержит никеля, бедно углеродом, но содержит небольшое количество марганца и обладает характером ковкого железа. В этом базальте нередко встречаются более или менее измененные включения осадочных пород. Эйтель полагает, что железо произошло из пирита, содержащегося в этих включениях. Небольшое количество самородного железа микроскопических размеров отмечено также в плагиоклазовых базальтах Чехии и Ирландии.

Графитовый базальт (Steenstrup) содержит в нормальной базальтовой массе графит, частью равномерно распределенный по породе, частью в виде круглых стяжений; самородное железо оказывается при этом незаметным. Он встречается на острове Upernivik в фиорде Umanaks, в Weigat и в Северном фиорде в западной Гренландии. [Самородное железо обнаружено Каршинским в анамезитах окрестностей г. Ровно и находится вероятно (Розенбуш, независимо от него Вернадский) во многих базальтовых породах, хотя и в ничтожных количествах.]

§ 266. *Гиперстеновый базальт* (Diller) представляет собой частью гипо- или голокристаллический порфировый, частью интерсертальный базальт, в котором наряду с авгитом присутствует гиперстен или другой ромбический пироксен в виде постоянной и существенной составной части. При увеличении содержания ромбического пироксена убывает количество оливина. Впервые гиперстеновые базальты были описаны из Mount Thielson в Орегоне, затем из Mount Pitt там же, из Washoe Distrikt в Неваде, из Калифорнии (здесь без оливина), из Atlixco в Мексике и из Сальвадора в Центральной Америке. Анализ 11 на стр. 386 относится к породе из Mount Thielson. В Гренландии (Assuk) гиперстеновые базальты содержат самородное железо. В Европе они известны с острова Methana и из Сардинии; ср. также безоливиновые базальты на стр. 383. В Германии базальты со значительным содержанием ромбического пироксена описаны из разных мест Нижнего Гессена (Blumenhain у Borken, Buschhorn у Neuenhain, Sandberge у Frielendorf, Kollenberg у Ziegenhain, Heimenhain и Romberg у Gelnhausen и др.). Интерсертальным гиперстеновым базальтам соответствует мелафир, названный *платинитом*, связанный всеми переходными формами с толеитами области Saar-Nahe.

§ 267. *Кварцевый базальт* (Diller) содержит в богатой стеклом андезитовой основной массе вкрапленники плагиоклаза, гиперстена, авгита, оливина и зерна кварца, чаще округлые, реже в виде гексагональных дипирамид. Зерна кварца окружены оболочкой авгитовых микро-

литов, что придает им характер посторонних включений. Основная масса базальтов не содержит кварца. Эта горная порода встречается у озера Snag в Lassen's Peak в Калифорнии (анализ 5 на этой стр.) в виде лавового потока и в форме бомб. С теми же свойствами она повторяется в районе Эврека (Невада), в горах Tewan в Новой Мексике, Аризоне, Колорадо и Монтане у Detunata в Siebengebirge, на Кавказе и т. д. Наиболее вероятным объяснением такой аномалии является предположение о смешении базальтовой и дацитовой магм, богатых интрателлурическими образованиями, при их одновременном излиянии. Оливин принадлежит базальтовой, а кварц дацитовой магме. В базальтовой магме кварц является инородным включением. Точным аналогом кварцевого базальта является *кварцевый мелафир* из красного лежня у Albersweiler в Пфальце. Здесь также наблюдается кварц, который благодаря авгитовым ореолам обладает характером посторонних включений.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	59,72	59,61	58,65	57,47	57,25	57,10	56,95	56,70	56,58
TiO_2	0,95	0,65	0,81	0,75	0,60	0,52	0,79	0,65	0,77
Al_2O_3	14,63	15,98	18,35	18,86	16,45	16,24	18,84	15,75	14,88
Fe_2O_3	3,40	1,12	1,59	2,21	1,67	2,45	2,06	1,29	2,31
FeO	2,37	5,42	4,21	4,08	4,72	3,76	4,28	5,32	3,04
MnO	0,10	0,21	сл.	0,10	0,10	—	сл.	0,19	0,16
MgO	2,69	5,04	3,49	4,27	6,74	7,49	4,37	7,16	3,76
CaO	6,55	5,54	6,95	7,42	7,65	9,65	7,45	7,67	8,69
Na_2O	3,28	3,68	3,70	3,85	3,00	2,74	3,89	3,36	3,36
K_2O	3,33	1,10	1,32	0,73	1,57	1,11	0,82	1,56	2,18
H_2O^+	1,38	1,14	0,70	0,22	0,40	—	0,31	0,30	2,12
H_2O^-	0,72	0,20	0,20	—	—	—	0,19	—	—
P_2O_5	0,40	0,14	0,17	0,24	0,20	0,08	0,19	0,20	0,15
Σ	100,68	99,92	100,20	100,34	100,38	100,92	100,18	100,18	100,39
Уд. вес	—	—	—	—	—	—	—	—	—

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	56,08	55,68	55,08	54,01	53,91	53,83	53,48	53,35	52,73
TiO_2	1,31	—	сл.	—	0,52	1,73	2,52	0,93	2,34
Al_2O_3	18,12	18,93	18,93	17,49	17,95	15,85	13,59	18,94	14,35
Fe_2O_3	2,46	8,73	2,02	6,61	2,21	6,87	1,78	3,71	4,37
FeO	6,97		5,56	5,60	4,80	4,09	8,30	5,35	7,60
MnO	0,34	—	—	—	0,10	0,21	—	—	сл.
MgO	3,13	4,86	5,17	3,15	5,52	5,56	5,88	4,15	5,13
CaO	7,14	7,99	8,40	7,26	10,40	7,68	7,20	8,50	7,26
Na_2O	2,02	2,12	4,23	3,12	2,90	3,02	4,38	2,56	3,57
K_2O	1,50	0,48	0,74	1,48	1,34	0,72	1,02	1,19	0,82
H_2O^+	0,15[1]	0,60	0,29	0,93	0,20	0,84	0,79	1,13[1]	1,32
H_2O^-	—	—	—	—	0,20	—	0,11	—	—
P_2O_5	сл.	—	—	—	0,21	0,26	0,59	—	0,46
Σ	99,22	99,39	100,42	99,65	100,31	101,64	99,64	99,81	100,17
Уд. вес	—	—	—	—	—	2,911	—	—	2,872

[1] Потеря при прокаливании.

	19	20	21	22	23	23 a	23 b	24	25
SiO_2	52,40	51,12	51,12	50,03	49,08	53,52	55,15	48,57	47,25
TiO_2	3,12	0,86	—	2,57	1,82	1,84	2,05	1,48	1,67
Al_2O_3	15,26	19,59	10,09	12,10	13,43	13,56	15,37	10,51	9,01
Fe_2O_3	0,74	2,86	5,35	2,10	6,49	4,93	4,66	2,19	1,45
FeO	8,33	6,53	8,59	9,97	5,92	6,61	5,73	9,45	10,41
MnO	0,08	0,65	—	0,16	—	—	—	0,16	0,13
MgO	7,45	4,47	9,68	9,57	9,58	7,37	4,20	17,53	19,96
CaO	7,33	9,54	9,72	10,58	8,92	7,39	7,62	8,06	7,88
Na_2O	3,54	3,11	3,38	2,01	3,42	3,22	3,45	1,59	1,38
K_2O	0,99	0,57	0,56	0,44	1,00	0,68	0,74	0,34	0,35
H_2O^+	0,29	0,11	1,31	0,32	0,32	1,03	0,80	0,37	0,04
H_2O^-	0,06	—	—	0,16	—	—	—	0,10	0,08
P_2O_5	0,49	0,14	—	0,21	0,51	—	—	0,19	0,21
Σ	100,14	99,81	99,80	100,22	100,49	100,15	99,77	100,72	100,03
Уд. вес	—	—	2,73	—	—	—	—	—	—

	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO_2	45,80	43,82	42,78	40,56	19,74	54,13	53,58	50,31	47,74
TiO_2	2,09	2,07	2,98	1,34	0,58	сл.	0,98	0,64	1,02
Al_2O_3	10,13	10,10	13,90	15,92	9,72	16,17	15,84	16,72	16,75
Fe_2O_3	3,93	2,98	6,34	7,12	39,70	3,36	2,98	4,19	2,55
FeO	6,95	10,44	5,26	7,03	15,60	4,76	4,90	5,01	6,31
MnO	—	—	—	—	0,38	—	—	—	0,52
MgO	12,48	20,89	8,90	10,86	3,70	6,76	7,16	6,69	8,32
CaO	9,52	7,66	10,91	12,38	6,64	7,48	7,86	7,73	11,40
Na_2O	2,60	1,44	3,09	2,40	0,46	2,89	2,99	2,50	1,93
K_2O	1,90	0,62	0,51	1,09	0,66	1,63	1,63	2,53	0,14
H_2O^+	2,71	0,02[1]	2,74	1,00	0,32	2,72	2,54	3,16	2,73
H_2O^-	—	—	1,60	—	0,04	—	—	—	—
P_2O_5	1,84	0,21	0,78	0,30	1,67	0,19	0,19	0,37	—
Σ	99,95	100,25	100,11	100,00	99,65	100,25	100,81	99,98	99,41
Уд. вес	—	—	—	3,071	—	2,625	2,760	2,777	2,69

1. Кварцевый базальт — Black Peak, Невада, США — с 0,04 BaO, 1,12 CO_2.
2. Кварцевый базальт — Cherry Creek, Орегон, США — с 0,04 BaO, с 0,05 NiO.
3. Гиперстеновый базальт — Desert Cove, Орегон, США — с 0,06 BaO, следами SrO.
4. Гиперстеновый базальт — Crater Lake, Орегон, США — с 0,11 SrO, 0,03 BaO.
5. Кварцевый базальт — Lassen's Peak, Калифорния — с 0,03 BaO, следами SrO.
6. Кварцевый базальт — Pointe Burgos, Мартиника, Антильские острова.
7. Гиперстеновый базальт — Anna Creek, Орегон, США — с 0,04 BaO, следами SrO, S.
8. Кварцевый базальт — Lassen's Peak, Калифорния, США — с 0,03 BaO, следами Cr_2O_3, SrO, Li_2O.
9. Кварцевый базальт — Mytilene, Малая Азия — с 0,07 BaO, 2,32 CO_2.
10. Кварцевый базальт — Kasa-Yama, Япония.
11. Гиперстеновый базальт — Mt. Thielson, Орегон, США.
12. Андезито-базальт (с вкрапленниками плагиоклаза и гиперстена) — Delta, Shasta co, Калифорния.
13. Плагиоклазовый базальт (безоливиновый) — St. Paul в Южной части Индийского океана.
14. Долерит (с очень малым количеством оливина и большим количеством гиперстена) — Mt. Ingalls, Plumas co, Калифорния — с 0,05 BaO, следами SrO, Li_2O.

[1] Потеря при прокаливании.

15. Плагиоклазовый базальт—Bühl близ Веймара—с 0,61 редких земель, 0,05 Cl, 0,32 CO_2, следами SO_3.
16. Плагиоклазовый базальт — Monte Austida у Torralba, Сардиния.
17. Гиперстеновый базальт с вкрапленниками плагиоклаза и гиперстена — Capo Sperone, остров San Antioco у Сардинии.
18. Анамезит—Rüdigheim у Hanau—с 0,22 CO_2, следами Cr_2O_3, CuO, BaO, Cl, F.
19. Плагиоклазовый базальт — Cuglieri, Monte Ferru, Сардиния, с 0,06 NiO.
20. Плагиоклазовый базальт — вулкан Goentoer, Ява — с 0,03 BaO, 0,03 SrO, 0,10 Cl, 0,04 F, 0,06 S.
21. Базальтовая пемза — Мауна Лоа, Гавайские острова.
22. Плагиоклазовый базальт — Kilauea, Гавайские острова.
23. Долерит — Londorf, Vogelsberg, Гессен.
23a. Витрофировая шлаковая корка от 23.
23b. Стекловатый базис из 23 а.
24. Плагиоклазовый базальт (пикритовый) — Мауна Лоа, Гавайские острова; поток 1852 года — с 0,10 Cr_2O_3, 0,08 NiO.
25. Пикритовый базальт — Nanawale Puna, Гавайские острова — с 0,12 Cr_2O_3, 0,09 NiO.
26. Плагиоклазовый базальт — Burg у Frizlar, Гессен.
27. Плагиоклазовый базальт (пикритовый) — Papenoo, остров Таити, Южное море.
28. Плагиоклазовый базальт — Haardt у Lich, Oberhessen — с 0,09 SO_3, 0,23 CO_2.
29. Плагиоклазовый базальт — Oberer Steinberg, Лаузиц.
30. Арапагит (магнетитовый базальт) — North Park, Колорадо — с 0,44 V_2O_3; не содержит NiO и Cr_2O_3.
31. Мелафир — Wacht у Kaiserslautern, Рейнский Пфальц — очень свежий.
32. Навит — Mettweiler, прирейнская Пруссия — с 0,16 SO_3.
33. Мелафир (бедный оливином до безоливинового) — Querenberg у Gieshübel, Тюрингенский Лес — с 0,13 CO_2, следами SO_3.
34. Мелафир — Eagle river Section, Верхнее озеро.

Богатые оливином и бедные полевым шпатом базальты называют *пикритовыми базальтами*, или *пикритобазальтами** (анализы 24, 25 и 27 на стр. 387). Богатый магнетитом базальт из North Park в Колорадо назван *арапахитом* (arapahit, анализ 30); он состоит из 25% битовнита, 15% авгита, 56% магнетита и 4% апатита. [Такая же порода встречена и в Абиссинии.]

§ 268. *Базальтовые стекла* и *гиалобазальты* встречаются главным образом в виде зальбандов базальтовых жил, в виде шлаковых корок на потоках или в качестве свободных выбросов, находящихся в виде бомб и пемзы в базальтовых туфах, реже в виде самостоятельных потоков. В прежнее время они считались отдельными минералами и описывались под названиями *тахилита* и *гиаломелана*. Это базальтовые перлиты, базальтовые обсидианы и базальтовые пемзы (анализ 21). В них, как и в кислых стеклах, часто присутствуют тончайшие микролитовые и сферолитовые образования. В качестве вулканических выбросов эти породы известны из Bobenhausen и Gethürms у Angerod в Vogelsberg, из Säsebühl у Dransfeld, из Sababurg в Reinhardswald в Гессене, из Ostheim в Wetterau, из Marostica в Vizentinischen. На островах западной Шотландии гиалобазальты встречаются в зальбандах жил и в их тонких апофизах. На Килауэа и Мауна Лоа на Гавайских островах они образуют шлаковые корки и отдельные потоки. *Волосы Пеле* (Pélés Hair) с Килауэа представляют собой тонковолокнистую базальтовую пемзу. Некоторые тахилиты и гиаломеланы оказались вплавленными в базальт обломками горных пород.

* [Отсюда видно, что название *океанит* (océanite), недавно предложенное для них, излишне.]

§ 269. Анализы 1—34 на стр. 386—387 дают химический состав полевошпатовых базальтов и мелафиров. Из них видно, что содержание SiO_2 здесь колеблется в весьма широких пределах — от 60% и почти до 40%.* Наиболее кислые типы, кварцевые и гиперстеновые базальты, по своему химическому составу непосредственно примыкают к андезитам. Наиболее бедны кремнекислотой богатые оливином пикритовые базальты, которые в то же время содержат большое количество рудных минералов. Содержание глинозема также подвержено значительным колебаниям — от 10% до 20%. По количеству глинозема можно судить об отношении содержания полевых шпатов к цветным компонентам. Высокое содержание извести при большом содержании глинозема говорит за богатство основным плагиоклазом, при малом содержании глинозема — за богатство пироксеном. Пикрито-базальты (анализы 24, 25 и 27) показывают большое содержание MgO и FeO. Относительно меньше всего колеблется содержание щелочей, которые только в исключительных случаях превышают 5%, причем Na_2O всюду преобладает над K_2O. Воды, во всяком случае, только в самой незначительной своей части является первичной и содержится в стекле (ср. анализы 23, 23a и 23b). Главная часть воды — вторичного происхождения и появляется в результате серпентинизации оливина, который легче всего подвергается изменению. Отделенный большим интервалом от остальных анализов, особняком стоит арапахит (анализ 30). За исключением бросающегося в глаза низкого содержания TiO_2, он является химическим эквивалентом рудных выделений глубинных горных пород.

Немногие анализы свежих мелафиров, как 31—34, не отличимы от анализов базальтов.

§ 270. *Изменение базальтов и мелафиров* может итти по различным путям. В большинстве случаев полевые шпаты превращаются в глинистое вещество и кварц (или другие формы свободной кремнекислоты). Иногда этот процесс сопровождается удалением части глинозема и образованием большего количества кальцита. Оливин превращается в серпентин и карбонаты, авгит — в хлорит и кальцит, а магнетит и ильменит, выделяя TiO_2, — в окислы и гидроокислы железа. При дальнейшем течении процесса карбонаты уносятся водой, содержащей CO_2, а хлорит и серпентин превращаются в лимонит и кварц с удалением MgO в виде бикарбоната. В конечном результате, как показывает анализ 1 на стр. 391, получается масса красного или бурого цвета, состоящая из кварца, глинистых продуктов и окислов железа и по внешнему виду похожая на палагонитовый туф. В старой литературе такие породы описывались как базальтовые вакки. В других, более редких случаях полевые шпаты благодаря удалению SiO_2 превращаются в гидраргиллит. Кремнекислота пироксена и оливина также удаляется, оставляя окислы железа в форме лимонита. Конечный продукт представляет собой белую, желтоватую или красноватую массу, более или менее лишенную кремнекислоты и состоящую из гидроокислов алюминия и железа, в которой даже не-

---

* [Базальтами называют только те породы, в которых количество SiO_2 не более 52 — 53%. Остальные породы представляют собой или переход к андезитам, или типичные пироксеновые андезиты с небольшим количеством оливина, или породы гибридизированные (см. в тексте о кварцевых чужаках в базальтах), или наконец поствулканически измененные. Во всяком случае порода с содержанием SiO_2 около 60% не может быть названа *просто* базальтом.]

вооруженным глазом часто очень еще хорошо различима старая базальтовая структура. Получается боксит, имеющий такое огромное значение в технике для производства алюминия (анализ 2 на стр. 391). Возможно, что при этом процессе сначала получается также водный силикат алюминия, обладающий способностью абсорбировать K_2O, которая выносится вместе с кремнекислотой, оставляя гидраргиллит. Анализ 4а показывает такую промежуточную стадию изменения базальта, состав которого дан анализом 4. При обоих этих процессах изменения монооксиды исчезают почти полностью. Гораздо реже встречается третья форма изменения, при которой плагиоклаз распадается на альбит, остающийся без изменения, и анортит, который разлагается, превращаясь в массу кальцита, быстро иногда уносимого, и глинистого вещества. Пироксены, оливины и рудные минералы испытывают то же изменение, как и в первом из описанных процессов превращения. Анализ 3 на стр. 391 дает результат такого процесса в его промежуточной стадии.



Рис. 67. Палагонит. Seljadalr, Исландия. Увелич. 30 : 1.

Несвежие плоскости излома некоторых базальтов кажутся покрытыми светлыми и темными пятнами (так называемый *загар*, или *веснущатость* — «Sonnenbrenner») — явление, приводящее базальт к распаду на мелкие угловатые куски *(кокколитовый базальт)*. По Гибшу это явление основано на неравномерном распределении составных частей в породе. Под действием атмосферных агентов участки, богатые полевым шпатом, скорее превращаются в глинистое вещество, чем участки, бедные полевым шпатом, и дают светлые пятна; последние можно получить и искусственно, обрабатывая в течение многих часов свежую поверхность базальта теплой соляной кислотой, уксусной кислотой или раствором углекислого аммония. [Иногда такие пятнистые базальты принимались за туфы (Гренландия), что указывает на необходимость осмотрительного отношения к подобного рода образованиям.]

§ 271. *Рыхлые базальтовые выбросы*, пеплы, пески и лапилли распространены у всех действующих и большинства потухших вулканов. При их цементации образуются базальтовые и мелафировые туфы, которые, как все туфы эффузивных пород, разделяются на *пепловые* (или плотные), *кристаллические*, *лапиллевые* и *агломератовые туфы*. Часто они смешиваются с осадочным материалом и содержат окаменелости. Неизмененные пепловые туфы часто состоят преимущественно из стекла. *Палагонит* (Сарториус фон-Вальтерсгаузен), или *палагонитовая порода* (рис. 67), представляет собой очень чистый базальтовый пепловый туф. Это довольно рыхлая желто-бурая до черной или зеленовато-черная

порода, часто проросшая цеолитами. На ее свежем, блестящем наподобие смолы изломе выделяются округлые или угловатые разрезы, всегда окруженные более светлыми, землисто-матовыми, более или менее широкими корочками. Внутри этих разрезов часто наблюдаются также мелкие круглые матовые пятна. Вся порода с необычайной легкостью растворяется в соляной кислоте, причем получается небольшой нерастворимый остаток, состоящий главным образом из микролитов авгита и плагиоклаза. Зерна со смоляным блеском представляют собой первоначальные пепловые частицы и лапилли и называются *сидеромеланом* (анализы 5 и 7). Порода анализа 5 является пехштейноподобным базальтовым стеклом. Порода анализа 7 представляет собой базальтовое стекло, бедное водой, с небольшим количеством микролитовых образований. При выветривании сидеромелан переходит частью в аморфное, частью в криптокристаллическое вещество, весьма богатое водой; это и есть более светлые, землисто-матовые части породы. Анализы 6 и 8—11 дают состав массы сидеромелана вместе с продуктами превращения и цеолитами. Особо типичные палагониты доставляют Исландия, Сицилия (название происходит от Палагонии в Сицилии), Галапагосские острова, Ява и остров Остер в Тихом океане. Путем смешения с другим (базальтовым и посторонним) материалом из палагонитов образуются палагонитовые туфы, которые встречаются в Германии у Beselicher Kopf в долине Lahn, в Habichtswald в Гессене, в месторождении Siegen и в других местах.

	1	2	3	4	4a	5
SiO_2	49,94	4,61	50,94	49,97	42,68	44,35
TiO_2	3,82	—	—	1,92	4,51	—
Al_2O_3 . . .	8,87	49,97	22,49	13,57	30,31	13,14
Fe_2O_3 . . .	21,96	19,87	11,70	2,89	2,67	22,88
FeO		—	—	8,42	—	—
MgO . . .	2,22	сл.	4,27	8,67	0,14	4,07
CaO	0,21	0,58	1,08	8,43	1,09	8,44
Na_2O . . .	0,11	—	5,26	3,37	0,54	2,19
K_2O	0,21	—	1,13	2,01	1,50	0,70
H_2O	12,66	24,54	4,07	2,18	15,99	4,23
Σ	100,00	99,57	100,94	100,01	100,15	100,00

	6	7	8	9	10	11
SiO_2	41,03	49,67	40,12	38,96	38,07	36,97
TiO_2	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3 . . .	10,77	14,46	13,27	11,62	13,03	7,79
Fe_2O_3 . . .	21,47	18,52	10,65	14,75	9,99	21,02
FeO	—	—	—	—	—	—
MgO . . .	3,79	3,74	3,32	6,29	6,58	4,82
CaO	6,86	7,23	9,47	9,13	7,54	5,31
Na_2O . . .	1,64	2,92	2,06	0,68	0,70	7,23
K_2O	1,09	1,64	0,97	0,72	0,95	0,94
H_2O	13,55	1,17	20,43	17,85	23,14	15,92
Σ	100,20	99,35	100,29	100,00	100,00	100,00

1. Палагонитовый продукт разрушения шлаковой корки Лондорфского базальтового потока (анализ 23а на стр. 387).

2. Боксит как продукт выветривания базальта, структура которого сохраняется — Garbenteich у Giessen.
3. Разложенный, весьма тонкозернистый, интерсертальный мелафир — смешанный поток Ubaye и Durance, Дофинэ.
4. Базальт — Bramburg в Solling — свежий, — с 0,51 P_2O_5, 0,07 SO_3.
4а. Базальт оттуда же, разложенный,—с 0,38 P_2O_5, 0,31 SO_3.
5. Сидеромелан—Vidoe близ Исландии—блестящие зерна в палагоните анализа 6.
6. Палагонит — Vidoe близ Исландии.
7. Сидеромелан — остров Oster.
8. Палагонит (с сидеромеланом и цеолитами) — оттуда же.
9. Палагонит — Seljadalr, Исландия — нерастворимый остаток 4,11%.
10. Палагонит — остров Галапагос — нерастворимый остаток 0,96%.
11. Палагонит — Aci Castello, Сицилия — нерастворимый остаток 6,65%.

Туфы мелафиров аналогичны базальтовым, но палагонитовые туфы здесь до сих пор неизвестны.

[Типичные базальтовые туфы, пересеченные совершенно неправильными жилами базальтов, встречены мной по р. Хулугайше в юго-западном Прибайкалье, невдалеке от впадения этой речки в Иркут у сел. Монды.]

§ 272. В неизмененном состоянии *диабазы* как по химическому составу, так и по структуре вполне тожественны с офитовыми (или диабазово-зернистыми) или интерсертальными мелафирами и базальтами. Это наблюдается в том случае, когда они залегают в древних палеозойских слоях с ненарушенным залеганием, как, напр., в силуре Швеции. В этих случаях они не нуждаются в отдельном описании. Самостоятельность, которую им придают и до настоящего времени, обусловливается главным образом тем, что докарбоновые диабазы Германии залегают преимущественно в *сильно-складчатых* горах и поэтому имеют известные особенности в своем облике, который называют зеленокаменным. К этому присоединяется, конечно, бросающийся в глаза факт, что диабазы, в противоположность мелафирам и базальтам, преимущественно безоливиновые породы.

Большинство диабазовых пород имеет щелочноземельный характер. В небольшой части их в последнее время были найдены щелочные пироксены и амфиболы, а также первичный или происшедший из нефелина анальцим, каковые минералы требуют отнесения этих пород к щелочной группе. Эти породы выделяются из группы щелочноземельных диабазов, или диабазов в узком смысле слова, под названием *щелочных, эссекситовых* или *тералитовых диабазов*. Они присоединены к нижеописанной группе трахидолеритов или нефелиновых тефритов. Отнесение породы к той или иной группе здесь, так же как и для базальтовых пород, часто очень ненадежно. Это еще особенно затрудняется неудовлетворительной сохранностью пород в складчатых горах.

*Диабазы представляют собой крупнозернистые, среднезернистые до мелкозернистых, реже плотные или порфировые породы, характеризующиеся комбинацией основного плагиоклаза и авгита. В свежем состоянии в нескладчатых областях они темно окрашены и не отличимы от толеитов, долеритов или базальтов. В измененном состоянии в складчатых горах это преимущественно зеленые эффузивные * породы.* К главным составным частям в виде примеси присоединяются апатит и рудные ми-

* [То, что сказано в примечании к началу этого отдела, относится, пожалуй, больше всего к диабазам — породам, вероятнее всего большей частью интрузивным.]

нералы (магнетит и ильменит). Подгруппы устанавливаются по присутствию в породе оливина, ромбического пироксена или кварца. Биотит и роговая обманка встречаются нередко, но всегда являются весьма несущественными, случайными примесями. *В диабазах сланцевых складчатых гор повсюду распространен хлорит, образующийся за счет авгита и нередко совсем вытесняющий последний. Он и придает этим диабазам вышеописанный зеленокаменный габитус.* Весьма распространены постериорные карбонаты.

Плагиоклаз диабазов табличатый по M или лейстообразно вытянут по ребру P/M, полисинтетически сдвойникован по альбитовому закону. В свежих породах плагиоклазы стекловаты, в измененных — мутны, белого или зеленоватого цвета. Зеленоватая окраска обусловлена вновь образовавшимся хлоритом, реже актинолитом. Плагиоклаз относится главным образом к лабрадору и более основным членам, нередко также к андезину и в единичных случаях даже к основному олигоклазу. Авгит в отраженном свете грязно-зеленовато-черный, в проходящем свете — светлорозовый или светлозеленоватый, реже буроватый или фиолетовый. Он образует большей частью аллотриоморфные индивиды, в которые врастают кристаллы плагиоклаза, и только при приближении к порфировой структуре дает идиоморфные ограничения базальтического авгита. В нем часты двойники по первому пинакоиду. Помимо спайности по призме часто встречается спайность по первому пинакоиду, реже по третьему пинакоиду. Авгиты частью относятся к нормальному типу базальтического авгита (анализ 1 и 2 на стр. 394), иногда с небольшим содержанием хрома; частью же они, подобно авгитам безоливиновых базальтов, необычайно бедны известью (анализы 3 — 7 и 10) и богаты Fe или Mg. Наиболее беден CaO почти водяно-прозрачный, большей частью идиоморфный тонкопризматический пироксен с преобладанием (100) и (010) и узкими (110) и (001), встречающийся однако также и в отдельных угловатых зернах и зернистых аггрегатах. Эти бедные известью и богатые FeO и MgO пироксены, раньше неправильно называвшиеся салитом, относятся к ряду *магнезиальных диопсидов*, или *энстатит-авгитов* (анализы 9—11). Они характеризуются небольшим углом оптических осей, сильно варьирующим даже в различных участках одного кристалла. Плоскость оптических осей нередко переходит из симметричного в нормально-симметричное положение. Часто наблюдаются отдельность или двойники по (001). Эти магнезиальные диопсиды, повидимому, особенно характерны для кислых членов диабазовой группы, и широкое их распространение объясняет тот факт, что здесь, в противоположность плагиоклазовым базальтам, преобладают безоливиновые породы. Метасиликат Mg и Fe становится в таком случае на место ортосиликата. Все диабазовые авгиты легко изменяются с новообразованием зеленого чешуйчатого и жилковатого аггрегата хлоритового вещества или серпентина, почти всегда смешанного с пистацитом или кальцитом. Небольшое содержание анатаза или брукита, обнаруживаемое под микроскопом в этих продуктах разложения, указывает, что TiO_2 в этих авгитах более обычен, чем это можно предположить, исходя из химических анализов. Там, где диабазы встречаются в сильно складчатых областях или близ контактов с глубинными породами, авгит часто превращен в роговую обманку. Параллельно-волокнистые аггрегаты этого минерала в авгитовых формах называют *уралитом*, процесс такого превращения — *уралитизацией*, а диабазы, содержащие уралит, — *уралитовыми диабазами*. При дальнейшем разложении уралит и хлорит в конце концов превращаются в массу, состоящую из лимонита, карбонатов и кварца. Рудные минералы в диабазах обычно обильны и представлены либо *магнетитом* в октаэдрах и зернышках, часто содержащим титан, либо табличатым по пинакоиду *ильменитом*. Рудные минералы, в особенности ильменит, часто превращаются с периферии зерна и по плоскостям спайности в светлосерые или желтовато-серый до буроватого, сильно двупреломляющий аггрегат зернышек титанита, называемого *лейкоксеном* (Гюмбель) или титаноморфитом (Лазо). Там, где появляются ромбический пироксен, гиперстен (анализ 12) или бронзит, он старше авгита и поэтому более или менее идиоморфен. *Оливин*, приуроченный к определенной группе диабазов, редко бывает идиоморфным и чаще представлен в виде округлых зернышек. Он превращается в серпентин или в рудный минерал. *Кварц* в качестве первичной составной части встречается также только в небольшой части диабазов; он является самым поздним образованием и заполняет промежутки между другими составными частями или в срастании с полевыми шпатами образует

микропегматитовые аггрегаты. Из примесей всеобщее распространение имеет *апатит*. Циркон, так же как в базальтах и мелафирах, очень редок. Там, где в диабазах имеется *основная масса*, она представлена, точно так же как в долеритах и толеитах, в виде мезостазиса или отдельных зажатых между минералами участков и обладает теми же свойствами. Повсюду распространенный чистый стекловатый базис, встречается только в небольших количествах в узких жилах, в зальбандах более широких жил и в шлаковых корках потоков. Он окрашен в бурый цвет, часто столь темный, что становится малопрозрачным.

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	49,43	48,04	49,03	48,41	50,71	50,02
TiO_2	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	3,53	8,43	5,46	4,05	3,55	5,61
Fe_2O_3	9,50	2,20	—	2,36	—	15,61
FeO	—	7,65	15,57	15,08	15,30	—
MnO	—	—	0,22	0,37	0,81	сл.
MgO	15,60	12,52	11,66	12,14	13,63	12,01
CaO	20,34	21,70	15,34	15,98	13,35	14,84
Na_2O	—	—	1,24	—	1,48	0,96
K_2O	—	—				
H_2O	—	0,63	0,81	1,19	1,17	0,76[1]
Σ	99,41	101,17	99,33	99,58	100,00	99,81
Уд. вес	—	—	3,30	3,33	—	—

	7	8	9	10	11	12
SiO_2	49,33	50,25	53,36	50,36	51,30	52,16
TiO_2	—	0,45	0,71	0,80	0,72	—
Al_2O_3	9,15	1,25	2,24	2,49	2,36	3,00
Fe_2O_3	0,27	5,86	1,51	2,35	2,22	0,45
FeO	9,05	17,40	12,63	18,15	18,83	15,16
MnO	—	—	—	0,56	0,57	0,36
MgO	14,58	15,72	22,22	11,37	16,56	21,89
CaO	16,36	8,73	8,17	13,97	6,96	5,94
Na_2O	0,55	0,82	—	0,26	0,21	0,16
K_2O	0,19	0,47	—	0,19	0,37	0,04
H_2O	0,25[1]	—	—	0,55	1,00	0,08[1]
Σ	99,73	100,95	100,84	101,09	101,15	99,24
Уд. вес	3,105—3,29	3,448	3,30—3,38	3,460	3,42	3,356

1. Авгит из диабаза — Hempla у Steben, Сосновые горы — с 1,01 Cr_2O_3.
2. Авгит из диабаза — Mägdesprung, Гарц.
3. Авгит из среднезернистого диабаза — Whinsill, Cauldron Snout — спайность по (100) и (010), с Ng = 42°.
4. Авгит из крупнозернистого диабаза — Whinsill, Tyne Head.
5. Авгит из диабаза — West Rock, New-Haven, Коннектикут.
6. Авгит из гранофирового кварцевого диабаза, жила в кристаллических сланцах — Seven Pagodas, область Chingelput в президентстве Мадрас.
7. Авгит диаллаговый из оливинового, гиперстенового диабаза — Twins (в 5 *км* севернее Rapidan), Culpepper co., Виргиния, США.
8. Пироксен из хуннедиабаза из Halleberg у озера Wener, Швеция. Смесь бурого авгита (с Ng = 43°) и бесцветного так называемого салита (с Ng = 44°) = = магнезиальному диопсиду.
9. Магнезиальный диопсид из диабаза — Richmond, Капская колония.
10. Магнезиальный диопсид из кварцевого диабаза — Щелики на юго-западном берегу Онежского озера — с 0,04 NiO.

11. Магнезиальный диопсид из диабаза — Kälsholm, Föglö, Аландские острова, Финляндия — с 0,05 NiO.
12. Гиперстен из оливино-гиперстенового диабаза — Twins, севернее Rapidan, Culpepper co, Виргиния, США.

[1] Потеря при прокаливании.

§ 273. *Структура диабазов* существенно характеризуется двумя своеобразными особенностями: полным отсутствием возобновления той или иной формы минералообразования и более или менее отчетливым идиоморфизмом табличатого или лейстообразного плагиоклаза по отношению к авгиту. Таким образом при отсутствии мезостазиса она является зернистой в строгом смысле слова. Она кажется зернистой еще чаще, чем это есть на самом деле, так как первопачальный мезостазис, подобно авгиту, часто замещается хлоритом. Такая структура, названная выше (§ 262) *диабазовозернистой*, или называемая также *офитовой* (рис. 68), наиболее отчетливо выражена в породах, бедных полевым шпатом. В этих случаях, если не принимать во внимание примеси, порода состоит из узких ориентированных во всех направлениях пространства и не соприкасающихся между собой индивидов плагиоклаза, лежащих в основной массе, состоящей из крупных аллотриоморфных зерен авгита. Если количество полевого шпата увеличивается, то его индивиды взаимно соприкасаются и разрезают крупные зерна авгита на угловатые многоугольные, более или менее одинаковые участки. В зернистых диабазах всех местностей, так же как в долеритах или толеитах, эта своеобразная структура может быть распознаваема невооруженным глазом. Чем сильнее полевой шпат выступает на передний план, тем хуже выражен этот диабазовый характер структуры. В этих случаях она переходит в гипидиоморфно-зернистую структуру габбровых пород, причем полевые шпаты становятся толстотабличатыми или изометрическими (габбро-диабазы). При появлении различных количеств мезостазиса диабазовая структура постепенно переходит в *интерсертальную*. У неизмененных диабазов эта структура появляется чаще, чем у диабазов складчатых областей и у разложенных. При возобновлении образования полевого шпата или авгита или обоих вместе получаются переходы к типичной порфировой, но почти всегда голокристаллической порфировой структуре. Такие породы называются *диабазовыми порфиритами*. В этих случаях вкрапленники полевого шпата и авгита идиоморфны, а основная масса либо диабазовая, либо изометричная и паналлотриоморфно-



Рис. 68. Бронзитовый диабаз. York, Пенсильвания, США. Полевые шпаты изображены при николях +. Увелич. 30 : 1.

зернистая. Такие диабазовые порфириты встречаются как фации диабазов или в виде самостоятельных жил. При сильном увеличении стекловатого базиса интерсертальная структура переходит в *гиалопилитовую* и при дальнейшем увеличении стекла — в чисто *витрофировую* структуру. Такого рода породы называются диабазовыми стеклами или *гиалодиабазами*. Они известны, напр., из Далекарлии (рудник Samuel Anders) и из Финляндии; сюда же относятся — названные так по месту своего нахождения — *сордавалиты* и *вихтизиты*, ранее считавшиеся минералами. *Явления флюктуационности* в типичных диабазах наблюдаются редко и очень хорошо выражены главным образом параллельным расположением полевых шпатов в оливиновых диабазах Aasby в Швеции. *Сферические текстуры* выражены в отдельных случаях полевошпатовыми и авгитовыми сферолитами и достигают большого значения в *вариолитах*.

Диабазы образуют покровы, потоки, залежи и жилы эффузивного или интрузивного характера. Они часто с большой правильностью включены в комплексах осадочных пород и в этом случае бывают прекрасно отпрепарированы эрозией. Они имеют скачкообразный профиль, напоминающий ступенек лестницы и карнизов, откуда и произошли названия «траш» и «силл» — явление, часто наблюдаемое и у базальтов. В сильно складчатых областях такие покровы разбиваются на отдельные части. Этим объясняется часто огромное количество мелких изолированных диабазовых залежей на узком пространстве одного и того же горизонта. *Отдельность* диабазов столбчатая (Palisade на Гудсоне и т. д.), плитчатая, также шарообразная, в меньших телах часто неправильно-полиэдрическая. Последняя особенно характерна для складчатых областей, где она является, вероятно, следствием горообразующего давления, а не явлений стяжения.

§ 274. *Диабазы* имеют огромное распространение в палеозойских областях Германии с повсюду сохраняющимся однообразным характером и большей частью фанеромерным [т. е. ясно зернистым для простого глаза] обликом, который сделал их известными в геологии под названием «зернистых диабазов», в противоположность «плотным диабазам», т. е. спилитам.

В Сосновых горах и Франконском Лесу, а также в Саксонии и Тюрингии они появляются во многих горизонтах силура и девона; в Рейнских Сланцевых горах они залегают в кембрии у Challes невдалеке от Stavelot, также во многих девонских горизонтах на левой и правой стороне Рейна и в кульме на правом берегу Рейна. Примеры диабазов дают девон Саарской и Мозельской областей, долины Lahn и Dille, Kellerwald, слои Flinz по обеим сторонам Wenne и сланцы Lenne в Рурской долине в Вестфалии. Диабаз-порфиритовые фации особенно распространены в девоне на правом берегу Рейна. Грубозернистые разности раньше назывались гиперитами. Сланцы Wieder в Гарце дают приют большему числу мелких и крупных залежей. В Англии диабазы известны от кембрия (Holyhead, St. Davids, Llanberis в Уэльсе) через силур и девон (Cumberland, Westmoreland) до карбона (в районе Эдинбурга). Они появляются также в скандинавском силуре и во многих внеевропейских областях. Если диабазами называть только обязательно зернистые эффузивные формы габброидной магмы, не принимая во внимание геологического возраста, тогда диабазы имеются в красном лежне, в триасе и т. д. до третичной эпохи и до настоящего времени. Для всех этих дан-

ных строгое разграничение диабазов и щелочных диабазов (тералит-диабазов), как уже было отмечено, провести было невозможно.

§ 275. *Хуннедиабаз* (Hunnediabas, Тёрнебом), названный так по покрову мощностью в 200 футов (свыше 60 *м*), залегающему на нижнесилурийских слоях у Hunneberg и Halleberg (анализ 13 на стр. 400) у южной оконечности озера Wener в Швеции, характеризуется обильным содержанием вышеописанного магнезиального диопсида. В виде примеси нередко присутствуют бронзит, небольшие количества биотита и бурой роговой обманки, а также небольшое количество кварца. Структура диабазовая и интерсертальная. Этот тип, переходящий в нормальный диабаз и бронзитовый диабаз, обнажается в виде жил в кристаллическом щите и кембрии Småland, Далекарлии и т. д. в Швеции, в виде мощных интрузивных залежей в каменноугольном известняке Durham и Northumberland (Great Whinsill, анализ 14). Далее такие диабазы встречаются в виде интрузий и эффузий так называемых триадовых диабазов в песчаниках Коннектикута в штатах Новая Англия (анализ 12), в южной Африке, в Minas Geraes (Бразилия), в Тасмании, [в Карелии] и т. д.

Гиперстеновыми диабазами можно называть диабазы, которые наряду с авгитом содержат большое количество ромбического пироксена. Они известны в виде жил в кембрии графства Уэльс, Шропшайр и других местностей Англии, в области гранитов Småland в Швеции, в советской Карелии, в песчанике Коннектикута в Северной Америке и в других местах. Они соответствуют гиперстеновым базальтам и палатинитам области Saar-Nahe.

Офитами (Палассу) во французской геологии называются нормальные и уралитовые диабазы, появляющиеся в виде куполов у северо-западного подножья Пиреней во многих горизонтах вплоть до лейаса. В плагиоклазах этих пород часто наблюдается бурое помутнение, свойственное плагиоклазам габбро; они представляют собой частью лабрадоры, частью олигоклазы. Эти офиты часто сопровождаются в мезозойских слоях гипсом и каменной солью. В некоторых местностях авгит превращен в роговую обманку, а полевые шпаты в скаполит (Garraux, Bezius, Eup, St. Lary в департаменте Верхней Гаронны), что отвечает краевой фации содержащего апатит гиперитового габбро в Норвегии (§ 134). Название «офит» обозначает в литературе Пиренейского полуострова также многие другие основные изверженные породы классов порфирита и мелафира. В средней Португалии диабазы, называемые офитами, встречаются в сообществе с тешенитами в широких и коротких долинах, которые Choffat называет тифоновыми; стены этих долин сложены слоями мальма, падающими от долины, в то время как дно долины состоит из утесов ретических слоев.

Протеробазами * называют по Гюмбелю породы диабазовой группы, образующие жилы и залежи, характеризующиеся примесью бурой роговой обманки, а отчасти небольшим содержанием кварца и обильным биотитом. Они известны из Сосновых гор (анализ 19 на стр. 400), в окрестности Hohwald в Вогезах (анализ 6, стр. 399), из Лаузица, Гарца, Рейнских Сланцевых гор, Скандинавии и т. д. Не лишено вероятия, что многие протеробазы обязаны своим уклоняющимся от нормального

* [Их также называют амфиболобазами.]

минералогическим характером процессам контактового метаморфизма или динамометаморфизма. Протеробазы из нескладчатых областей до сих пор неизвестны.

§ 276. *Кварцевый диабаз*, или *конгадиабаз* (Тёрнебом), образует покров на граптолитовом сланце у Конга (Konga) в южной Швеции. Наряду с нормальными составными частями диабаза появляются моноклинный, бесцветный и прозрачный, магнезиальный диопсид, ромбический пироксен, в виде примеси роговая обманка и в значительном количестве кварц в виде первичной составной части. Этот кварц заполняет промежутки между остальными составными частями или образует с полевыми шпатами изящные микропегматитовые аггрегаты, тем более крупного зерна, чем крупнозернистее порода. Структура — частью ясно выраженная диабазовая или, вернее, интерсертальная, если микропегматитовые аггрегаты считать за мезостазис, частью гипидиоморфнозернистая, а также порфировая через лабрадор и авгит. Этот тип (рис. 69), химический состав которого дается анализами 3, 4, 8 и 16, пользуется широким распространением в виде жил, как, напр., в гнейсе и нижнем силуре Schonen, в Финляндии, в гнейсе Варангер-фиорда, в среднем силуре Menez Hom у Бреста, в лаврентьевской свите в Канаде (часто гранатсодержащие), в верхнем гуроне графства Marquette в Мичигане, в кембрийских и силурийских глинистых сланцах в горах Big Belt в Монтане, в гнейсе западной Гренландии, в южной Африке, в гнейсе президентства Мадрас в Ост-Индии. Они повсюду образуют жилы, в центре часто грубозернистые и габброидные, с резким уменьшением зерна к краю вплоть до ясных гипокристаллически-порфировых структур. В то время как остальные типы диабазов тожественны соответствующим базальтовым типам, этого нельзя сказать про соотношение кварцевых диабазов и кварцевых базальтов. Кварц в кварцевых базальтах является чужаком, а кварц кварцевых диабазов представляет собой составную часть, свойственную самой породе и обусловленную особым процессом кристаллизации диабазовой магмы.

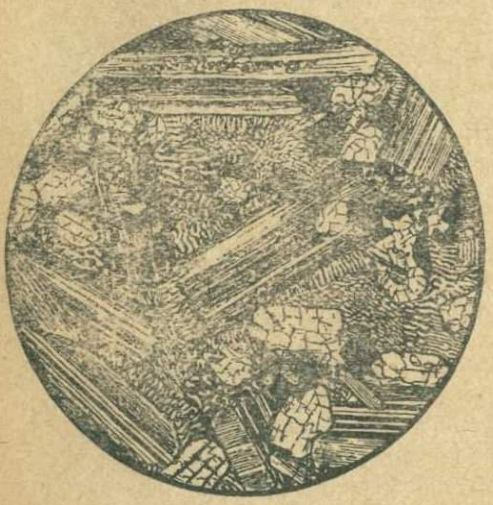


Рис. 69. Кварцевый диабаз. Rawdon, Квебек. Канада. Увелич. 30 : 1. Николи +.

[Едва ли это можно считать определенно доказанным.]

§ 277. *Оливиновые диабазы* получаются при вхождении оливина в нормальную диабазовую породу. Оливин обычно сопровождается обильным бурым биотитом и амфиболом. Структура диабазовая или интерсертальная и повторяет соотношения в оливиновых толеитах и оливиновых долеритах. При возобновлении образования авгита и полевого

шпата появляются переходы к порфировым структурам. С возрастанием содержания полевого шпата и при увеличении размеров зерна структура становится настоящей габбровой (Aasby-Diabas); при уменьшении полевого шпата вплоть до его полного исчезновения образуются переходы в пикриты и пикритовые порфириты. Оливиновые диабазы в Германии редки: они встречаются в Гарце, на восточной окраине Рейнских Сланцевых гор, в девоне и кульме (Weilburg, Dielenberg, Kellerwald у вальдекской границы), в кембрии Уэльса и значительно распространены в карбоне Англии. Они весьма разнообразны в Швеции, напр. в виде покрова на нижнем силуре у Kinnekulle (Kinnediabas) и других траповых гор западной Готландии и Schonen, причем здесь они не отличимы от оливиновых толеитов, так же как и в нижних (Aasbydiabas) и в верхних (Särnadiabas) горизонтах песчаников Dala в Далекарлии; в виде жил они встречаются в докембрии и кембрии в Södermanland (Helleforsdiabas), в восточном Готланде, Nerike, Schonen и Jemtland (Ottfjällsdiabas). В габброидных оливиновых диабазах руды и оливин подобно гиперитам (§ 128), часто обнаруживают глазковую структуру.

[Весьма разнообразные диабазовые породы известны у нас на Новой Земле, в Карелии, в Украинской кристаллической полосе, в Крыму, на Кавказе, на Урале, во многих местах Сибири и в Туркестане. Так называемые сибирские траппы, т. е. различные и по геологическому значению, и по залеганию, и по структуре, и по составу диабазы, а также и порфириты, покрывают грандиозную область, гораздо большую той, которая указана выше для восточносибирских базальтов. По данным С. Обручева, эти породы, иногда сопровождаемые туфами, встречаются в отдельных обнажениях, тянущихся десятками километров, на пространстве полутора миллиона квадратных километров. Местами замечательны интенсивные поствулканические явления, ведущие к образованию вполне промышленных железорудных месторождений (Докторович-Гребницкий, С. С. Смирнов, В. С. Соболев и др.).]

§ 278. Как показывает сравнение анализов 1—22 на стр. 399—400 с анализами на стр. 386—387, химический состав диабазов полностью отвечает составу плагиоклазовых базальтов и мелафиров. В среднем кварцевые диабазы и конгадиабазы оказываются кислыми типами, а оливиновые диабазы —более основными, но это правило не является универсальным.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	60,05	56,78	56,74	55,54	55,25	53,50	53,30	53,27
TiO_2 . . .	1,74	1,44	1,26	1,79	—	0,51	1,21	2,52
Al_2O_3 . . .	11,88	14,33	15,46	11,98	12,12	18,46	15,11	13,56
Fe_2O_3 . . .	3,22	5,76	3,08	5,48	8,84	8,86	2,40	5,29
FeO	10,21	9,27	7,58	9,33	4,91	1,63	6,66	7,89
MnO . . .	0,28	0,25	сл.	0,29	—	—	0,07	0,21
MgO . . .	0,85	1,58	2,54	1,39	4,84	4,55	6,05	4,10
CaO	4,76	5,26	7,64	4,99	8,34	7,76	9,55	6,54
Na_2O . . .	4,04	3,43	3,08	3,78	2,08	3,04	2,68	2,83
K_2O	2,10	1,75	1,59	2,73	1,62	1,89	0,94	1,34
H_2O^+ . . .	0,66	0,10	1,28	0,83	1,65	1,69	1,61 [1]	1,90
H_2O^- . . .	0,21	0,33	—	1,17	—	—	—	—
P_2O_5	0,52	0,36	0,15	0,73	—	0,18	0,08	0,38
Σ	100,52	100,64	100,40	100,27	99,65	102,07	99,66	99,83
Уд. вес . .	—	—	2,906	—	—	2,813	—	—

[1] Потеря при прокаливании.

	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	52,49	52,48	52,03	51,78	51,23	51,22	50,57	50,42
TiO_2	0,62	1,30	1,59	1,41	1,21	2,42	1,02	2,25
Al_2O_3 . . .	16,44	14,98	15,28	12,79	12,70	14,06	11,70	13,35
Fe_2O_3 . . .	2,60	1,13	3,59	3,59	4,00	4,32	12,36	3,92
FeO	5,30	9,25	8,73	8,25	10,48	80,73	5,89	12,00
MnO . . .	сл.	0,27	0,30	0,44	—	0,16	—	0,35
MgO . . .	6,18	7,75	5,37	7,63	6,51	4,42	3,98	3,99
CaO	11,71	10,83	7,59	10,70	8,40	8,33	7,89	7,99
Na_2O . . .	2,06	1,87	2,46	2,14	3,04	2,55	3,70	2,77
K_2O	1,09	0,43	1,12	0,39	1,55	1,25	0,82	1,35
H_2O^+ . . .	1,42	0,23	1,34	0,63	0,39	1,28	1,44	1,04
H_2O^- . . .	0,15	0,18	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	сл.	0,13	0,19	0,14	0,19	0,25	—	0,15
Σ	100,06	100,83	99,79	99,89	99,70	99,67	99,37	100,13
Уд. вес . .	—	3,110	—	—	—	2,98	2,913	3,017

	17	18	19	20	21	22	23
SiO_2	49,17	49,00	47,60	46,92	45,64	42,48	44,83
TiO_2	2,33	1,11	сл.	0,94	1,84	1,74	—
Al_2O_3 . . .	12,22	16,87	15,29	18,05	15,61	16,52	13,47
Fe_2O_3 . . .	3,10	2,09	7,09	3,61	2,17	3,94	11,79
FeO	13,31	8,50	6,87	6,73	14,97	8,19	4,49
MnO . . .	0,39	0,10	0,12	—	0,28	—	—
MgO . . .	5,01	6,70	6,48	7,43	7,60	5,61	11,60
CaO	6,42	10,21	8,41	9,11	7,04	11,46	4,79
Na_2O . . .	4,07	2,57	3,62	2,99	1,68	2,43	2,34
K_2O	1,09	0,66	1,40	1,24	1,29	1,19	—
H_2O^+ . . .	2,25	1,00	2,14	2,58	0,58	2,80	6,16
H_2O^- . . .	0,60	0,72	—	—	0,14	1,07	—
P_2O_5	0,25	0,13	0,46	0,19	0,42	0,21	—
Σ	100,37	99,75	100,03	99,98	99,72	100,94	99,47
Уд. вес . .	2,96	—	—	2,941	—	2,84	2,425—2,585

1. Кварцевый диабаз — Homestead, Нью-Джерсей, США.
2. Кварцевый диабаз — Rocky Hill, Нью-Джерсей, США.
3. Конгадиабаз — North West Bay, Тасмания.
4. Конгадиабаз — Кальяшки, Сев. Край—с 0,08 BaO, 0,04 (Ni,Co)O, 0,12 FeS_2.
5. Конгадиабаз (содержит роговую обманку) — Richmond, Капская колония.
6. Протеробаз — Sperberbächel у Andlau, Нижний Эльзас.
7. Кварцевый диабаз — Conakry, Французская Гвинея.
8. Конгадиабаз — Конга, Schonen, Швеция.
9. Диабаз — Launceston, Тасмания.
10. Диабаз — Weehawken, Нью-Джерсей, США.
11. Хуннедиабаз — Föglö, Аландские острова, Финляндия — с 0,01 NiO, 0,05 BaO, 0,14 FeS_2.
12. Хуннедиабаз — West Rock, New Haven, Коннектикут, США.
13. Хуннедиабаз — Halleberg на озере Венер, Швеция.
14. Хуннедиабаз — Great Whinsill, Cauldron Snout, Durham, северная Англия — с 0,19 CO_2, 0,49 FeS_2.
15. Хуннедиабаз (гиалопилитовый), жила мощностью 20 *см* — Caixa d'agoa у Рио-де-Жанейро, Бразилия.
16. Конгадиабаз — Щелики, северо-западный берег Онежского озера, Карелия — с 0,07 NiO, 0,48 FeS_2.
17. Кварцевый диабаз — Hartenrod, Westerwald — с 0,16 CO_2.
18. Оливиновый диабаз — Black Peak, Аризона — с 0,02 ZrO_2, 0,02 Cr_2O_3, 0,05 Cl, следами BaO, V_2O_5.

19. Протеробаз — Fichtelberg в Сосновых горах — с 0,16 CO_2, 0,39 S.
20. Диабаз — Bochtenbeck в Niedersfeld, Рурская долина, Вестфалия — с 0,10 CO_2, 0,09 FeS_2.
21. Оливиновый диабаз — Hamnberget у Ulfön, Швеция — с 0,02 BaO, 0,06 Cl, 0,19 F, 0,19 S.
22. Оливиновый диабаз (спилитовый) — Hartenrod вблизи Herborn, Нассау — с 3,30 CO_2 (несвежий).
23. Диабазовое стекло, корка на диабазовом потоке, толщиной в несколько миллиметров — Homertshausen, Рейнские Сланцевые горы.

Анализ 23 дает состав диабазового стекла шлаковой корки на одном из потоков в Рейнских Сланцевых горах; сомнительно, чтобы высокое содержание воды, даваемое анализом, было первичным.

Нормальное течение процесса выветривания диабазов поясняют анализы 1—3 с на этой стр. Анализы 1 и 2 представляют выветрелые, побледневшие до грязно-беловато-зеленой окраски диабазы Сосновых гор с большим содержанием ильменита (так называемые лейкофиры). Возрастание содержания воды происходит благодаря образованию хлорита и каолина. Углекислота показывает количество вновь образованного карбоната. Различные стадии изменения породы, от довольно нормальной до полностью разложенной, дают анализы 3 a—3 c. Анализ 3 b по сравнению с 3 a показывает превращение FeO в Fe_2O_3, сильное уменьшение окислов железа, магнезии и извести, а также Na_2O с обра-

	1	2	3 a	3 b	3 c	4 a	4 b	4 c	5	6
SiO_2	47,06	41,48	47,90	46,85	41,60	51,27	5,83	1,30	36,39	23,16
TiO_2	4,50	4,81	0,82	1,12	3,79	0,70	1,29	1,03	2,46	6,61
Al_2O_3 . . .	12,25	12,43	15,60	22,62	37,20	12,36	37,03	60,19	19,63	5,64
Fe_2O_3 . . .	3,62	4,15	3,69	5,12	3,21	3,29	31,73	3,91	1,67	17,14
FeO	9,23	8,16	8,41	1,58	0,30	6,16	—	—	6,94	32,78
MnO . . .	0,08	0,17	0,17	2,54	0,08	—	—	—	0,91	0,78
MgO	5,31	3,99	8,11	2,01	0,02	13,26	0,06	—	3,34	7,73
CaO	6,53	8,48	9,99	1,25	0,23	10,66	0,19	0,17	7,12	2,31
Na_2O . . .	2,32	2,76	2,05	0,80	0,07	1,60	—	—	0,82	0,96
K_2O	0,81	1,44	0,23	2,66	—	0,41	—	—	4,82	0,26
H_2O	3,56	3,22	2,34	8,25	13,54	0,40	23,02	32,00	2,86	0,66
P_2O_5	0,35	0,34	0,13	0,16	0,14	0,11	—	—	0,08	0,04
CO_2	4,29	5,40	0,38	1,89	0,38	—	—	—	12,21	—
Σ	99,91	96,83	100,15	100,21	100,85	100,22	100,11	100,00	100,30	100,05

1. Лейкофир — Wartleite у Köditz, западнее Hof, Сосновые горы.
2. Лейкофир — Unterkotzau, склон долины Saale севернее Hof, Сосновые горы.
3 a. Диабаз — жила в железосодержащей серии Penokee, Мичиган — с 0,15 гигроскопической воды, 0,03 SO_3, 0,10 NiO и CoO, 0,05 BaO, следами Cr_2O_3.
3 b. Та же порода, переходная стадия при превращении в «мыльный камень» (сапонит—Soapstone),—с 3,12 гигроскопической воды, 0,06 SO_3, 0,08 NiO и CoO, 0,10 BaO.
3 c. Типичный Soapstone из Aurora-Mine, Мичиган — с 0,29 гигроскопической воды, следами BaO.
4 a. Диабаз — Bougourou, Французская Гвинея, западная Африка.
4 b. Латерит из диабаза — там же — с 0,96 нерастворимого остатка.
4 c. Латерит из диабаза — там же — с 1,40 нерастворимого остатка.
5. Так называемые Белые горы у Holzappel, Нассау — с 0,07 CuO, 0,58 FeS_2. Порода состоит из 54,37% серицита, 11,33 кальцита, 18,32 брейнерита, 12,39 кварца, 2,67 титанита, 0,47 рутила (?), 0,58 пирита, 0,17 апатита (?).
6. Магматические рудные выделения из диабаза — Grunna на Ulfön, Nordingrå, Швеция — с 0,02 ZrO_2, 0,80 Cr_2O_3, 0,20 NiO, 0,01 BaO, 0,78 Vd_2O_5, 0,16 S, 0,04 Cl, 0,02 F, 0,15 гигроскопической воды, следами CoO и CuO.

зованием гидратов и карбонатов, которые, в свою очередь, в значительной степени выщелачиваются. Содержание K_2O указывает на присутствие гидрата алюмосиликата, абсорбирующего кали, как это упоминалось при описании выветривания базальтов; 3 с дает массу каолина с небольшим количеством окислов железа или хлорита и кальцита. Порода почти белоснежная. Так же как и при бокситовом выветривании базальтов, которому подобная каолинизация родственна, диабазовая структура часто сохраняется с полной ясностью. В других случаях встречается выветривание с образованием глинисто-железистой породы и бокситового вещества, подобно превращению базальта под тропиками в латерит (ср. § 73). Пример образования латерита дают анализы 4 а — 4 с. Особенный характер превращения, вероятно термального происхождения, показывают диабазы, сопровождающие некоторые рудные месторождения, как, напр., у Holzappel в Нассау (анализ 5), в Agordo и в других местах; здесь образуется масса из серицита и карбонатов, в которых главную роль играют MgO и FeO. Нужно отметить неподвижность при этих процессах TiO_2, которая фиксируется то в рутиле, то в титаните.

§ 279. Магматические, богатые титаном, рудные выделения, похожие на описанные в § 131 рудные выделения из габбро, встречаются и в диабазах. Анализ 6 дает состав такой руды из титансодержащего магнетита, оливина и небольшого количества плагиоклаза и авгита. Иной характер имеют «выделения» в диабазе из Näsberget у Biske Elf в Westerbotten. Они содержат наряду с преобладающим магнетитом, лишенным титана, изменчивое количество стебельчатой зеленой обманки, кварца, пиротина, халькопирита, пирита, апатита и микроклинпертита. Вблизи рудных выделений диабаз отчасти скаполитизирован и богат турмалином. Гейер называет эти руды «пневматолитовыми выделениями». Они, в противоположность предыдущим, вероятно более молодые, чем вмещающая порода.

§ 280. При орогенических процессах диабазы претерпевают те же изменения, как и габбровые породы, что объясняется сходством их состава. При этом в некоторых случаях известково-натровый полевой шпат остается без изменения, авгит превращается в роговую обманку, а ильменит или титано-магнетит—в титанит и рутил. Это часто сопровождается отчетливым рассланцеванием (Streckung) породы и субпараллельной ориентировкой составных частей. Вместо диабаза образуется более или менее отчетливо сланцеватый амфиболит (Scourie в Sutherland, Шотландия,—анализы 8 и 8а на стр. 403—и другие места). Или же при таком изменении известково-натровый полевой шпат распадается на альбит и эпидот (или цоизит), авгит уралитизируется, и процесс проходит без коренного изменения текстуры; образуются соссюритовые диабазы (некоторые лейкофиры), эпидотовые амфиболиты или цоизитовые амфиболиты, которые часто распространены во многих местах в древнепалеозойских складчатых областях (в Скандинавии, в Рудных горах и т. д.). Или, наконец, полное изменение минерального состава и рассланцевание породы идут рука об руку; в таком случае образуются сланцеватые породы, которые состоят из альбита или—при его дальнейшем распадении на светлую слюду и кварц — из этих последних минералов совместно с уралитовым, актинолитовым и глаукофановым амфиболом, настоящим глаукофаном, хлоритом, эпидотом, цоизитом,

титанитом, рутилом, магнетитом и переменным количеством карбонатов, причем породы сильно варьируют по комбинации этих минералов, расположению и величине зерна. Такие динамометаморфически измененные диабазы, правильному толкованию которых способствуют остатки первоначальных структур и первичных минералов, составляют длинный ряд сланцеватых пород, называемых *эпидиоритами* (Гюмбель; см. анализ 7 на этой стр.), *чечевично-струйчатыми диабазами* (Flaserdiabase Лоссен), *зелеными сланцами*, *сланцеватыми амфиболитами*, *хлоритовыми амфиболитами*, *хлоритовыми сланцами*, *хлоропитовыми сланцами*, *глаукофановыми сланцами* и отчасти *роговообманко-серицитовыми сланцами*. Они пользуются всеобщим распространением в Гарце, в Рудных горах, в Сосновых горах, на Таунусе, в Soonwald, в Арденнах, Норвегии, Финляндии, Корнуоле, Уэльсе, Канаде, [на севере РСФСР, на Урале, Алтае] и т. д.

	1a	1b	2	3	4	5	6	7	8	8a	9
SiO_2	51,82	44,28	44,45	45,55	46,08	46,60	51,58	47,38	47,45	49,78	49,34
TiO_2	0,44	0,93	2,58	1,87	1,53	0,77	0,19	3,07	1,47	2,22	—
Al_2O_3	11,66	18,72	14,33	14,98	16,06	15,50	19,52	16,67	14,83	13,13	14,52
Fe_2O_3	4,39	4,01	3,19	3,16	1,50	4,21	4,48	4,64	2,47	4,35	16,05
FeO	5,46	10,24	8,55	9,60	8,57	5,69	4,64	6,47	14,71	11,71	
MnO	—	—	0,17	—	—	—	—	0,26	0,27	—	—
MgO	7,02	7,64	7,00	7,40	8,49	6,82	5,40	4,11	5,00	5,40	5,72
CaO	12,65	7,55	12,62	12,15	8,68	8,21	4,37	10,81	8,87	8,92	9,11
Na_2O	3,38	3,49	1,87	1,80	2,81	3,65	4,57	3,02	2,97	2,39	3,02
K_2O	0,32	0,74	0,88	1,28	0,38	1,61	2,10	0,93	0,99	1,05	1,23
H_2O	1,25	1,75	4,00	1,75	5,97	4,65	2,91	1,25[1]	1,00	1,14	1,60[1]
P_2O_5	—	—	0,45	0,19	0,18	0,19	—	0,42	—	—	—
CO_2	1,01	0,67	—	0,16	0,10	1,79	—	сл.	0,36	0,10	—
S	0,32	0,41	0,14	0,30	—	—	0,31	—	—	—	—
Σ	99,72	100,43	100,31	100,19	100,57	99,91	100,07	99,03	100,12	100,46	100,59
Уд. вес	3,008	2,960	3,11	3,060	2,948	2,871	2,861	—	3,10	3,15	—

1 a. Диабаз нераздробленный — Rauental, Таунус.
1 b. Зоны раздробления из диабаза — там же.
2. Зеленый сланец — выходы на проезжей дороге между Argenschwang и Spall, левобережье Рейна, Таунус — с 0,08 органического вещества.
3. Зеленый сланец — Fischbachtal, ниже Winterburg, у дороги на Kreuznach, правый берег — с остатками авгита.
4. Зеленый сланец — между Dalberg и Spaabrücken — с 0,07 органического вещества и 0,15 FeS_2.
5. Зеленый сланец — между Wallhausen и Dalberg — с 0,22 SO_3.
6. «Роговообманково-серицитовый сланец» — склон к Ruppertshain, правобережный Таунус.
7. Эпидиорит — Eisenbühl у Naila, Сосновые горы.
8. Диабаз, жила в гнейсе — Scourie, Sutherlandshire, Шотландия.
8 a. Роговообманковый сланец, происшедший из диабаза — та же жила. Величина зерна роговообманкового сланца меньше, чем в диабазе; в роговообманковом сланце отчетливо видна смена полевошпатовых и бедных полевым шпатом слоев.
9. Уралитовый порфирит — Tyoläjärvenoja в Ylojärvi, район Таммерфорса, Финляндия. — Архейский.

[1] Потеря при прокаливании.

Совершенно исключительную важность имеют местности, в которых по отдельным раздавленным зонам в нормальной породе (Rauental на Таунусе, анализы 1a—1b на этой стр.), по отчетливым остаткам первоначального состава (Soonwald), по возможности проследить процесс на самих

обнажениях и т. п. могут быть обнаружены начальные и конечные члены этого ряда. Что при этом процессе отчетливо сохраняется химический характер диабазов, показывают анализы 1—7 на стр. 403. Подобные продукты превращения известны также под названиями вальрейнита (Vahlrheinit), кукалита (Cucalit), гадриолита, парадиорита, хифолита (Hypholith) и хлорогризонита из залежей в Ретических Альпах. В колоссальных масштабах этот процесс имеет место в диабазах и мелафирах в районах Marquette, Menominee и Penokee в Мичигане и Вископсине, в архейских мелафирах и авгитовых порфиритах окрестностей Тавастгуса и Таммерфорса (анализ 9) в юго-западной Финляндии и т. д.

§ 281. *Спилиты* (Броньяр) — это лишенные порфировых выделений или бедные ими тонкозернистые до плотных, зеленоватые до серо-зеленоватых эффузивные породы, * относящиеся к эффузивам габбровой магмы и характеризующиеся большой склонностью к миндалекаменной текстуре, тонкоплитчатой или шаровой отдельностью и легкой выветриваемостью. При выветривании они буреют. Миндалевидные пустоты, часто настолько скученные, что порода имеет шлаковидное строение, выстилаются сначала делесситом, а затем заполняются большей частью кальцитом, реже минералами кремнекислоты и в исключительных случаях эпидотом, актинолитом и т. д. Вследствие такого строения они получили названия *известковый диабаз*, *миндалекаменный диабаз (диабазовый мандельштейн)*, *оспенный камень* (вариолиты из Drac), а при плотном зерне называются *афанитами*, *плотными диабазами*. Во многих случаях однако миндалекаменная текстура совершенно отсутствует.

В свежем состоянии спилиты состоят из очень узких, достигающих трахитовой тонкости лейст *плагиоклаза* в качестве сильно преобладающей составной части; эти лейсты почти всегда имеют превосходное флюидальное расположение, а также часто образуют радиальные сферокристаллы. Следующая по значению составная часть *авгит* аналогичен таковому же в диабазах, но в большинстве случаев встречается в маленьких зернышках, расположенных рядами между лейстами плагиоклазов; встречаются также вильчатые микролиты авгита, а равно и авгитовые сферолиты. Рудные минералы никогда не отсутствуют; апатит встречается в единичных случаях, и в свежих породах почти без исключения присутствует незначительное количество бурого стекловатого базиса. Все образования относятся к эффузивному периоду; изредка встречаются интрателлурические выделения авгита или полевого шпата. Бывают безоливиновые и, реже, оливинсодержащие спилиты (анализ 22 на стр. 400).

Спилиты охотно ассоциируют с диабазовыми порфиритами и имеют широкое распространение в Рейнских Сланцевых горах (Weilburg, Diez, Sechshelden, Balduinstein, Herborn и т. д.), в Сосновых горах у Hof, Berneck, Weberschwang и т. д., во Франконском Лесу и в Vogtland в Саксонии, в Девоне (Корнуол), в шотландском силуре, в Дофинэ; с такими же свойствами, как в палеозойских горах, встречаются спилиты также во флише ** кантона Швица (Eisentobel у Iberg) и Ваадта (Chateau d'Oex), а также в веррукано *** штока Kärpf (оливинсодержащий)

* [Опять-таки отмечу, что встречаются и интрузивные спилиты (Тоскана и другие места). Даваемые в некоторых учебниках указания на сплошь геологически-эффузивную природу спилитов неверны.]

** [«Флишем» называлась раньше совокупность пород, составляющих определенный надмеловой комплекс присредиземноморских стран и представленных песчаниками, конгломератами, нечистыми известняками и гипсовыми мергелями. Теперь говорят о «флишевой фации».]

*** [«Веррукано» называют в Италии триасовые и карбоновые песчаники и конгломераты с известковым или тальковым цементом.]

и в Калифорнии. Для многих случаев характерен распад на круглые до эллипсоидальных и подушкообразные массы (откуда названия «подушечный диабаз» (Wulstdiabas), «подушечная лава» (pillow lava), причем шары и элипсоиды (от нескольких дециметров до более метра в диаметре) взаимно сплющиваются, или суставообразно входят один в другой, или отделены друг от друга частями породы без шаровой текстуры. Замечательно, что миндалекаменные пустоты лежат во внешних частях этих образований и расположены параллельно сфероиду, уменьшаясь в количестве или совсем исчезая в центре. Такую своеобразную отдельность этих пород, нередко сопровождаемых радиоляриевыми сланцами, рассматривают как следствие их подводного образования и течения по морскому дну.

При сильном скучивании в спилитах сферолитовых образований получаются *вариолиты* (Variolites de la Durance). В зеленой основной массе литоидного облика, не распознаваемой простым глазом и под лупой, лежат то отдельно, то в кучках или рядах или в больших скоплениях беловатые, красновато-белые или фиолетовые фарфоровидные шарики, выступающие в виде бородавок на выветрелых плоскостях. Они называются вариолями и представляют собой очень тонкожилковатые полевошпатовые сферолиты закономерного — но также часто и незакономерного — строения; между волокнами плагиоклазов лежат зернышки авгита, пластинки ильменита и продукты их превращения. Вариоли часто пропитаны основной массой породы; поэтому анализы вариолей (анализы 2, 3 b и 4 b) не могут дать состава чистого полевого шпата. В некоторых местах встречаются также амфиболовые сферолиты, которые вероятно состояли первоначально из авгита. Зеленая основная масса первоначально была стекловатой и только при постериорных процессах сделалась голокристаллической; своей окраской она обязана мелким частичкам хлорита. Нередки микролиты и кристаллические скелеты авгита, ильменита и магнетита. Полевые шпаты обычно совсем отсутствуют. Встречаются мелкие миндалины, заполненные кальцитом, кварцем, эпидотом, актинолитом.

	1	2	3a	3b	4a	4b	5
SiO_2	52,79	56,12	33,71	64,33	43,39	56,98	53,17
Al_2O_3 . . .	11,76	17,40	18,11	13,46	16,30	13,89	13,62
Fe_2O_3 . . .	—	7,79	14,82	8,29	—	1,38	5,42
FeO	11,07	—	10,58	—	13,42	6,84	5,96
MnO . . .	сл.	сл.	0,20	—	сл.	сл.	сл.
MgO . . .	9,01	3,41	2,99	1,58	6,77	3,97	3,84
CaO	5,90	8,74	5,84	4,63	8,79	8,76	8,67
Na_2O . . .	3,07	3,72	3,80	5,36	2,06	2,03	2,95
K_2O	1,16	0,24	2,63	1,75	2,35	2,20	2,40
H_2O	4,38[1]	1,93[1]	7,12	—	4,93[1]	1,98[1]	3,56[1]
Σ	99,14	99,86	99,80	99,40	98,07	98,03	99,59
Уд. вес . .	2,896	2,923	—	—	2,971	2,931	—

1. Вариолит из Durance. Валун.
2. Вариоли из вариолитов — к югу от деревни Mont Génèvre у Безансона — с 0,51 Cr_2O_3.
3a. Основная масса вариолита из Kurplatz у Berneck, Сосновые горы.
3b. Вариоли из той же породы.
4a. Основная масса из среднезернистого вариолита из Ялгубы в Северном крае.
5. Вариолит оттуда же — с серо-бурыми вариолями в зеленой основной массе.

[1] Потеря при прокаливании.

Анализы 1 и 5 отчетливо показывают диабазовый характер вариолитов; анализ 3a дает состав основной массы, — правда, в сильной степени несвежей, а анализ 4a — состав свежей породы. Такие вариолиты распространены в Сосновых горах

(Berneck, Raitschin и другие местности), в Саксонском Vogtland (Schönfels) и во Франконском Лесу (в особенности на границе среднего и верхнего девона), в Рейнских Сланцевых горах, особенно же хорошо в Mont Génèvre между Briançon и Césannes, откуда достигают в виде галек Durance и Dora, на Reviera de Levante и т. д. * Не только в спилитах, но также и в диабазах (Homertshausen в Гессене, Ялгуба в Северном крае) вариолиты встречаются в краевых фациях с отчетливой склонностью к витрофировой структуре. Многократно отмечалось, что вариоли появляются не на самом контакте, а только на некотором расстоянии от последнего и замечательны своей частой приуроченностью, подобно кальцитовым миндалинам спилитов, к поверхностям шаровых отдельностей.

§ 282. *Шальштейны* представляют собой явно слоистые тонкотабличатые до сланцеватых, большей частью зеленоватые, также буроватые до желтоватых и серые кластические породы, встречающиеся во многих местах в сопровождении диабазов и спилитов и состоящие главным образом из кластического диабазового материала и продуктов его изменения. Обломки кристаллов плагиоклаза и авгита, актинолит, рудные зерна, хлорит, титанит, анатаз, эпидот, глинистое вещество и карбонаты — вот их главнейшие составные части. Карбонаты часто богаты

	1	2	3	4
SiO_2 . . .	45,10	49,13	44,37	65,16
Al_2O_3 . . .	12,02	14,76	19,26	15,56
Fe_2O_3 . . .	6,38	16,40	8,35	2,11
FeO . . .	6,55	—	0,72	3,39
MgO . . .	9,90	4,41	1,10	2,40
CaO . . .	8,12	9,05	0,92	6,70
N_2O . . .	2,89	2 96	2,78	2,54
K_2O . . .		1,81	5,96	1,47
P_2O^5 . . .	0,53	—	9,92	1,11[1]
Σ	99,52	100,18	99,27	100,80
Уд. вес . . .	—	—	2,818	—

1. Шальштейн — Töpen северо-западнее Hof, Сосновые горы — с 3,41 CO_2 и 4,62 H_2O; в HCl растворяется 46,27%.
2. Шальштейн — Siebenhitz, северо-западнее Hof — с 1,66 H_2O, CO_2 и потеря при прокаливании; в HCl растворяется 30,38%.
3. Шальштейн—Villmar близ Runkel, Нассау—с 0,04 Mn_3O_4, 3,31 H_2O, 10,82 $CaCO_3$, 0,36 $MgCO_3$, 0,20 $FeCO_3$, 0,16 $MnCO_3$.
4. «Порфиритоид». Плагиоклаз, (вкрапленники и в основной массе), кварц, биотит, роговая обманка. Вероятно динамометаморфизованный диабазовый или мелафировый туф с примесью кварцевых и глинистых осадочных пород. Из сланцев щита — Löytökorpi в Kankanpää в юго-западной Финляндии — с 0,36 MnO.

[1] Потеря при прокаливании.

железом и выветриваются, оставляя ржавые пятна; зеленые пятна появляются на шальштейне при накоплении хлорита и роговой обманки, светлосерые и оливково-зеленые часто обязаны своим происхождением серициту. С диабазовым материалом в различных пропорциях смешаны

* [Вариолиты описаны в Союзе в Северном крае и в Восточно-сибирском крае, с южного Урала и пр.]

известковые и глинистые осадки и кварцевый песок, и таким образом получаются переходы к известняку и сланцеватой глине. Анализы 1 и 2 дают нормальный состав несвежего диабаза, а анализ 3 — состав шальштейна с большой примесью слюдистого вещества и карбонатов. Текстура чечевичатая или сланцеватая, отчетливая в большей или меньшей степени. Легкой разрушаемостью диабазового материала объясняется тот факт, что в шальштейнах (диабазовых туфах), насколько известно, нигде не были замечены стекловатые пепловые частицы — ни по составу ни по форме. Первоначальная форма лапиллей часто хорошо сохраняется. Сосновые горы, Рейнские Сланцевые горы, Гарц, Рудные горы дают примеры таких пород. В литературе часто смешивают спилитовые мандельштейны с шальштейнами.

При горообразовательных процессах шальштейны претерпевают те же самые изменения, что и диабазы, и превращаются в разные зеленые сланцы, химический состав которых имеет разнообразные отличия от настоящих диабазовых зеленых сланцев, понятно в зависимости от осадочного материала, примешанного к изверженному при образовании шальштейнов.

Семейство пикритов и пикритовых порфиритов

§ 283. *Пикриты* (Чермак) представляют собой эффузивные формы перидотитовой магмы и имеют такое же отношение к оливиновым диабазам и мелафирам, из которых они получаются при исчезновении плагиоклаза, как перидотиты к оливиновым габбро. Это средне- до тонкозернистых зеленовато-черные до черных породы, в которых в основной массе, на-глаз состоящей из смеси серпентина и хлорита, различимы индивиды авгита, часто биотита, редко единичные плагиоклазы и рудные минералы. Под микроскопом они в неизмененном виде оказываются состоящими из красно-бурого базальтического авгита (анализы c и d) совместно с оливином (анализ a) и рудными минералами. Изменение оливина и авгита дает кажущуюся основную массу. Бурая роговая обманка, биотит и ромбический пироксен (анализ e) являются частыми примесями; в в некоторых местах появляются также следы основных плагиоклазов. Апатит никогда, пожалуй, не отсутствует. В качестве продуктов превращения первичных минералов, кроме различных серпентиновых и хлоритовых минералов, нужно также отметить часто встречающийся тремолит, более редкую синеватую роговую обманку, известково-железистый гранат и карбонаты.

Химический состав дают анализы 1—8; он такой же, как у перидотитов; высокое содержание воды и удельный вес позволяют судить о степени превращения в серпентин и хлорит. Анализ 3 относится к породе этого семейства, содержащей полевые шпаты. Содержание NiO, даваемое тщательными анализами, нужно отнести за счет оливина. Пикриты, подобно оливиновым диабазам, являются никкеленосными.

Структура нормальных пикритов обязательно зернистая; рудные минералы (ильменит или магнетит) и апатит являются первыми продуктами кристаллизации, затем следуют оливин или его псевдоморфозы (большей частью серпентин, часто иддингсит, иногда также актинолит-пилит) в идиоморфных индивидах, очень часто дающих пойкилитовые вростки в более молодом авгите. При наличии некоторого количества полевого шпата получаются структуры, близкие к интерсертальной.

	1	2	3	4	5	6	7	8	a	b	c	d	e
SiO_2	41,35	40,79	40,37	40,02	39,58	39,10	39,07	37,12	38,79	52,63	48,09	51,62	54,20
TiO_2	—	—	сл.	0,59	0,99	—	0,68	0,40	—	—	—	2,99	—
Al_2O_3	13,90	10,41	9,86	8,32	7,25	4,94	9,95	4,96	—	2,24	7,13	4,75	2,05
Cr_2O_3	—	—	—	сл.	—	0,45	0,05	—	—	0,72	—	—	0,29
Fe_2O_3	8,24	3,52	4,76	1,51	4,44	4,31	5,15	8,92	—	—	5,47	2,95	—
FeO	7,13	6,39	8,34	11,14	10,46	11,44	10,37	7,62	19,47	6,84	6,63	5,06	10,08
MnO	—	—	—	0,85	—	0,28	0,17	0,40	—	—	—	—	—
MgO	8,79	23,34	21,63	27,63	24,75	29,18	19,19	26,92	40,52	17,30	12,05	14,60	29,00
CaO	11,65	8,48	4,74	4,04	4,83	3,95	6,29	6,14	0,51	20,04	20,15	18,00	2,49
Na_2O	0,15	1,71	3,61	0,65	0,97	—	0,97	0,40	—	—	—	—	—
K_2O	0,16	0,71	0,82	0,32	0,32	сл.	0,19	0,49	—	—	—	—	—
H_2O	5,35	4,04	5,04	4,30	5,68	5,67	7,65	5,04	—	0,57 [1]	—	—	0,42 [1]
P_2O_5	0,22	—	—	—	—	сл.	0,13	0,10	—	—	—	—	—
CO_2	2,70	—	—	—	—	сл.	0,09	0,09	—	—	—	—	—
Σ	99,64	99,39	99,17	100,58	100,38	99,48	100,28	99,60	99,29	100,34	99,52	99,97	98,53
Уд. вес	—	2,960	3,108	2,98—3,00	2,89	2,93	—	—	3,36	—	—	—	—

1. Пикрит — Stranik у Hotzendorf, Моравия.
2. Пикритовый порфирит—Gümbelberg близ Neutitschein, Австрийская Силезия.
3. Пикрит — Burg, Haccay.
4. Пикрит — Wommelshausen, Гессен — с 0,51 FeS_2, 0,70 гигроскопической воды.
5. Пикрит — Medenbach, Гессен — с 1,11 гигроскопической воды.
6. Пикрит — Schwarze Steine, O. Wallenfels, Haccay — с 0,16 NiO, следами Cu, Co, Bi, S.
7. Пикрит — Sechshelden, Haccay — с 0,02 NiO, 0,16 CuO, 0,15 S.
8. Пикрит — Schwarzenstein близ Trogen, Сосновые горы.

a. Оливин из пикрита анализа 6.
b. Хромдиопсид из пикрита анализа 8.
c. Авгит из пикрита анализа 7.
d. Авгит из пикрита анализа 6.
e. Бронзит из пикрита анализа 8.

[1] Потеря при прокаливании.

Не очень редко присутствует небольшое количество бурого стекловатого базиса, — тогда и авгит является идиоморфным; такие породы называются *пикритовыми порфиритами*.

Пикриты являются широко распространенными спутниками диабазовых пород, как, напр., в девоне правого берега Рейна, в Сланцевых горах (Burg у Herborn и многие купола между Flammersbach и Aschenbach в Kellerwald и Верхнерурской долине — анализы 3—7), в Рудных горах и Саксонском Vogtland, в Сосновых горах (анализ 8), где они часто переходят в пикритовые порфириты и отчасти сопровождаются шальштейнами, у Stoppenberg при Thale в Гарце, в Корнуоле, в Девоншире и т. д., в карбоне Firth of Forth и в мелу Австрийской Силезии у Neutitschein и Ellgoth в сообществе тешенитов (анализы 1 и 2).

[В Союзе пикриты и пикритовые порфириты описаны с Кольского полуострова, из б. Енисейской губернии, с северного Урала.]

Семейство трахидолеритов [1]

§ 284. При описании плагиоклазовых базальтов в § 263 уже упоминалось, что от них отграничиваются под именем трахидолеритов породы, относящиеся к щелочному ряду. При этом название „трахидолерит" распространяется на породы довольно различного минералогического и химического состава, так что оно не столько относится к строго определенной породе, сколько является собирательным именем. Часть этих пород по своему минералогическому и химическому составу и по структуре настолько точно отвечает плагиоклазовым базальтам, что их отграничение возможно только по геологическому положению, т. е. на основании их ассоциации с другими щелочными породами. На ненадежность такого разграничения и на связанный с этим более или менее значительный произвол уже обращалось внимание в том же § 263. *

---

[1] Название „трахидолерит" введено Абихом в 1841 г. для эффузивных пород, в которых вместе с щелочными полевыми шпатами и роговой обманкой можно было подозревать присутствие более бедных SiO_2 полевых шпатов и авгита. Это название в значительной степени забыто, и минералогическое определение Абиха неверно. Но в отношении химии и геологии пород Абих был прав, и потому это название здесь снова вводится.

* [В примечаниях моих всюду указывалось на большие неудобства, вытекающие из того, что к терминологии, относящейся к вещественным признакам (состав, структура) изучаемых объектов, мы присоединяем и генетические признаки. До тех пор, пока мы *однозначно* не можем решать вопроса о такой связи, т. е. определенно говорить по куску породы об условиях ее залегания, такое соединение не только не имеет никакого смысла, но и приводит, как указывалось, к частым недоразумениям. Больше того, если связывать название породы с условиями ее залегания, то довольно часто нам пришлось бы *отказываться* называть породу даже при личном ее исследовании в поле. Базальт — в жиле ли, в поверхностном потоке или в интрузивной залежи — всюду остается базальтом и останется таковым до тех пор, пока наука не найдет способа различать друг от друга такие различно залегающие базальты, представляющиеся нам — при современном уровне наших знаний — совершенно тожественными. Левинсон-Лессинг предлагает, напр., называть интрузивные диабазы габбро-диабазами. Если согласиться с таким предложением, то пришлось бы отказываться называть породу, если не выяснены условия ее залегания, так как — на это я уже обращал внимание выше — в мощных потоках ни диабазы ни базальты не отличимы в настоящее время от таких же пород в действительно интрузивном залегании.

Еще хуже обстоит в этом отношении с предложением Розенбуша называть *щелочными базальтами* или *трахидолеритами* породы, ровным счетом ничем не

Другие относящиеся сюда породы (непременно базальтового облика) химически отличаются от типичных плагиоклазовых базальтов — с таким же содержанием кремнекислоты и глинозема — бóльшим количеством щелочей, в особенности калия. Отношение Al_2O_3 к щелочам таково, что в их химической формуле становится $a > c$ и их проекционные точки попадают на левую сторону проекционного треугольника (см. таблицу I к § 170 в конце книги)—в область эссекситовой и тералитовой магм. В минералогическом отношении замечаются только небольшие отличия от плагиоклазовых базальтов; замечательно, что столь характерные для щелочных пород минералы группы нефелина, лейцита и содалита, а равно и чисто щелочные пироксены и амфиболы здесь отсутствуют; зато они содержат обильную базальтическую роговую обманку, как правило в виде корродированных вкрапленников, реже также в более молодой генерации, принадлежащей основной массе, и кроме того также биотит и рёнит. Их пироксен представляет собой отчасти типичный титан-авгит со структурой песочных часов, характерный для тефритов. Это большей частью сильно фемические породы, содержание кремнекислоты в которых лишь немного превышают 45%. Такие трахидолериты лучше всего называть *щелочными базальтами*.

Пример тесной пространственной связи этих щелочных базальтов с нормальными полевошпатовыми базальтами описывает Гольдшмидт из Wood Ray в северо-западном Шпицбергене. Нормальные полевошпатовые базальты, этой маленькой области состоят из оливина, плагиоклаза (со средним содержанием анортита 50—65 %) и бурого в проходящем свете базальтического авгита с примесью рудного минерала и апатита. Анализ 1 следующей таблицы (на стр. 411) относится к такой породе. Щелочные базальты, несмотря на меньшее содержание кремнекислоты, состоят из плагиоклаза (только с 30—45% анортита), оливина, фиолетового титан-авгита со структурой песочных часов, бурой базальтической роговой обманки и—наряду с такими же, как в нормальных базальтах, примесями—небольшое количество бесцветного до желто-бурого стекла (анализ 2). Под цифрой 3 приведен — для сравнения с 2 — анализ нормального базальта с таким же содержанием кремнекислоты.

Содержание глинозема в этих анализах почти одинаковое, но бросается в глаза различие в щелочах, а именно для:

	s	a	c	f	n
анализа 1	53,91	3	4	23	8,5
„ 2	49,97	4,5	1,5	24	7,0
„ 3	50,00	3	3,5	23,5	9,2

Проекционные точки 1 и 3 попадают на правую сторону проекционного треугольника в область габброидной магмы, а в левую сторону —

отличающиеся от самых *обычных базальтов*, но находящиеся в генетической связи со щелочными породами: здесь получается такое положение, когда для названия объекта нам необходимо знать, среди каких других объектов он находится. Поэтому и логически и практически будет правильным считать за решающие — для отнесения породы к трахидолеритам, а не к базальтам — только два первых признака, указанных в § 263, присоединив сюда еще наличие в породе рёнита как минерала, содержащего в своем составе рибекитовую молекулу, правда, в небольшом количестве. Ср. примечание к предпоследнему абзацу § 285.]

в область эссекситовых и тералитовых пород. Нужно обратить внимание также на значения n.

	1	2	3
SiO_2	50,19	44,66	44,87
TiO_2	1,47	2,76	2,13
Al_2O_3	14,39	12,97	13,60
Fe_2O_3	2,04	3,84	5,65
FeO	9,60	7,55	5,68
MnO	0,18	0,20	—
MgO	8,99	9,35	9,39
CaO	7,93	8,82	11,05
Na_2O	3,20	4,24	3,41
K_2O	0,87	2,78	0,45
H_2O^+	0,12	0,69	2,37[1]
H_2O^-	0,08	0,48	1,48
P_2O_5	0,63	1,10	не опред.
Σ	99,827	99,705	100,08

1. Плагиоклазовый базальт — мыс Augusta Victoria, Шпицберген—с 0,027 Cr_2O_3, 0,11 NiO.
2. Щелочной базальт — вулкан Sverres Fjeld, Шпицберген—с 0,005 Cr_2O_3, 0,26 NiO.
3. Плагиоклазовый базальт — Wiebel близ Steinbach, Верхний Гессен.

[1] Потеря при прокаливании.

В других щелочных базальтах в ничтожном количестве наблюдаются акцессорный нефелин, лейцит или содалит, или вместо этих минералов появляется легко желатинизирующееся стекло основной массы; таким образом получаются переходы к базанитам, нефелиновым и лейцитовым базальтам. Небольшая подгруппа *роговообманковых базальтов* характеризуется вкрапленниками базальтической роговой обманки (размеры которых нередко превышают 1 *см*), часто сопровождаемыми биотитом. Это отчасти безоливиновые, отчасти содержащие оливин породы. Состав их роговой обманки и их пироксенов приведен на стр. 412. [1]

Анализы 19—28 на стр. 414—415 относятся к щелочным и роговообманковым базальтам. Содержание глинозема и щелочей, с одной стороны, магнезии и окислов железа, с другой, дает картину количественного соотношения светлых и темных компонентов; при этом нужно принимать во внимание значительное содержание глинозема и щелочей в роговой обманке роговообманковых базальтов. Проекционные точки всех пород попадают в III секстант треугольника. По сравнению с плагиоклазовыми базальтами замечательно относительно высокое содержание калия.

Щелочные базальты имеют широкое распространение в Среднебогемских горах (анализы 24—26), в Rhön (анализ 27), на Vogelsberg, в Верхнем Гессене (анализ 28) и в других германских базальтовых областях. Они встречаются на западных островах Средиземного моря — Пантеллерии, Сардинии и т. д., здесь повсюду с большим содержанием окиси титана (анализ 22), далее на островах Азорских, Канарских, Зеленого Мыса, в южных полярных странах (анализ 23) и в других местах.

[1] Содержание фосфорной кислоты, найденной в этих минералах Галкиным, не может быть обусловлено, по автору, включениями и загрязнением.

	1	2	3	4	5
SiO_2	40,62	40,82	41,38	48,24	48,14
TiO_2	4,07	4,06	2,93	1,44	1,36
Al_2O_3	14,74	14,21	13,44	4,52	6,21
Fe_2O_3	8,29	7,36	8,97	6,54	7,73
FeO	5,21	4,97	5,06	3,26	2,52
MgO	12,41	11,99	12,36	12,91	10,31
CaO	11,37	12,27	11,70	21,81	22,09
N_2O	2,20	2,13	2,48	0,80	0,71
K_2O	1,06	1,15	1,23	0,36	0,43
H_2O	0,43	0,49	0,39	0,11	0,31
P_2O_5	0,67	0,83	0,87	0,36	0,12
Σ	101,07	100,28	100,81	100,35	99,93
Уд. вес	3,223	3,231	3,198	3,402	3,414

1. Базальтическая роговая обманка из роговообманкового базальта — Sparbrod близ Gersfeld, Rhön.
2. То же — Todtenköpfchen близ Gersfeld, Rhön.
3. То же — Kleiner Suchenberg близ Spahl, Rhön.
4. Авгит из роговообманкового базальта—Sparbrod близ Gersfeld, Rhön.
5. Авгит из роговообманкового базальта—Todtenköpfchen близ Gersfeld, Rhön.

§ 285. К этим щелочным базальтам непосредственно примыкают породы, содержащие больше кремнекислоты и похожие на первые минералогическим составом; их называют *трахидолеритами* или *трахиба*, *зальтами* в узком смысле слова. Это породы от среднесерой до темносерой окраски, в которых макроскопически видны вкрапленники плагиоклаза в то время как вкрапленники оливина и пироксена отходят на задний план. Сюда, может быть можно отнести лавы Этны, для которых отсутствуют новые анализы. С возрастанием содержания в породах SiO_2 богатый титаном базальтический авгит все больше и больше заменяется диопсидовым или геденбергитовым пироксеном, часто переходящим к краю зерна в эгирин-авгит, или эгирин-авгит появляется в самостоятельных индивидах. Совместно с известково-натровым полевым шпатом, относящимся к лабрадору или основному андезину, находятся ортоклаз или анортоклаз редко в виде фенокристов, чаще в основной массе. Количество рудного минерала уменьшается, и содержание ZrO_2 (анализы 17 и 18) позволяет определить присутствие циркона, отсутствовавшего в щелочных базальтах. Здесь также входит в состав породы небольшое количество светлых заместителей полевых шпатов (фельдшпатидов). Содержание кремнекислоты этих большей частью бедных оливином или безоливиновых трахидолеритов достигает, как и у плагиоклазовых базальтов, 55% и выше. Таким образом получаются различные переходные породы к щелочным трахитам, щелочным андезитам, фонолитам, тефритам, часто получающие местные названия.

Мугеаритом (Mugearit) Харкер (Alfr. Harker. The tertiary igneous rocks of Skye, Glasgow, 1904, и The geology of the small isles of Inverness-chire, Glasgow, 1908) назвал породы, встречающиеся на шотландских островах (Skye, Eigg, Rumm, Canna и т. д.) или в лежачем боку сопровождаемых ими оливиновых долеритов или самостоятельно в виде интрузивных залежей (силлей) в базальтовых лавах этой области. Это темносерые до черных афанитовые породы или породы порфировые благодаря наличию небольшого количества мелких полевых шпатов, а также мелких октаэдров магнетита; они нередко миндалекаменные

с тонкоплитчатой отдельностью; в выветрелом состоянии желтовато-бурые или светлосерые. В качестве типа нормального мугеарита рассматривается порода из Druim ra Criche между Roineval и Portree на острове Skye (анализ 15 на стр. 414). При пилотакситовой структуре она состоит из более или менее флюидально расположенных лейсточек олигоклаза и ортоклаза, некоторого количества оливина, обильного магнетита, небольшого количества авгита и небольшого количества апатита. В качестве случайной примеси, викарирующей с оливином, приводится неизвестный минерал, по описанию которого можно подозревать рёнит. Олигоклаз и ортоклаз образуют около 70% породы. Встречаются также разности более богатые пироксеном и бедные оливином, а также разности более богатые цветными компонентами. Флэт описывает родственные породы из области каменноугольных эффузивов Восточного и Среднего Лотиана. Трахидолеритовый характер мугеаритов, на который указывал уже Харкер, сравнивая их с эссекситами, становится ясным из формулы анализа 15

s	a	c	f	n
57,57	7	3	20	7,9

которая почти в точности совпадает со средним для эссекситов (§ 138).

Под именем *банакита* и *шошонита* Идингс описал жильные и эффузивные породы из Crandall Basin, Absaroka Range и Two Ocean Plateau в районе Иеллоустонского национального парка, а также весьма родственные породы из Монтаны (анализы 4, 8, 13 на стр. 414). Они представляют собой ряд, породы которого от членов, богатых бесцветными компонентами, при постепенном увеличении цветных компонентов приближаются к лимбургитовым конечным членам, которые приведены ниже под названием абсарокитов. Кислые члены этого ряда имеют — при светлосерой или зеленоватой окраске — близкий к трахитовому или фонолитовому облик. Основные члены — при темносерой до черной окраске — имеют базальтовый габитус и афанитовое или порфировое строение. *Банакиты* содержат совместно с фенокристами черного пироксена и серпентинизированного оливина иногда также вкрапленники ортоклаза с ядром лабрадора или фенокристы лабрадора. Основная масса состоит из лейст и табличек ортоклаза и зерен лабрадора, к которым присоединяется переменное количество лейцита или анальцима, реже нефелина и очень редко небольшое количество кварца, и из авгита, биотита, магнетита, ильменита и апатита, причем этих цветных составных частей меньше. *Шошониты* имеют вкрапленники авгита, оливина и редко отсутствующего лабрадора в основной массе, состоящей наряду с ортоклазом и лабрадором (в отдельных индивидах или в параллельном обрастании) из переменного количества авгита, рудного минерала и апатита. Часто присутствует анальцим, редко лейцит. Шошониты и банакиты связаны переходами между собой и с абсарокитами.

[Недавно под названием *атлантита* или, по автору, богатого нефелином эссекситового базальта была описана порода, состоящая из 21,60% полевых шпатов, 11,24% нефелина, 44,34% авгита, 7,5% оливина, 5,5% рудного минерала и 1,84% апатита. Замечательно, что по химическому своему составу этот атлантит почти в точности отвечает составу роговой обманки из Röhn (рёниту).]

Очень близко родственны шошонитам эффузивные породы, описанные как *ортоклазовые базальты*, из пермо-карбоновых слоев Нового Юж-

ного Уэльса. Они обладают такой же ассоциацией лабрадора и обильного ортоклаза, то в единичных зернах, то в параллельном срастании, с такими же цветными компонентами, но несколько беднее оливином и содержат, кроме лейцита, еще нефелин, а в одном случае указывается также содалит. В близлежащем районе Kiama также встречаются согласно Карду, ортоклазовые базальты в более высоких геологических горизонтах (анализы 7 и 9).

§ 286. *Циминиты* (Ciminite, по-итальянски чимининты; Вашингтон) представляют собой серые трахидолериты с вкрапленниками лабрадора, большого количества зеленого диопсида, некоторого количества опацитизированного и бурого амфибола и оливина в основной массе, очень богатой санидином, со значительным содержанием диопсида и не очень редких лоскутков биотита; иногда наблюдается также небольшое количество лейцита. Химически (анализы 1 и 3) такой состав отражается необычно высоким содержанием MgO и сильным преобладанием K_2O над Na_2O. Циминиты тесно примыкают к типу арзотрахитов (анализ 10 на стр. 344) и к вульзинитам. Они распространены в Чиминских горах у Viterbo. Далее сюда же относится часть *латитов* американских авторов. В качестве представителя дан ниже под № 2 анализ авги-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	57,31	56,19	55,46	54,97	52,75	52.67	52,42	51,75	51,32	50,92
TiO_2	0,40	0,69	0,53	0,97	0,94	4,04	1,16	0,86	0,56	2,55
Al_2O_3	14,41	16,76	14,63	18,38	18,29	15,35	18,05	17,48	18,82	17,59
Fe_2O_3	1,21	3,05	1,34	3,06	4,68	3,82	4,30	6,42	4,50	3,80
FeO	4,37	4,18	4,50	4,22	4,33	5,42	3,60	1,46	2,97	6,69
MnO	—	0,10	—	сл.	сл.	—	0,28	сл.	0,23	0,20
MgO	7,80	3,79	7,90	2,38	2,15	4,40	3,60	4,05	3,58	3,90
CaO	6,90	6,53	6,69	5,43	7,39	5,91	6,14	8,20	6,42	6,97
Na_2O	1,35	2,53	1,79	3,45	5,66	4,50	3,75	3,33	3,97	4,28
K_2O	6,38	4,46	6,63	3 37	2,29	2,68	4,14	3,72	3,31	1,86
H_2O^+	0,18	0,66	0,23	0,82	0,75	0,37	1,07	2,26	2,89	0,79
H_2O^-	—	0,34	0,15	—	—	0,14	1,47	—	0,87	0,35
P_2O_5	0,30	0,55	0,36	0,42	0,71	0,75	0,34	0,67	0,42	0,40
Σ	100,61	100,02	100,21	100,45	99,98	100,05	100,60	100,37	100,25	100,30
Уд. вес	—	—	2,70	—	2,770	—	2,722	—	2,664	—

	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	50,70	50,27	50,06	49,78	49,24	48,97	48,11	47,51	45,88
TiO_2	1,89	1,90	0,51	3,11	1,84	3,95	2,50	2,65	2,24
Al_2O_3	14,60	18,91	17,00	13,37	15,84	16,37	16,41	16,87	17,16
Fe_2O_3	5,23	4,08	2,96	2,16	6,09	1,33	8,96	4,41	3,03
FeO	7,68	5,35	5,42	7,51	7,18	8,56	2,60	7,99	7,57
MnO	0,42	—	0,14	—	0,29	0,06	0,02	сл.	0,24
MgO	4,15	2,04	3,61	7,61	3,02	6,22	3,03	4,27	6,26
CaO	7,20	5,94	8,14	7,95	5,26	7,49	7,96	8,07	7,20
Na_2O	3,71	5,19	3,53	4,72	5,21	4,09	3,76	3,26	4,08
K_2O	1,33	3,34	3,40	2,37	2,10	1,72	2,55	3,16	1,78
H_2O^+	1,15	2,15	4,85	0,34	1,61	0,38	3,10	0,99	3,17
H_2O^-	2,08	—	—	0,08	1,08	0,08	—	—	0,88
P_2O_5	0, 9	0,80	0,66	0,72	0,47	1,04	0,64	0,55	0,19
Σ	100,71	100,07	100,28	99,71	100,53	100,34	100,18	100,16	100,61
Уд. вес	—	2,684	—	—	2,79	—	2,789	2,864	2,898

	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO_2 . . .	45,15	44,96	44,83	43,92	43,10	42,75	42,36	41,01	40,83
TiO_2 . . .	0,73	1,94	6,88	4,19	0,52	2,13	0,85	0,48	2,00
Al_2O_3 . . .	11,32	18,06	11,73	17,42	15,18	17,24	15,39	11,58	14,74
Fe_2O_3 . . .	6,24	4,04	1,35	4,09	5,30	8,10	0,48	12,54	4,33
FeO	6,24	7,82	11,79	8,83	8,58	5,88	12,12	7,60	7,92
MnO . . .	0,30	0,26	—	0,09	—	—	0,58	—	—
MgO . . .	8,62	5,58	5,50	4,89	7,50	6,17	10,49	8,67	10,81
CaO	14,30	8,99	9,63	9,53	11,87	11,14	11,25	12,20	10,07
Na_2O . . .	3,15	4,56	3,34	4,60	3,97	4,21	3,78	2,57	3,70
K_2O	2,97	2,54	1,40	2,17	2,51	2,48	1,24	1,45	2,42
H_2O^+ . . .	1,02	0,60	0,81	0,11	0,72	1,06	—	1,87	0,20
H_2O^- . . .	0,11	0,13	0,10	0,06	—	—	—	—	0,18
P_2O_5 . . .	—	0,62	2,14	0,67	1,52	сл.	0,88	0,75	1,04
Σ	100,15	100,10	99,50	100,57	100,77	101,16	99,93	100,72	99,74
Уд. вес . .	—	—	—	—	3,205	3,008	—	3,024	—

1. Циминит — La Colonetta, Чиминские горы, Средняя Италия.
2. Авгитовый латит — Table Mt., Tuolumne co., Калифорния — с 0,19 BaO, следами SrO, Li_2O.
3. Циминит — Fontana Fiescoli, Чиминские горы, Средняя Италия.
4. Шошонит — Baldy Mt., Монтана — с 0,03 Li_2O, 0,03 SO_3, 2,92 CO_2, следами Cl.
5. Трахидолерит — Ribeira de Massapez, Мадейра — с 0,05 S.
6. Трахидолерит—Monte San-Mateo близ Ploaghe, Сардиния.
7. Ортоклазовый базальт—поток Bumbo, район Kiama, Новый Южный Уэльс—с 0,03 NiO, 0,05 CuO, 0,11 BaO, 0,05 V_2O_3, 0,04 CO_2, следами SrO, Li_2O.
8. Шошонит —Sepulchre Mt., Иеллоустонский парк—с 0,17 SO_3, следами Li_2O, Cl.
9. Трахидолерит — поток Minumurra, район Kiama, Новый Южный Уэльс — с 0,01 NiO, 0,02 CuO, 0,22 BaO, 0,04 V_2O_3, 0,10 CO_2, следами SrO.
10. Трахидолерит — Мауна Кеа, Гавайские острова.
11. Мугеарит — Fionn-Chrò, остров Rum, Гебриды — с 0,08 BaO, следами SrO, NiO.
12. Трахидолерит — кратер Karanga на Kibo, восточная Африка — с 0,10 S, следами SO_3.
13. Шошонит — река Lamar, Иеллоустонский парк.
14. Трахидолерит — Monte Cuccuruddu близ Keremule, Сардиния.
15. Мугеарит — Druim ra Criche, остров Skye, Гебриды — с 0,09 BaO, 0,18 F, 0,03 S, следами Cr_2O_3, SrO, NiO, CoO.
16. Трахидолерит — остров Graham близ Пантеллерии, Средиземное море — с 0,08 NiO.
17. Трахидолерит — Mawensi, восточная Африка — с 0,27 ZrO_2, 0,27 SO_3.
18. Трахидолерит — западное Kibo, восточная Африка — с 0,18 ZrO_2, 0,25 SO_3.
19. Щелочной базальт — Dundas Quarry, Penant Hills, Новый Южный Уэльс — с 0,03 V_2O_3, 0,01 Cr_2O_3, 0,05 NiO, 0,13 BaO, 0,09 SO_3, 0,02 Cl, 0,60 CO_2, следами SrO.
20. Щелочной базальт (лимбургитовый) — остров Anir, Меланезия.
21. Щелочной базальт — Monte Caffé, São Thomé, западная Африка.
22. Щелочной базальт—остров 1891 года у Пантеллерии, Средиземное море.
23. Роговообманковый базальт (щелочной базальт) — Sulphur Cones, архипелаг Росса, Антарктика.
24. Щелочной базальт — Workotsch близ Aussig, Чехия
25. Щелочной базальт—туннель Scharfenstein близ Bensen, Средне-богемские горы.
26. Щелочной базальт — Poratsch, Средне-богемские горы — с 0,13 Cl, 0,38 CO_2.
27. Роговообманковый базальт (щелочной базальт) — Sparbrod, Rhön.
28. Щелочной базальт — Lollarerkopf близ Giessen, Гессен — с 0,19 SO_3, 1,31 CO_2.

тового латита из Table Mount в Калифорнии, который раньше описывался как базальт и существенно состоит из лабрадора, ортоклаза, оливина, авгита и магнетита. Через латит-фонолиты области Cripple Creek в Колорадо эти породы переходят в фонолиты.

Относятся ли к трахидолеритам эффузивные породы из района Осло и окрестностей Предаццо, описанные под именем диабазовых порфиритов, авгитовых порфиритов или мелафиров, — за недостатком новых и вполне надежных анализов решить нельзя.

§ 287. В § 272 было указано, что в последнее время от диабазов щелочноземельного ряда, или диабазов в узком смысле слова, отделяют небольшую группу *эссексит-* или *тералит-диабазов* и относят ее к щелочному ряду. Эти породы содержат отчасти эгирин, который окружает титан-авгит, щелочные роговые обманки, а именно баркевикит, арфведсонит и в единичных случаях катафорит, далее некоторое количество биотита и часто анальцим, который, повидимому, образовался из нефелина. Существуют оливиновые и безоливиновые типы. По структуре эти породы не отличаются от нормальных диабазов. Как правило, они сопровождаются кератофирами, в которые и переходят постепенно при увеличении содержания SiO_2 и уменьшении количества темных составных частей.

Анализы 1—6 на стр. 417 показывают явно-щелочной химический характер пород.

Тералитовые диабазы распространены в Гарце, где они, согласно Эрдмансдёрферу, относятся к силурийским диабазам зоны Bruchberg-Acker в области Lahn и Dill; здесь они залегают в среднем девоне, в то время как верхнедевонские диабазы, по Браунсу, относятся к щелочноземельной серии. Далее они известны из гранитной области Лаузица и в единичных случаях в Сосновых горах (анализ 1). Многие породы, описанные раньше как роговообманковые диабазы или протеробазы, должны быть отнесены сюда же.

Анальцимсодержащие тералитовые диабазы переходят к породам, описанным Хохенэггером из залежей в силезско-моравской меловой формации и названным *тешенитами*. Эти тешениты встречаются в окрестностях Teschen и Neutitschein вместе с диабазами и состоят из известково-натровых полевых штатов, авгита, бурой баркевикитовой роговой обманки, некоторого количества биотита и иногда обильного анальцима, причем последний вероятно и здесь является продуктом превращения нефелина. Такие же породы и также в сообществе диабазов встречаются в мелу Португалии у Cezimbra, Fonte da Bica, Casaes do Collado, Sobral и т. д.; и здесь анальцим проще всего объяснить как продукт превращения нефелина, который фактически наблюдался Лякруа. Породы интрузивных залежей западной Шотландии (Lothian Hills, Ayrshire, окрестности Глазго), ранее называвшиеся долеритами, в настоящее время относятся Тиреллем — благодаря содержанию в них анальцима — к тешенитам; типы, очень богатые оливином, он описывает как тешенит-пикриты. Из Минусинска (б. Енисейской губ.) Рачковский описал тешенит (анализ 9), сопровождаемый эссекситовым диабазом. *Юссит* — это пироксенит, встречающийся в виде шлифов в этом тешените и состоящий из титан-авгита, баркевикита, некоторого количества эгирин-авгита, биотита, битовнита и анальцима. Его состав дает анализ 14.

[Трахидолериты и тешениты известны у нас из Кашгарии и Кахетии. Последние описаны А. П. Герасимовым («Тешениты с р. Иоры», Труды ГГРУ, вып. 29, 1931), приводящим литературу вопроса. Щелочные базальты указываются на Кольском полуострове.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	51,02	49,29	48,79	48,47	47,88	44,16	50,55	49,61	48,25	48,18	47,29	46,77	42,15	39,48
TiO_2	сл.	2,10	1,44	2,05	1,92	3,14	—	—	2,73	—	2,35	2,31	—	10,90
Al_2O_3	17,43	17,95	17,23	15,51	14,77	15,94	20,48	19,18	17,38	11,80	19,32	14,91	18,75	5,76
Fe_2O_3	3,06	2,97	1,99	2,52	3,01	2,61	2,66	2,12	4,54	9,79	6,30	7,80	4,94	8,42
FeO	5,36	5,31	6,78	8,46	8,32	9,75	4,02	5,01	5,31	5,90	1,33	4,90	7,30	7,55
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,30	—	1,71	0,29	—	0,27
MgO	2,66	2,75	2,92	3,83	5,99	4,62	4,24	4,94	2,13	6,05	6,82	2,94	3,74	5,98
CaO	5,66	5,42	5,58	6,36	7,68	8,96	7,30	10,05	6,03	7,50	9,00	6,30	9,75	12,72
Na_2O	5,46	6,01	5,48	6,26	5,51	5,13	8,37	5,62	5,81	3,46	4,13	4,97	3,34	2,08
K_2O	3,44	3,16	3,77	0,44	0,32	0,72	2,27	1,04	3,00	1,57	1,75	2,37	2,07	1,26
H_2O^+	3,24[1]	3,48	3,93	4,38	3,88	2,88	0,44	3,55	3,85	3,20	0,41	4,28	4,35	2,57
H_2O^-	—	0,20	0,28	—	—	—	—	—	—	—	0,26	0,92	—	0,42
P_2O_5	—	0,87	1,11	0,23	0,24	1,50	—	0,27	0,65	0,49	—	0,98	0,58	1,53
Σ	99,40	99,99	99,75	100,11	100,44	99,65	101,33	101,39	100,64	98,65	100,67	99,90	100,07	99,16
Уд. вес	—	2,69	2,66	2,72	2,81	—	—	2,782	2,751	2,865	—	—	—	3,043

1. Эссексит-диабаз + Heiliges близ Grab Hof, Сосновые горы — с 2,17 CO_2, следами SO_3.
2. Эссексит-диабаз — Oberberg у Wissenbach, Рейнские Сланцевые горы — с 0,32 SO_3, 0,16 CO_2.
3. Эссексит-диабаз — оттуда же — с 0,29 SO_3, 0,16 CO_2.
4. Эссексит-диабаз — Rauher Schacht близ Riefensbeck, Гарц — с 0,31 SO_3, 1,29 CO_2.
5. Эссексит-диабаз — Kleines Mollental, Гарц, — с 0,30 SO_3, 0,62 CO_2.
6. Эссексит-диабаз — Neuwerk, Гарц — с 0,24 SO_3.
7. Авгитовый тешенит — Cuyamastal, Калифорния — со следами Cl.
8. Авгитовый тешенит — Point Sal, Калифорния.
9. Тешенит — Минусинск, Сибирь — с 0,03 BaO, 0,09 Cl, 0,03 S, 0,51 CO_2, следами SrO.
10. Тешенит — Boguschowitz, Силезия — с 0,71 CO_2.
11. Тешенит — Campo José Fernandez, Уругвай.
12. Тешенит — городской район Mapleton, штат Мэн, США, — с 0,02 V_2O_3, 0,04 BaO, 0,03 SrO, 0,07 FeS_2, следами NiO, Li_2O, F, CO_2.
13. Тешенит — Blauendorf у Neutitschein, Силезия — с 3,10 CO_2.
14. Юссит — Минусинск, Сибирь — с 0,22 S, следами BaO, CO_2.

[1] Потеря при прокаливании.

Семейство тефритов и базанитов [1]

§ 288. Тефриты и базаниты охватывают эффузивы тералитовой магмы и через ряд переходных форм тесно соприкасаются с трахидолеритами. Минералогически они характеризуются комбинацией известково-натрового полевого шпата с лейцитом, нефелином, содалитом, гаюином или анальцимом; последние компоненты могут присутствовать как поодиночке, так и совместно. В небольшой подгруппе стекловатых тефритов эти минералы скрыты в стекловатом базисе. *Тефриты — это порфировые эффузивные породы пепельно-серого до темносерого и редко черного цвета, которые то в шероховатой и очень мелкозернистой, то в плотной и афанитовой основной массе содержат вкрапленники пироксена, плагиоклаза и лейцита, редко нефелина и санидина и иногда роговой обманки, биотита, гаюина и титанита. В базанитах к этим минералам в качестве существенной составной части еще присоединяется оливин, различимый часто макроскопически.* В качестве примесей микроскопических размеров присутствуют апатит, рудный минерал и редко циркон. Порода по своему внешнему виду близка к базальтам и изредка напоминает фонолиты.

По характеру фельдшпатидов различают лейцитовые, нефелиновые, содалитовые, гаюиновые и анальцимовые тефриты, равно как и соответствующие базаниты. Переходные члены можно называть лейцито-нефелиновыми тефритами и т. д. Между тефритами и базанитами также отсутствует резкая граница, и они переходят друг в друга.

Плагиоклаз во вкрапленниках образует таблички по М, с зональным строением, в общем основного состава (лабрадор и битовнит, редко анортит и андезин), в то время как внешние зоны достигают состава олигоклаза; встречаются также узкие санидиновые оболочки. В основной массе плагиоклаз образует узкие лейсточки и, в случае если вкрапленники принадлежат битовниту или отсутствуют, относится к лабрадору. Если во вкрапленниках имеем лабрадор, то полевые шпаты основной массы тоже большей частью представлены лабрадором, реже андезином и очень редко олигоклазом. *Санидин* в фенокристах очень редок, но в основной массе встречается часто и даже обилен в фонолитоидных типах то в виде идиоморфных микролитов, то в виде цемента для других компонентов. *Анортоклаз* присутствует не часто и приурочен к кислым типам пород. *Лейцит* резко идиоморфен в формах тетрагон-три-октаэдров; он встречается большей частью в двух генерациях. В лейците распространены включения авгитовых микролитов и стекла, расположенные концентрическими оболочками. Двупреломление для мелких кристалликов основной массы часто равно нулю. Нередко превращение лейцита в анальцим. *Нефелин* во вкрапленниках — в виде коротких гексагональных столбиков — встречается редко. В основной массе он часто настолько скрыт, что может быть обнаружен лишь химическим путем. Распространено превращение нефелина в цеолиты. Минералы семейства *содалита* и *гаюина* встречаются только во вкрапленниках, правда, часто лишь микроскопических размеров. Первичный *анальцим** всегда является самым молодым компонентом. Пироксен — в фенокристах — имеет форму базальтического авгита, часто с хорошей отдельностью по первому пинакоиду. Он относится частью к бедному трехвалентными окислами (анализ 3), частью к нормальному *базальтическому авгиту* (анализы 1, 4 и 6), зеленому, реже красноватому в проходящем свете, отчасти к буровато-фиолетовому *титан-авгиту* (ана-

[1] Название «тефрит» было применено сначала Кордье и Деламетри, а затем Броньяром лишь к части относящихся сюда пород. От Броньяра исходит также название «базанит» После того как оба названия были порядочно забыты, Фрич и Рейсс (1868) перенесли оба имени на трахидолеритовые лавы и нефелиновые тефриты. Уже позднее эти понятия были расширены до современного их содержания.

* [Насчет первичности анальцима в подобных породах см. в только что цитированной работе А. П. Герасимова.]

лиз 2), а также к *эгирин-авгиту* и только в сильно фонолитоидных типах — к *эгирину*. Иногда смеси различного состава образуют концентрические оболочки, очень часто со структурой песочных часов. Авгиты основной массы также идиоморфны и в проходящем свете большей частью зеленовато-серого цвета. Анализ 5 дает их состав в тефрите из Röhn. *Оливин* подобен таковому же в базальтах. *Роговая обманка* и *биотит* акцессорно появляются среди вкрапленников и, так же как в трахитах и фонолитах, обычно сильно изменены магматическими процессами * с новообразованием магнетита и авгита или *рёнита*. Последний здесь широко распространен, как и вообще в базальтовых породах щелочного ряда, и отчасти произошел из роговой обманки, отчасти же является первичным компонентом эффузивного периода. *Титанит* приурочен к фонолитоидным типам. *Меланит*, *перовскит* и *шпинеллиды* встречаются в породах из отдельных местностей. *Основная масса* тефритов и базанитов состоит главным образом из узких лейст плагиоклаза, часто обильного санидина вместе с лейцитом или нефелином; сюда присоединяются авгит, в некоторых случаях оливин второй генерации и рудный минерал. Водянопрозрачное или буроватое стекло встречается в переменных количествах в стекловатых тефритах и по составу приближается к фельдшпатидам.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	45,67	45,83	49,61	48,86	44,15	44,82	24,42
TiO_2	0,62	3,57	—	—	—	0,60	9,46
Al_2O_3 . . .	9,04	7,47	4,42	8,63	12,11	7,80	17,25
Fe_2O_3 . . .	7,46	4,90	—	2,73	—	7,23	11,69
FeO	2,00	4,11	9,08	4,54	9,16	8,07	11,39
MgO . . .	12.09	10,92	14,22	14,01	9,80	9,37	12,62
CaO	21,78	22,83	22,83	10,62	20,50	20,60	12,43
Na_2O . . .	1,25	—	—	—	3,43	0,32	0,67
K_2O	0,56	—	—	—	0,85	0,92	0,63
H_2O	0,31	—	—	—	—	0,62[1]	—
Σ	100,78	99,63	100,16	99,39	100,00	100,35	100,56
Уд. вес . .	3,37	—	—	—	3,46	—	3,58

1. Авгит из лейцитового тефрита — Falkenberg у Tetschen — с Ng = 54°.
2. Авгит буровато-фиолетовый из тефрита — Burkheim, Кайзерштуль.
3. Авгит зеленый из лавы Везувия 1858 г.
4. Авгит зеленый из лавы Везувия 1631 г.
5. Авгит основной массы, светлозеленый, с Ng = 40°, из нефелинового тефрита — Käuling, восточная часть Kreuzberg близ Bischofsheim, Rhön.
6. Авгит из нефелинового базанита — Schluckenau, Чехия.
7. Рёнит из нефелинового базанита — Platz близ Brückenau, Rhön — со следами MnO.

[1] Потеря при прокаливании.

§ 289. *Структура* тефритов и базанитов, как правило, голокристаллически-порфировая, реже гипокристаллически-порфировая, и только в мелких потоках на вершинах, в шлаковых корках и зальбандах жил встречается витрофировая структура; в таких случаях иногда не только почти полностью отсутствует кристаллизация эффузивного периода, но могут не наблюдаться даже более поздние из интрателлурических образований. Структуры, близкие к зернистым, образуются в некоторых случаях при взаимном перекрытии интрателлурического и эффузивного периодов. Нередки флюидальные явления. Довольно распространены миндалекаменные образования, причем миндалины часто богаты цеолитами.

§ 290. *Лейцитовые тефриты* и *лейцитовые базаниты*, связанные друг с другом постепенными переходами, по относительному количеству

* [Т. е. опацитизированы.]

бесцветных и окрашенных компонентов и по своему химическому составу разделяются на базальтоидную и фонолитоидную группы.

Представителями базальтоидных лейцитовых тефритов и соответственно лейцитовых базанитов, бедных оливином, являются лавы Везувия и Соммы, которые, если рассматривать только настоящие потоки, удивительно сохраняют постоянство состава от доисторического и до настоящего времени, несмотря на различие в величине зерна, окраске, природе вкрапленников и т. д. Среди этих лав можно легко и вполне определенно различить четыре типа: 1) лавы с крупными вкрапленниками лейцита, наряду с которыми слабо выделяются фенокристы авгита, плагиоклаза и оливина среди бедной лейцитом и богатой авгитом и плагиоклазом основной массы; 2) лавы с резко выделяющимися в богатой лейцитом основной массе вкрапленниками авгита, совместно с которым присутствуют лишь небольшое количество лейцита и редко видимый плагиоклаз; 3) лавы с немногочисленными вкрапленниками оливина, битовнита или анортита в очень плотной основной массе; 4) лавы, лишенные порфировой структуры, с тонкозернистым или афанитовым строением. В минералогическом составе всгда принимают участие лейцит, основной известково-натровый полевой шпат (от лабрадора до анортита), пироксены (преимущественно зеленый диопсидовый пироксен, в виде внешних оболочек последнего, и реже самостоятельно эгирин-авгит, иногда титан-авгит), немного оливина, некоторое количество биотита и апатита, обильный титано-магнетит и крайне редкий циркон. Химический характер лейцитовых тефритов Везувия (анализы 8 и 11 на стр. 421) вполне соответствует тералитовой магме: низкое содержание SiO_2, значительное содержание окислов железа и одинаково высокое содержание окислов двухвалентных и одновалентных металлов.

В противоположность этому однообразию лав наблюдается поразительное и весьма поучительное для понимания процессов расщепления магмы разнообразие материала выбросов (бомбы и пепел). Так, пемзовые массы Помпеи состоят из бесцветного стекловатого базиса с лейцитом, санидином зеленым авгитом, бурым амфиболом и биотитом, совместно с магнетитом; они по своему составу соответствуют *лейцитовым фонолитам* (анализ 17 на стр. 422). Из такого же или подобного материала состоят пемзы Vallone di Pollena, Cupo del Olivello, Vallone Piscinale и других местностей. Среди отдельных глыб в бомбах Соммы встречаются многочисленные крупные лейциты, основные плагиоклазы и диопсид (переходящий в наружной зоне в эгирин-авгит) в серой пористой основной массе, содержащей большое количество лейцита, очень тонкие иглы пироксена и андезин. Таким образом они являются фонолитоидными лейцитовыми тефритами. В Vallone di Pollena — согласно Лякруа, которому мы главным образом и обязаны сведениями об этих отдельных массах — встречаются зеленые глыбы с многочисленными угловатыми включениями, которые он называет слюдяными трахитами, или *полленитами*; они не содержат лейцита, но состоят главным образом из санидина, небольшого количества натрового полевого шпата, биотита, содалитового минерала, оливина, нефелина, меланита и титан-авгита (анализ 18). Только в верхней части оврага Pollena Лякруа нашел серые с белыми пятнами содалитовые трахиты (анализ 19) с богатым натрием санидином в двух генерациях, представляющим собой единственный полевой шпат породы, обильным содалитом, эгирин-авгитом и небольшим количеством титанита. Среди бомб Соммы встречаются серые и желтоватые содалитовые фонолиты со щелочными амфиболами и меланитом (анализ 20). Кроме давно известных и интересных своими минеральными друзами *санидинитов* Соммы, Лякруа описывает из включений в лейцитовых тефритах с крупными лейцитами *лейцитовый санидинит*, имеющий габитус глубинной породы и — при зернистом строении — состоящий из санидина, лейцита, большого количества давина, длинных призм роговой обманки, зеленого и фиолетового пироксена и некоторого количества магнетита и титанита; из всех известных горных пород они наиболее богаты K_2O (анализ 21). В виде отдельных глыб и включений в лавах Соммы наблюдались

также *нефелиновые порфиры* и *бороланитовые порфиры*. Из глубинных горных пород в бомбах Соммы найдены *соммаиты* (см. § 92), *лейцитовые шонкиниты*, *лейцитовые тералиты* и *породы, подобные монцонитам*. Бросается в глаза, что при таком разнообразии продуктов расщепления магмы Везувия среди них до сих пор не были обнаружены породы более основные, чем лавы Везувия. Во всяком случае это доказывает, что весьма частые включения известняка в выбросах не могли оказать значительное влияние на химический состав этих пород.

Тот же характер, что и лавы Везувия, имеют лавы вулкана Pofi в Римской провинции (другие вулканы этой области имеют лавы с меньшим содержанием известково-натровых полевых шпатов и дают переходные формы к лейцититам). Базальтоидные лейцитовые тефриты встречаются также у Roccamonfina (Calabrito), в окрестностях Бользенского озера, в Чиминийских горах (Cimini), а также на Monte Ferru в Сардинии. В последних из названных местностей они беднее лейцитом и богаче плагиоклазом. Они встречаются также в Monte Vulture у Melfi, где содержат значительное количество гаюина. Близкое родство лейцитовых тефритов Среднебогемских гор с лейцитовыми тефритами Везувия показывают анализы 7 и 10; они всегда содержат некоторое количество нефелина. В Кайзерштуле эти тефриты появляются совместно с базанитами и особенно распространены по обеим сторонам долины Burkheim в окрестностях Rothweil; здесь они более бедны полевым шпатом и лейцитом, чем тефриты Везувия, часто богаты гаюином и оливином и очень похожи на гаюиновые лейцитовые тефриты Monte Vulture. Они распространены также в Katharinenkapelle у Endingen и у Ihringen (анализ 14). В небольшом количестве встречаются в Эйфеле, а витрофировые разности — у Sandâkra в Schonen. На Яве они найдены у вулкана Ringgit и разнообразно представлены у Moeriah; на Целебесе найдены на юге у Makassar и на севере в горах Matinang. Они известны у Килиманджаро и на северном берегу озера Kiwu в восточной Африке, у Aïn Tolba и Nemours в Алжире, а также Трапезунде в Малой Азии. Жильный *кульмский лейцитовый тефрит*, лейцит которого превращен в альбит, описывают Леви и Лякруа из Clermain у Mâcon. Лейцитовый тефрит из долины Ribeira в штате Sao Paolo в Бразилии также представляет палеовулканическую породу.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1
SiO_2	52,93	52,37	51,85	51,20	50,25	50,24	49,75	48,10	48,05	47,83	47,77
TiO_2	0,72	1,15	0,66	0,74	0,57	1,19	0,18	1,41	2,96	2,27	0,37
Al_2O_3	19,67	20,89	19,08	21,21	21,41	18,43	16,72	17,56	13,42	16,09	17,61
Fe_2O_3	3,07	1,21	4,25	2,38	1,76	2,54	5,70	2,48	3,54	4,32	2,43
FeO	3,50	4,44	2,69	3,67	1,82	5,68	4,99	6,10	7,68	3,62	5,68
MnO	0,15	—	0,51	—	—	—	—	—	—	сл.	—
MgO	2,88	1,74	1,48	1,99	0,31	3,65	3,89	4,27	6,41	5,53	4,80
CaO	4,69	5,08	5,81	5,42	4,48	7,83	9,69	8,16	9,05	10,68	9,42
Na_2O	4,20	2,90	4,46	2,11	5,16	2,45	3,08	2,65	3,06	4,46	2,75
K_2O	4,75	7,47	6,61	10,63	11,32	7,45	3,02	7,93	3,85	4,05	7,64
H_2O+	2,73	1,46	0,55	0,28	0,62	0,36	2,18	0,12	1,55	0,24	сл.
H_2O-	—	0,51	0,49	0,10	0,34	—	—	0,04	—	—	—
P_2O_5	0,59	0,51	1,23	0,36	0,12	0,47	0,72	0,01	0,58	1,33	0,77
Σ	100,09	99,96	100,40	100,45	99,86	100,58	99,92	99,91	100,27	100,42	99,53
Уд. вес	—	—	—	—	—	—	2,875	—	2,874	2,858	—

	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	45,03	44,00	43,84	43,69	42,65	54,50	53,13	58,61	56,10	1,65
TiO_2	1,10	1,40	3,55	3,59	2,74	0,27	0,42	0,39	сл.	0,65
Al_2O_3 . . .	16,59	14,40	12,82	16,08	14,03	21,70	19,90	20,20	22,90	21,60
Fe_2O_3 . . .	4,55	4,70	8,99	6,95	5,67	0,80	1,09	0,47	0,47	3,85
FeO	6,37	4,77	5,11	7,02	9,67	1,98	2,93	2,48	1,49	0,12
MnO . . .	0,64	0,20	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO . . .	3,95	9,75	2,39	4,55	6,54	0,54	3,15	1,51	0,26	1,07
CaO	11,09	11,05	13,57	8,87	10,28	3,20	6,11	2,66	1,73	4,29
Na_2O . . .	3,53	4,35	3,52	3,34	3,05	6,40	5,92	5,20	8,50	4,30
K_2O	5,29	3,23	2,90	3,75	3,52	9,14	6,63	8,66	7,10	11,60
H_2O^+ . . .	0,34	0,40	3,12	1,48	0,70	0,89	0,54	—	0,99	0,25
H_2O^- . . .	0,15	0,55	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,96	0,49	—	0,80	0,87	—	сл.	сл.	сл.	сл.
Σ	100,33	99,64	99,81	100,32	99,79	99,91	100,15	100,82	100,32	100,08
Уд. вес . .	—	—	2,859	2,913	3,005	—	—	—	—	—

. Лейцитовый банакит — река Beaverdam, Иеллоустонский парк, США, — с 0,21 BaO.
2. Лейцитовый тефрит — Croce di San Martino, Monte Vico, Чиминийские горы — с 0,07 ZrO_2, 0,16 BaO.
3. Лейцитовый тефрит — Gillinan, остров Ява — с 0,17 BaO, 0,19 SrO, 0,21 Cl, 0,10 F, 0,01 S.
4. Лейцитовый тефрит — Monte San Antonio, Roccamonfina — с 0,03 ZrO_2, 0,33 BaO, следами SO_3.
5. Лейцитовый тефрит — Tavolato близ Рима — с 0,02 ZrO_2, 0,13 BaO, 1,05 SO_3, 0,18 Cl, 0,32 CO_2, следами SrO.
Лейцитовый тефрит — Monte Cavallo у Orvieto — с 0,29 BaO, следами SrO.
ейцитовый тефрит — плато Eichberg у Tetschen, Средне-богемские горы.
Лейцитовый тефрит — Valle dell' Inferno, Везувий (лава 1903 г.) — с 0,08 BaO, следами ZrO_2, SO_3.
9. Лейцитовый базанит — Muhawura, область озера Kiwu, восточная Африка — с 0,12 SO_3.
10. Лейцитовый тефрит — Falkenberg близ Tetschen, Средне-богемские горы.
11. Лейцитовый тефрит — La Scala у Torre del Greco, Везувий (лава 1831 г.) — с 0,06 ZrO_2, 0,26 BaO.
12. Лейцитовый тефрит — Ragou, Ява — с 0,16 BaO, 0,16 SrO, 0,26 Cl, 0,11 F, 0,05 S.
13. Лейцитовый базанит (бедный полевым шпатом) — между Thür и Niedermendig — с 0,13 BaO, 0,14 SO_3, 0,08 Cl.
14. Лейцитовый базанит — Blankenhornsberg, Кайзерштуль.
15. Лейцитовый базанит — Namlagira, область озера Kiwu, восточная Африка — с 0,26 SO_3.
16. Лейцитовый базанит (бедный полевым шпатом) — Kisi, область озера Kiwu — с 0,07 S, следами SO_3.
17. Пемзовый пепел — Помпеи — с 0,49 Cl.
18. Полленит — Vallone di Pollena, Сомма — с 0,64 Cl.
19. Содалитовый трахит — Vallone di Pollena, Сомма — с 0,64 Cl.
20. Фонолит — Сомма — с 0,58 Cl.
21. Лейцитовый санидинит — Сомма — с 0,70 Cl, следами SO_3.

Фонолитоидные лейцитовые тефриты известны главным образом из Италии, где они встречаются в виде отдельных глыб у Osteria Tavolato на Аппиевой дороге возле Рима, а между Grotta Ferrata и Rocca di Papa в Альбанских горах — в виде глыб в туфах (пуццоланах, анализ 5). Они содержат вкрапленники эгирин-авгита, меланита, обильного гаюина, лабрадора и единичные кристаллы санидина в светлосерой основной массе из лейцита, плагиоклаза, эгирин-авгита, эгирина, небольшого количества рудного минерала с цементом из санидина. Близ-

кие к этим породы, но большей части совершенно лишенные гаюина, находятся у Roccamonfina, в Чиминийских горах и у Orvieto (анализы 2, 4, 6).

§ 291. *В нефелиновых тефритах* можно также различать фонолитоидный и базальтоидный типы, связанные между собой переходами. В базальтоидном типе преобладающим пироксеном является титан-авгит, часто сопровождаемый биотитом и роговой обманкой; оливин встречается часто в переменных количествах, так что путем постепенных переходов получаются *нефелиновые базаниты*, не отделенные от тефритов резкой границей. В фонолитоидном типе титан-авгит заменяется эгирин-авгитом и отчасти эгирином; наряду с известково-натровым полевым шпатом часто в значительном количестве встречается санидин, и весь характер таких пород менее фемический, чем у базальтоидного типа. Структуры у обоих типов одинаковые.

Фонолитоидные нефелиновые тефриты известны в Германии из Röhn, к ним относятся породы из Kreuzberg в Bischofsheim (анализ 1 на стр. 424), из Dedgesstein у Spahl, Kirschberg у Rasdorf и из других местностей. Ранее относимый сюда *бухонит* (Зандбергер) представляет собой, по Бюкингу, не самостоятельную породу, а основное выделение (шлир) в фонолите. Такого же типа породы встречаются в широком распространении совместно с базальтоидными на Азорских и Канарских островах, на островах Зеленого Мыса, а также оба типа известны в большом разнообразии из восточноафриканской вулканической области (земля Сомали, вулкан Меру и т. д.)

Базальтоидные нефелиновые тефриты относятся к числу наиболее распространенных пород в Кайзерштуле (Neunlinden, Eichelspitze, Katharinenkapelle, Eichert у Leiselsheim — анализ 16). Вкрапленники, битовнита и табличатого по (100) титан-авгита лежат в голокристаллической основной массе из лабрадора, часто замещенного анальцимом, диопсидового пироксена и рудного минерала. Витрофировые разности появляются в вальбандах узких жил у Oberschaffhausen. В большем количестве нефелиновые тефриты этого типа встречаются в Среднебогемских горах (анализ 12) с переходами к базанитам (анализ 13). *Нефелиновые базаниты*, тесно связанные с щелочными базальтами и переходящие в них, встречаются в Röhn, в Нижнем Гессене, в Вестфалии, Тюрингии (анализ 9), в Vogelsberg, в северном Оденвальде, в Таунусе и Лаузице. *Нефелиновые базаниты* горного массива Klöcker в Штирии близки к лимбургитам. Часто встречающиеся в северогерманской низменности ледниковые валуны нефелиновых базанитов происходят из Schonen в южной Швеции. Во Франции эти породы известны из Puy de Saint-Sandoux в области Puy de Dôme, в Испании из окрестностей Carthagena и Olot в Каталонии (анализы 14 и 15). Далее они известны из восточных Балкан, из Serra de Monchique (Португалия), из Fernando de Noronha, с мыса святого Рока у Pernambuco, в провинции Salta в Аргентине, на острове Masafuera (острова Juan Fernandez), с гор Vieja в Техасе, из Black Hills в Дакоте, на острове Святого Павла в Индийском океане и в Антарктическом океане (анализ 11).

Под названием *кулаит* Вашингтон описал бедные оливином и богатые роговой обманкой нефелиновые и лейцитовые базаниты из вулканической области Kula в Лидии (Малая Азия).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	53,26	53,34	51,40	50,82	50,56	47,90	47,76	46,88	46,35	46,03	45,61	45,56	44,52	44,29	43,64	43,34	42,14	41,08
TiO_2	0,31	0,14	0,55	0,34	1,08	1,70	0,98	2,13	2,17	3,29	3,48	1,73	2,04	4,92	4,55	2,64	2,86	2,43
Al_2O_3 . . .	16,63	19,90	18,54	20,56	17,45	16,75	18,93	17,15	13,52	12,01	15,70	14,43	14,28	12,62	13,12	15,72	13,13	11,07
Fe_2O_3 . . .	8,29	6,75	2,85	2,42	5,22	4,52	3,34	5,86	3,84	4,37	6,17	7,71	6,36	3,61	6,40	5,42	3,49	4,65
FeO	3,21	0,55	4,69	1,25	5,45	3,65	5,18	4,81	7,82	6,85	7,29	6,07	5,39	8,84	5,52	5,79	7,97	7,05
MnO . . .	—	—	0,46	0,36	0,76	0,17	0,50	0,33	—	0,26	сл.	1,47	—	—	—	—	3,41	сл.
MgO . . .	1,10	2,26	1,35	0,52	3,71	4,56	4,80	4,12	8,78	5,22	4,84	0,87	7,13	10,06	9,36	5,49	4,74	15,75
CaO	7,30	6,35	7,25	5,15	7,17	8,45	7,45	9,44	10,25	11,71	6,34	9,23	10,20	9,23	9,52	12,49	12,13	10,59
Na_2O . . .	5,31	5,66	6,72	5,59	5,02	6,15	5,87	4,63	3,05	3,27	5,06	5,57	3,76	3,25	3,89	3,29	4,78	1,71
K_2O	3,54	2,68	4,40	7,48	1,93	4,21	3,29	2,02	1,73	2,24	2,67	2,45	2,59	1,82	2,18	2,24	2,89	0,94
H_2O^+ . . .	1 43	3,95	0,68	4,95	—	0,80	1,01	0,99	2,33	2,69[1]	2,34	2,79	3,53[1]	0,21	0,49	1,40	0,98	2,85
H_2O^- . . .	—	0,41	0,12	сл.	1,50	0,30	—	0,92	—	—	—	—	—	0,09	0.16	1,30	—	1,36
P_2O_5	—	0,09	0,69	—	0,42	0,43	0,52	0,68	0,58	2,51	—	1,02	0,56	0,57	0,74	0,27	0,51	0,41
Σ	100,38	100,62	99,90	100,00	100,27	100,55	100,05	100,30	100,50	100,39	99,50	99,15	100,36	99,68	99,60	99,74	99,92	99,84
Уд. вес . .	2,671	2,623	2,745	—	—	2,73	—	2,76	2,951	2,85	2,87	2,759	—	—	—	2,92	2,92	—

1. Нефелиновый тефрит — Kreuzberg близ Bischofsheim, Rhön.
2. Нефелиновый тефрит — (содержит лейцит и нозеан) — долина Dobranka близ Tetschen, Чехия — с 0,02 SO_3.
3. Гаюиновый тефрит — Schlossberg, Grosspriesen близ Aussig, Чехия, — с 0,20 Cl, следами SO_3, CO_2.
4. Анальцим-содалитовый тефрит — Kleiner Debus близ Salesel, Чехия — с 0,45 SO_3, 0,11 Cl.
5. Стекловатый тефрит — Fuchshübel у Leukersdorf, Чехия.
6. Нефелин-лейцитовый тефрит (Mühlsteinlava) — Niedermendig, область Лаахерского озера — с 0,20 BaO, 0,58 SO_3, 0,04 Cl, 0,14 CO_2.
7. Гаюиновый тефрит — Schauhübel, область Polzen, северная Чехия — с 0,42 SO_3, следами Cl.
8. Содалитовый тефрит — Schieferberg близ Salesel, Чехия — с 0,34 Cl.
9. Нефелиновый базанит — Grosser Gleichberg близ Römhild, Тюрингия — с 0,08 CO_2.
10. Стекловатый тефрит — Rabenstein близ Pohorschen, Средне-богемские горы — со следами Cl, CO_2.
11. Нефелиновый базанит — остров Франклин в южной части Атлантического океана — со следами SnO_2.
12. Нефелиновый тефрит — Schichenberg близ Tetschen, Чехия — с 0,25 CO_2.
13. Нефелиновый базанит — Jesserken, Средне-богемские горы.
14. Нефелиновый базанит — Las Planas близ Olot, Каталония — с 0,02 ZrO_2, 0,06 BaO, 0,04 SrO, 0,05 SO_3.
15. Нефелиновый базанит — La Garrinada близ Olot, там же — с 0,03 SrO.
16. Нефелиновый тефрит — Eichert, Кайзерштуль — с 0,12 Cl, 0,14 CO_2.
17. Содалитовый тефрит — Biliner Skale близ Lukow, Средне-богемские горы — с 0,27 Cl, 0,62 CO_2.
18. Нефелиновый базанит — Platz близ Brückenau, Rhön.

§ 292. *Лейцито-нефелиновыми тефритами* называются члены этого семейства, содержащие лейцит совместно с нефелином в одинаковых приблизительно количествах. Они встречаются во многих из названных областей распространения тефритов, как, напр., в Средне-богемских горах, в низовьях Рейна, в известных в Германии жерновых лавах из Niedermendig (анализ 6), в Эйфеле, на Monte Vulture в Нижней Италии и в других местах. Чтобы судить по анализу об относительном количестве лейцита и нефелина, нужно помнить, что часть содержащегося в породе натра связана в молекуле плагиоклаза.

§ 293. В другой небольшой группе относящихся сюда пород нефелин нефелиновых тефритов целиком или в своей большей части заменяется содалитом, гаюином или первичным анальцимом. Такие *содалитовые, гаюиновые* или *анальцимовые тефриты* известны из Чехии (анализы 3, 7, 8, 17), из Mont Dore в центральной Франции и на Канарских островах. Наконец встречаются тефриты в которых фельдшпатиды вообще не выкристаллизовались; вместо них появляется в качестве последнего продукта затвердевания большей частью богатое Na_2O и легко желатинизирующееся стекло. Хибш называет такие породы из Чехии *стекловатыми тефритами*, Бюкинг аналогичные породы из Rhön — *тефритоидами* или *базанитоидами*. Эти породы относятся к тефритам только при большем содержании стекла; более бедные стеклом относятся к трахидолеритам. Анализы 5 и 10 таких чешских стекловатых тефритов показывают их принадлежность к нефелиновым тефритам.

§ 294. Химическая природа тефритов видна из анализов 1 — 16 на стр. 421—422 и 1—18 на стр. 424. Породы более богатые кремнекислотой отвечают фонолитоидному типу, а более основные — базальтоидному типу. С возрастанием SiO_2 увеличивается вообще содержание Al_2O_3 и щелочей и одновременно уменьшаются количества MgO, CaO, окислов железа и удельный вес, но эта зависимость не столь закономерна, как в плагиоклазовых базальтах, так как щелочи здесь содержатся отчасти в полевых шпатах, отчасти в более бедных кремнекислотой фельдшпатидах. Преобладание калия над натрием отличает лейцитсодержащий тефрит от остальных. Проекционные точки, в соответствии с принадлежностью пород к щелочному ряду, падают в левую половину проекционного треугольника.

Тефриты и базаниты, подобно другим эффузивам, имеют свои пеплы, пески, лапилли и туфы.

Семейство лейцитовых и анальцимовых пород

§ 295. *Лейцитовые породы обнимают нео- и палеовулканические эффузивные породы, то зернистой, то порфировой структуры, пепельно-серого до черно-серого и черного, а также буроватого цвета, минералогически характеризующиеся комбинацией лейцита и авгита и отсутствием полевых шпатов.* Существуют безоливиновые или бедные оливином разности *(лейцититы)* и богатые оливином *(лейцитовые базальты)*. Обе разности в качестве примеси содержат рудные минералы (магнетит и ильменит) и апатит. Нефелин часто сопровождает лейцит; при увеличении содержания нефелина получаются переходы к нефелиновым породам, многократно наблюдавшиеся в пределах одного эруптивного тела. В том случае, когда в породе появляется санидин, получаются переходы

к лейцитофирам, а при появлении плагиоклаза — к лейцитовым тефритам. В качестве случайных примесей довольно распространены мелилит, меланит, гаюин, хромит, перовскит, биотит и роговая обманка; в лейцититах встречается иногда титанит. Лейцитовые породы являются эффузивными аналогами миссурита и фергусита; они образуют потоки и жилы.

Лейцит, а равно и нефелин, обладают теми же свойствами и претерпевают такие же превращения в анальцим, как и в тефритах; оба представлены только в одной генерации. *Санидин* в большинстве лейцититов присутствует в небольшом количестве, в некоторых даже обилен; в настоящих лейцитовых базальтах он почти совсем отсутствует. *Пироксен* принадлежит диопсиду, эгирин-авгиту, базальтическому авгиту или титан-авгиту; представлен почти всегда двумя генерациями даже в зернистых по внешнему виду типах. Он распределяется таким образом, что эгирин-авгит приурочен к лейцититам, а титан-авгит — к лейцитовым базальтам, в то время как диопсидовый и базальтический авгит встречается в обеих породах. *Оливин* идиоморфен и, судя по распространенной красной окраске, богат железом; в некоторых случаях он также встречается в двух генерациях. *Мелилит* — частью в кристаллах, частью аллотриоморфный и тогда часто пойкилитово проросший лейцитом; нередко различим невооруженным глазом в виде желтых пятен. *Гаюин*, *меланит* и *титанит* являются ранними продуктами выделения и видны макроскопически; *хромит* и *перовскит* обнаруживаются только микроскопически; последние два приурочены главным образом к лейцитовым базальтам. В базальтической *роговой обманке* повидимому всегда, а в *биотите* очень часто наблюдается явление магматической ресорбции (так называемый рубеллан).

Лейцититы и лейцитовые базальты более отличаются по химическому составу и структуре, чем по содержанию оливина. Они относятся друг к другу как фергусит и миссурит. В лейцитовых базальтах количество окрашенных компонентов больше, но все же граница между обеими породами не резкая. Как правило, обе породы распространены в разных областях, реже встречаются совместно (Римская провинция, острова Зеленого Мыса).

§ 296. Как тип *лейцитита* можно рассмотреть лавы Альбанских гор и окрестностей Рима; куски этих лав, из которых был сделан памятник Цецилию Метеллу (названный Capo di Bove по фреске в виде бычьей головы) у Via Appia, распространены во всех коллекциях благодаря своим минеральным друзам (авгит, нефелин, мелилит, апатит и т. д.) Совместно с обычными составными частями (лейцит и диопсид) распространены всюду нефелин в идиоморфных индивидах, санидин в виде своего рода цемента, биотит в мелких чешуйках и почти так же часто мелилит (рис. 70), обусловливающий большое содержание CaO анализа 9 на стр. 428. Отдельными зернами в этом типе встречаются плагиоклаз, оливин и гаюин, а в некоторых местах более часто меланит.[1] Весьма близкие по характеру породы распространены в районах Bracciano (анализы 1, 2) и Sorano (провинция Grosseto), в окрестностях Bolsena (анализ 8), в Римской провинции (земля Херников) на границе прежней Церковной области и Неаполитанского королевства, в Roccamonfina, на вулканах Moeriah и Ringgit на Яве, на Bearpaw Peak (анализ 6) в Монтане, а также на Целебесе. Палеовулканический характер

[1] Сперонами (Sperone) в итальянской литературе называются пористые желтовато-серые итальянские лейцититы, обязанные своей окраской желтому пироксену, занимающему здесь место зеленого. Помимо желтой окраски пироксена они характеризуются появлением меланита и ничтожным количеством рудного минерала. Сперона особенно распространена по краям кратера горы Альбано.

имеет лейцитит из Serra de Caldas в Бразилии. На африканском континенте известны богатые нефелином и гаюином лейцититы с вулкана Etinde в Камеруне. Кроме того они описаны (в различных образованиях) с вулканов Wissoke, Mikeno, Niragongo, Karunga и др. в области озера Kiwu.

Более базальтоидный тип встречается в местности Rothweil в Кайзерштуле; порода здесь порфировая через многочисленные вкрапленники титан-авгита и богата нозеаном; у Tischlowitz в Чехии порода содержит амфибол. Базальтоидные лейцититы пользуются также некоторым распространением в горах Duppau в Чехии и спорадически встречаются в Рудных горах. Лейцититы— породы почти всегда голокристаллические и часто по внешнему виду зернистые или, лучше сказать, весьма скрытопорфировые. Их структура редко становится плотной в строгом смысле слова и большей частью остается зернистой, хотя бы и тонкозернистой. Некоторое количество базиса содержат породы S. Antão.

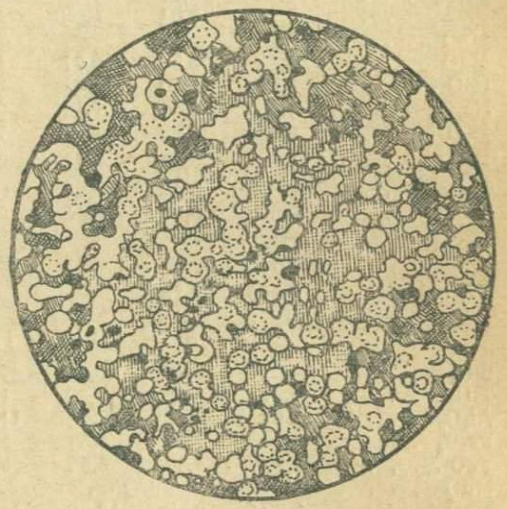


Рис. 70. Лейцитит. Capo di Bove. Тонко заштрихованный кристалл принадлежит мелилитам с многочисленными включениями лейцита. Увелич. 30 : 1.

§ 297. *Лейцитовые базальты* обычно более темного цвета, чем лейцититы; при этом почти всегда наблюдается отчетливая порфировая структура, и широко распространено пористое и даже шлаковидное строение. Содержание оливина изменчиво, и, подобно тому как существуют лейцититы с небольшим содержанием оливина, так могут быть и безоливиновые лейцитовые базальты (между Dockweiler и Dreis в Эйфеле). Гораздо более существенным отличием от лейцититов является сильное уменьшение салических и преобладание цветных компонентов наряду с обильным содержанием рудного минерала.

Структура лейцитовых базальтов главным образом голокристаллически-порфировая, причем весь лейцит принадлежит эффузивному периоду; но многократно наблюдались также гипокристаллические структуры даже со значительным содержанием буроватого стекла.

Лейцитовые базальты весьма распространены среди лав Эйфеля и Лаахерского озера (анализы 16 и 17), часто с мелилитом (Bongsberg) и перовскитом (Scharteberg, Лаахерское озеро и т. д.), среди гессенских базальтов, как, напр., у Uffeln (с гаюином) и в других местах, недалеко от Касселя, в Habichtswald, в Warburger Börde, в Тевтобургском лесу. Изредка они встречаются в Кайзерштуле, в Vogelsberg, в Рудных горах (Stolpen, Geisinger Kuppe у Altenberg, в окрестностях Kupferberg и т. д.), в Лаузице (Heilig Grab у Görlitz, Marklissa и т. д.). Они обладают большим распространением в Среднебо-гемских горах (анализы 13 и 18). Далее

они известны из римской провинции, с Явы (Moeriah, Ringgit, остров Bawean у Явы), из северо-западной Персии (окрестности озера Урмии), в Монтане (Bearpaw Mountains), в Новом Южном Уэльсе (анализ 15), где они весьма богаты лейцитом, на южном Целебесе, * здесь богаты биотитом, в восточной части Борнео (анализ 11), с горы Гаусса в Антарктическом океане.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	48,40	47,89	47,39	47,20	47,05	46,51	46,27	46,24
TiO_2	0,44	0,77	1,41	1,19	1,15	0,83	1,11	1,17
Al_2O_3 . . .	18,98	17,87	14,79	17,66	17,08	11,86	17,25	14,42
Fe_2O_3 . . .	4,72	4,93	3,10	3,51	3,04	7,59	3,94	4,06
FeO	2,46	3,64	5,08	4,50	4,89	4,39	3,23	4,36
MnO . . .	0,20	—	—	—	—	0,22	—	—
MgO . . .	3,48	3,68	6,77	4,20	5,67	4,73	5,08	6,99
CaO	8,91	8,70	11,61	9,52	10,63	7,41	11,40	13,24
Na_2O . . .	2,65	2,60	1,49	2,25	1,61	2,39	2,67	1,65
K_2O	8,95	8,23	6,93	7,63	7,52	8,71	8,58	6,37
H_2O^+ . . .	1,02	0,65	0,77	0,72	0,71	2,45	0,37	0,78
H_2O^- . . .	—	—	0,28	0,57	0,22	1,10	0,13	0,57
P_2O_5	0,27	0,36	0,45	0,58	0,17	0,80	0,39	0,41
Σ	100,54	99,68	100,35	99,76	99,90	99,78	100,61	100,41
Уд. вес . .	2,776	2,781	—	—	—	—	—	—

	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	45,99	39,98	46,04	45,96	44,16	43,72	43,58	42,31
TiO_2	0,37	5,42	2,20	1,90	2,06	3,66	4,64	0,86
Al_2O_3 . . .	16,56	12,47	12,40	11,77	12,96	13,85	8,08	11,57
Fe_2O_3 . . .	4,17	7,06	3,54	5,35	8,07	5,26	5,00	9,45
FeO	5,38	6,43	5,58	5,85	3,10	7,61	5,77	2,91
MnO . . .	—	—	сл.	—	—	—	0,21	—
MgO . . .	5,30	6,59	12,60	14,02	10,83	5,64	12,91	11,40
CaO	10,47	11,85	8,38	8,64	12,26	9,76	8,88	13,75
Na_2O . . .	2,18	1,70	1,62	2,63	1,92	4,11	0,90	2,82
K_2O	8,97	3,80	4,87	1,81	0,72	4,77	5,99	3,63
H_2O^+ . . .	0,45	3,71	3,55[1]	1,35	2,41	0,81	1,95	0,49
H_2O^- . . .	—	—	—	—	0,46	—	1,15	—
P_2O_5	0,56	0,73	—	0,56	1,03	0,76	0,62	0,76
Σ	100,65	99,88	100,78	99,84	99,98	100,13	100,25	100,04
Уд. вес . .	—	2,901	—	—	2,964	2,920	2,897	3,039

* [Очень интересные наблюдения над породами Явы и Целебеса приводят Иддингс и Морлей, Сравнение пород с горы Муриаг (Mooriah) и с Пик де Марос (Peak de Maros) показывает, что лейцитовые породы первой и шонкинитовые последней химически одинаковы. Но в лавах Муриага преобладает лейцит, а в фанерокристаллических породах Пик де Марос находятся ортоклаз и биотит (авгит в обеих находится в большом количестве). В то время как в интрузивных породах Пик де Марос лейцита нет, но местами находится значительное количество нефелина, много ортоклаза и биотита и небольшое сравнительно количество плагиоклаза, в лавах Муриага кристаллизуется лейцит и отсутствует нефелин, ортоклаз или отсутствует совсем, или находится только в основной массе, отсутствует наконец и биотит; в некоторых разностях ортоклаз и биотит образуются за счет лейцита. Эти минералогические контрасты в химически одинаковых породах обусловлены, конечно, резким различием в физико-химических условиях кристаллизации: в одном случае имеем лавы, застывшие на поверхности, в другом — интрузивные магмы. Авторы замечают, что такой гетероморфизм пород отмечался и ранее, но «никогда в такой хорошей иллюстрации».]

	17	18	19	20	21	22	23	23a
SiO_2	42,20	40,53	46,54	45,59	44,85	41,10	40,81	45,46
TiO_2	2,44	2,85	3,98	1,32	5,07	3,20	3,96	2,85
Al_2O_3 . . .	12,13	14,53	12,68	12,98	12,55	14,82	13,08	6,47
Fe_2O_3 . . .	7,27	1,27	3,41	4,97	3,33	2,35	6,40	6,62
FeO	4,62	11,11	5,29	4,70	5,30	10,38	7,20	5,64
MnO . . .	—	0,58	—	0,14	0,07	0,14	0,07	0,15
MgO . . .	9,24	8,58	10,09	8,36	10,27	9,43	10,03	12,72
CaO	14,32	13,45	8,00	11,09	8,32	10,56	10,12	20,17
Na_2O . . .	2,75	3,25	5,11	4,53	4,77	3,94	2,43	0,72
K_2O	3,69	2,67	1,64	1,04	0,72	1,28	0,31	0,65
H_2O^+ . . .	0,66	1,04[1]	2,35	3,40	2,01	2,31	3,97	—
H_2O^- . . .	—	—	0,25	0,51	0,95	0,39	0,82	—
P_2O_5	0,80	0,69	0,91	0,91	1,17	0,19	0,88	—
Σ	100,16	100,89	100,25	99,87	99,60	100,50	99,98	100,45
Уд. вес . .	3,017	3,084	—	—	—	—	—	—

1. Лейцитит—западный берег озера Bracciano, Средняя Италия—с 0,03 Cl, 0,03 SO_3.
2. Лейцитит — Crocicchie, область Bracciano, Средняя Италия — с 0,02 ZrO_2, 0,28 BaO, 0,06 SO_3.
3. Лейцитит — Monte Jugo у Montefiascone, Средняя Италия — с 0,04 ZrO_2, 0,05 Ce_2O_3, 0,15 BaO, 0,04 SO_3.
4. Лейцитит — Arcioni, Альбанские горы у Рима — с 0,04 ZrO_2, 0,19 BaO.
5. Лейцитит — Pofi, Римская область — с 0,02 ZrO_2, 0,05 NiO, 0,09 BaO.
6. Лейцитит — Bearpaw Mt., Монтана, США — с 0,04 NiO, 0,16 SrO, 0,50 BaO, 0,04 Cl, 0,05 SO_3, следами Li_2O, CuO, CoO, SO_3.
7. Лейцитит — Ticchiena у Frosinone, Средняя Италия — с 0,03 ZrO_2, 0,06 SrO, 0,10 BaO, следами SO_3.
8. Лейцитит — Monte Rado, озеро Bolsena, Средняя Италия — с 0,13 BaO, 0,02 SO_3, следами ZrO_2.
9. Лейцитит — Capo di Bove у Рима — с 0,25 BaO.
10. Лейцитит — Wissoke, область озера Kiwu, Центральная Африка — с 0,14 SO_3.
11. Лейцитовый базальт (со слюдой) — Oeloe Kajan, восточный Борнео — со следами Cl.
12. Лейцитовый базальт — Schwengeberg, севернее Fritzlar, Kurhessen.
13. Лейцитовый базальт — Dobernberg у Tetschen, Средне-богемские горы.
14. Лейцитовый базальт — Mikeno, область озера Kiwu, Центральная Африка — с 0,18 SO_3.
15. Лейцитовый базальт — El Capitan, Новый Южный Уэльс — с 0,02 Cr_2O_3, 0,008 (Ni, CO)O, 0,03 V_2O_3, 0,32 BaO, 0,01 CuO, 0,11 CO_2, следами SrO, Cl.
16. Лейцитовый базальт — Berlingen, Эйфель — с 0,09 S.
17. Лейцитовый базальт — Killer Kopf, Эйфель — с 0,04 S.
18. Лейцитовый базальт — Kleiner Radischken у Leitmeritz, Средне-богемские горы — с 0,34 CO_2.
19. Анальцимовый базальт — Bonarva, Сардиния.
20. Анальцимовый базальт — Basin, Колорадо, США — с 0,03 ZrO_2, 0,12 SrO, 0,13 BaO, 0,05 Cl, следами Li_2O.
21. Анальцимовый базальт — Scano, Monte Ferru, Сардиния — с 0,23 NiO.
22. Анальцимовый базальт — Fernhill, Новый Южный Уэльс — с 0,06 BaO, 0,09 SO_3, 0,26 CO_2, следами Cr_2O_3, NiO, SrO.
23. Анальцимовый базальт — Bathjordan, Limerick, Ирландия.
23а. Авгит из лейцитита — Ticchiena, Римская область, Италия.

[1] Потеря при прокаливании.

Лейцититы и лейцитовые базальты, подобно всем эффузивным породам, сопровождаются рыхлыми продуктами выбросов и туфами. Так, напр., к альбанским лейцититам относятся так называемые *перперины* окрестностей Рима; у Frascati они отличаются своим высоким содержа-

нием меланита. Из Steffeln в Эйфеле известны также палагонитовые туфы, лапилли которых содержат лейцит.

§ 298. Уже давно известны базальтовые породы, содержащие в качестве бесцветной составной части только один анальцим; при этом однако анальцим всегда считали вторичным продуктом превращения фельдшпатидов, преимущественно лейцита (как это несомненно во многих случаях и есть на самом деле). Линдгрен в 1891 г. первый обратил внимание на первичную природу этого минерала в базальтах Монтаны и назвал породы *анальцимовыми базальтами*. С другой стороны, анальцим нередко принимали за лейцит, тем более что он иногда кристаллографически ограничен и содержит характерные для лейцита зонально расположенные включения, как, напр. в базальтах Сардинии. Этой ошибки, помимо химического испытания, можно избежать определением показателей преломления. В настоящее время первичный характер анальцима в некоторых базальтах принимается за достоверное. Этот взгляд подкрепляется искусственным получением анальцима при 500°. При этом отличие первичной и вторичной природы еще весьма ненадежно, а в несвежих породах вообще невозможно. *

Анальцим в анальцимовых базальтах редко дает кристаллы и имеет в таком случа форму лейцита. Как правило, он является последним продуктом кристаллизации и заполняет промежутки между остальными компонентами, отличаясь в таких случаях от стекла своими трещинами спайности.

Анальцимовые базальты, которые в других отношениях полностью соответствуют лейцитовым базальтам, известны в области Monte Ferru в Сардинии, ** в Средне-богемских горах, в Ирландии, Монтане и в других местах.

§ 299. В таблице на стр. 428 сопоставляются анализы лейцитовых пород и анальцимовых базальтов. Характерным отличием лейцититов от лейцитовых базальтов является более высокое содержание Al_2O_3 и щелочей, более низкое MgO и окислов железа, а также меньший удельный вес. В анальцимовых базальтах соотношение щелочей становится обратным. Высокое содержание воды в анальцимовых базальтах в большей своей части является первичным и связано с присутствием в породе анальцима.

Семейство нефелиновых и гаюиновых пород

§ 300. *Нефелиновыми породами называют эффузивные породы, минералогически характеризующиеся отсутствием полевого шпата в качестве существенной составной части и совершенным преобладанием комбинации минералов нефелина и авгита.* Они обнимают типы без порфировой структуры, от грубозернистых до тонкозернистых и афанитовых, и порфировые породы от серой до темносерой общей окраски, в которых в качестве вкрапленников встречаются авгит, оливин, реже гаюиновые минералы, нефелин и рудный минерал. Порошок всех нефелиновых пород желатинизирует в HCl, и в засыхающем студне выделяются кубики NaCl. Далее сюда причисляют некоторое число более или менее абиссальных пород, которые правильнее следовало бы относить к глубинным породам; однако

* [Литература у А. П. Герасимова — см. примечание на стр. 418.]

** [Так называемые хицити (ghizite) Вашингтона.]

они встречаются повсюду в теснейшей геологической связи с излияниями. Нефелиновые породы соответствуют ийолитам, мельтейгитам, фазинитам и бекинкинитам из глубинных пород. По своему геологическому положению и ассоциации они относятся — вместе с трахидолеритами, тефритами, лейцитовыми и мелилитовыми породами, лимбургитами и авгитами — к единой большой эффузивной формации тералитовой магмы и резко отделяются от собственно базальтов, примыкающих непосредственно к андезитам.

К определяющей минеральной комбинации нефелина и авгита в качестве постоянной примеси присоединяются *апатит* и *рудный минерал* (титансодержащий магнетит, а также ильменит). Число случайных примесей велико: *санидин*, *плагиоклаз*, *гаюин*, *нозеан* или *содалит*, *лейцит*, *мелилит*, *эвдиалит*, *меланит*, *биотит*, *роговая обманка*, *перовскит*, *хромит*, *рёнит*, *титанит* и др. В некоторых случаях один из минералов гаюиновой группы приобретает преобладающее значение. Оливин в качестве непостоянной примеси весьма распространен и отделяет нефелиновые базальты, в которых он является существенной составной частью, от нефелинитов; впрочем эти два типа пород отличаются не только по содержанию оливина, но и по структуре, облику и геологическому значению, хотя между ними и существуют связывающие промежуточные члены.

Нефелин (анализ 1) резко идиоморфен, если структура породы гипокристаллически-порфировая. При голокристаллически-порфировой или при зернистой структуре он остается более или менее полностью идиоморфным, пока присутствует в большом количестве. В некоторых плотных и бедных нефелином породах кристаллическая форма отсутствует, и определение нефелина без химических методов весьма ненадежно. Здесь он образует слабо двупреломляющие аггрегаты или аллотриоморфные массы, которые называют нефелинитоидами; что они действительно принадлежат нефелину, показывает анализ 2. Нефелин редко встречается в двух генерациях. Он цеолитизируется так же, как и в фонолитах. *Санидин* встречается часто и иногда довольно обилен в нефелинитах, реже и в меньшем количестве находится в нефелиновых базальтах и является наиболее поздним продуктом выделения магмы, образуя как бы цемент для других компонентов. Он содержит BaO и SrO (анализ 6); при этом следует вспомнить, что как раз в щелочных породах часто содержится значительное количество BaO, который принадлежит полевому шпату. *Лейцит* (анализ 3), за исключением особой подгруппы нефелинитов, сравнительно редок; этот факт бросается в глаза, если вспомнить частое присутствие акцессорного нефелина в лейцитовых породах. Содержание *плагиоклаза* обусловливает переходы к тефритам и базанитам. *Гаюин*, *нозеан* (анализы 4 и 5) и *содалит* относятся всегда к наиболее ранним образованиям из бесцветных компонентов и вероятно всегда представляют собою интрателлурические выделения. Они могут более или менее полностью вытеснять нефелин. Распространены магматическая коррозия и превращение в цеолиты. *Пироксен* появляется почти постоянно в двух генерациях. Вкрапленники, обычно табличатые по (100), по форме близки к базальтическому авгиту и принадлежат к различным разновидностям; в нефелинитах они частью относятся к светлозеленому (в проходящем свете) *диопсиду*, нередко с оболочками *эгирин-авгита*; в обеих подгруппах нефелиновых пород пироксен — нормальный *базальтический авгит* (анализы 7—11) и *титан-авгит* (анализы 12 и 13), большей частью с повышенным содержанием щелочей, а также смеси обоих этих типов (анализы 14 и 15). Очень распространены зональное строение и структура песочных часов. *Эгирин-авгит* и *эгирин* встречаются в типах, богатых нефелином и нозеаном, в качестве поздних продуктов выделения магмы и тогда обычно распространяются вблизи нефелина. Желтая окраска (Hannebacher Ley и т. д.) повидимому является вторичной и указывает на фумарольные процессы. *Биотит* — богатый титаном, с отчетливо косым погасанием, всегда красный до бурого (в проходящем свете), в лоскутообразных листочках, обычно расположенных возле рудного минерала и оливина — распространен повсеместно; в некоторых нефелинитах он встречается в идиоморфных табличках. *Базальтическая роговая обманка* в большинстве

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2 . . .	47,09	38,66	56,61	34,88	35,99	59,69	46,48	48,15	45,18	48,66	44,55	46,54	45,23	38,22	41,76	—	29,15	30,90
TiO_2 . . .	—	—	—	—	—	—	—	1,10	0,79	0,96	1,36	2,85	4,28	—	—	24,95	10,84	8,04
Al_2O_3 . .	30,69	29,86	22,92	29,34	29,41	21,04	6,24	9,86	8,48	8,52	7,27	8,20	7,73	13,08	17,81	—	6,50	17,65
Fe_2O_3 . .	—	3,92	—	—	0,31	—	5,88	—	6,21	1,44	6,08	3,72	2,95	9,29	2,01	21,75	21,92	6,80
FeO . . .	1,76	—	2,33	—	—	2,27	4,42	8,60	5,75	3,95	5,91	4,32	4,07	9,14	7,47	51,29	—	15,20
MnO . .	—	—	—	—	—	—	сл.	1,40	—	0,06	—	—	0,07	—	—	1,75	—	—
MgO . .	—	0,31	—	0,70	—	—	13,51	9,28	11,63	15,21	10,44	13,19	12,25	11,73	8,01	—	0,98	9,08
CaO . . .	1,05	4,11	1,68	5,54	0,21	0,95	23,45	22,55	23,26	19,41	22,83	21,29	23,37	14,80	19,47	—	29,40	12,20
Na_2O . .	13,39	14,98	2,95	14,47	20,91	6,55	—	0,69	1,20	1,14	1,47	—	0,47	4,32	3,72	—	—	0,76
K_2O . . .	6,80	0,81	13,65	3,76	—	8,61	—	0,44	—	0,21	0,52	—	0,12	—	—	—	—	0,61
H_2O . . .	—	6,35	—	—	1,63	—	0,20	—	—	0,85	—	—	0,37	—	—	—	—	0,20
SO_3 . . .	—	—	—	11,08	10,58	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	сл.	0,57	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,78	100,00	100,14	99,77	99,61	101,74	100,18	102,26	102,50	100,41	100,41	100,11	100,96	100,58	100,25	99,74	98,79	101,44
Уд. вес .	—	—	—	—	—	—	3,417	—	3,42	3,252	3,416	—	—	—	—	—	—	—

1. Нефелин из нефелинового долерита — Meiches, Vogelsberg.
2. Нефелинитоид, изолированный из нефелинитоидного базальта — Breitenfeld, северо-восточнее Adorf, Саксония — с удельным весом 2,57—2,61. Часть, растворимая в HCl, пересчитана на 100%.
3. Лейцит из нефелинового долерита — Meiches, Vogelsberg.
4. Гаюин из нефелинита — Monte Vulture, Melfi, Basilicata.
5. Нозеан из лейцит-нефелинита — Sideirao, Kapverden.
5. Санидин из нефелинового долерита — Meiches, Vogelsberg — с 2,27 BaO, 0,36 SrO.
7. Вкрапленники авгита из нефелинового базальта — Oberleinleiter, Франконская Юра.
8. Авгит из нефелинового долерита — Meiches, Vogelsberg — с 0,19 BaO+SrO.
9. Авгит из нефелинового долерита — Löbau, Саксония — с Ng = 42°.
10. Вкрапленники авгита из нефелинового базальта, содержащего мелилит — Hohenberg у Bühne, Вестфалия — со следами Cl, S, Li_2O.
11. Авгит из гаюинофира — Melfi, Basilicata — с Ng = 39°; желтый.
12. Авгит из гаюинофира — Horberig, Oberbergen, Кайзерштуль.
13. Авгит из нефелинового базальта — Black Mtn., Uvalde co., Техас — с 0,05 NiO, следами Li_2O.
14. Вкрапленники авгита из лейцитового нефелинита — Sideirão, S. Antão, Kapverden.
15. Авгит из основной массы той же породы.
16. Титано-магнетит из нефелинового долерита — Meiches, Vogelsberg.
17. Меланит из нефелинового долерита — Oberwiesental, Рудные горы.
18. Рёнит из нефелинового долерита — *Puy de Borneire, Saint-Sandoux, Овернь.*

случаев сильно корродирована и встречается только в некоторых месторождениях. Содержание титана в *магнетите* (анализ 16) отчасти объясняется закономерным прорастанием его ильменитом, который обнаруживается при травлении HCl. Содержание рудного минерала высоко в нефелиновых базальтах и незначительно в нефелинитах. *Апатит* всегд обилен и в зернистых разностях встречается в виде длинных игол, иногда различимых простым глазом. *Оливин* имеет те же особенности, что в базальтах и базанитах, и обычно богат железом. *Мелилит* так же, как и в лейцитовых породах, встречается в виде желтых пятен, отличимых уже простым глазом, местами обилен и тогда обусловливает особые подгруппы нефелинитов и нефелиновых базальтов. Ему обычно сопутствуют обильный *перовскит*, *хромит* и в некоторых случаях *хромовая шпинель*, которые иногда отсутствуют и почти всегда видны только под микроскопом. *Меланит* (анализ 17) соответствует ивазриту йолитов. *Рёнит* широко распространен в нефелиновых базальтах (анализ 18). *Титанит* встречается в небольших количествах в некоторых нефелинитах. *Эвдиалит* известен до сих пор только из одного месторождения в Тасмании.

§ 301. *Нефелиниты* по своему геологическому положению, минеральному составу и облику разделяются на несколько подгрупп; различают *нефелиновые долериты*, *нефелиниты в узком смысле*, *лейцитовые нефелиниты*, *мелилитовые нефелиниты* и *базальтоидные нефелиниты*.

Нефелиновыми долеритами называются крупнозернистые и более или менее миаролитовые нефилиниты, обладающие большей частью гипидиоморфно-зернистой, реже интерсертальной структурой и содержащие в довольно изменчивом относительном количестве нефелин, характерный для нефелиновых пород красно-бурый титансодержащий авгит, некоторое количество санидина и оливина, в отдельных случаях лейцит (Meiches), небольшое количество руды и много апатита и иногда также некоторое количество титанита. Нефелиновые долериты известны из Rossberg у Rossdorf в окрестностях Дармштадта, из Leubach с восточного края Langen Rhön, из Meiches в Vogelsberg, из Oberwiesental в Рудных горах, из Wickenstein у Querbach в Силезии, с Podhorn у деревни Abaschin в окрестностях Marienberg, из Gaute у Bensen и из Schanzberg у Schreckenstein (анализ 4) в окрестностях Aussig в Чехии, с горы Löbau (анализ 9) в Лаузице, из Puy de Saint-Sandoux в Оверни и из других мест. Там, где нефелиновые долериты встречаются, они образуют шлирообразные и жилообразные, часто быстро раздувающиеся и снова выклинивающиеся и нередко ветвящиеся массы в нефелиновых базальтах — и только в этих последних, точно так же как это наблюдается для пегматитов по отношению к гранитам. Подобно гранитным пегматитам они также не отделены резкой границей от вмещающей породы, и их авгиты иногда растут перпендикулярно к плоскости контакта с нефелиновым базальтом. Поэтому нефелиновые долериты, собственно говоря, не имеют геологической самостоятельности. По сравнению с нефелиновыми базальтами, в которых они встречаются, нефелиновые долериты обладают более высоким содержанием глиноземa и щелочей и более низким содержанием окислов железа и в особенности MgO. Таким образом они более богаты бесцветными и беднее цветными компонентами, как это имеет место также и в пегматитах по сравнению с гранитами.

Нефелиниты в узком смысле представляют собой геологически вполне самостоятельные типичные эффузивные породы, встречающиеся в потоках и жилах. Они обладают голокристаллически- или гипокристаллически-порфировой, а также витрофировой структурой и содержат в зеленой, синеватой или желтовато-зеленой, а также темносерой основной массе,

* [Опацитизирована.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	44,82	43,47	40,99	40,58	40,10	39,97	39,54	39,50	39,43	39,37	39,30	38,39	37,53
TiO_2	0,82	2,52	2,41	3,07	3,64	3,34	2,41	1,88	2,27	3,31	3,62	4,44	1,96
Al_2O_3	18,11	12,60	16,50	13,01	15,27	17,30	15,81	21,58	10,36	16,50	13,66	12,64	8,35
Fe_2O_3	7,34	9,85	10,62	4,72	10,13	7,41	10,06	3,22	13,19	2,28	7,42	7,40	13,81
FeO	3,63	3,53	—	6,09	1,85	3,05	1,80	6,10	3,98	7,97	4,45	6,15	5,01
MnO	0,24	1,74	0,35	0,62	0,08	0,09	0,25	—	сл.	0,06	0,08	0,02	1,02
MgO	2,92	4,11	3,29	5,25	4,59	3,82	4,31	2,61	5,52	4,48	4,46	6,46	5,94
CaO	10,61	11,96	12,63	13,57	12,08	10,53	12,47	8,60	15,50	10,22	11,37	14,17	10,96
Na_2O	5,65	3,25	5,95	2,95	4,78	5,14	5,27	7,19	4,23	4,73	5,78	4,35	3,31
K_2O	4,30	1,74	2,36	2,17	3,34	3,56	4,04	8,13	2,24	3,38	1,44	2,44	1,99
H_2O^+	0,78 [1]	4,14 [1]	2,63 [1]	4,87	2,93	4,11	1,52	0,42	0,81	4,77	4,53	1,62	9,33 [1]
H_2O^-	—	—	—	1,66	—	—	1,70	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,78	1,04	0,89	1,58	0,87	0,84	0,22	0,20	2,76	0,13	0,85	1,16	—
Σ	99,51	99,92	99,62	100,33	99,89	99,89	100,23	99,66	100,29	100,07	99,76	100,31	100,21
Уд. вес	—	—	2,91	2,856	2,91	2,86	2,81	2,801	3,058	2,82	2,79	3,10	—

1. Мелилитовый нефелинит — Кратер Ngoma, область озера Kiwu, восточная Африка — с 0,08 CuO, 0,03 Cl, 0,07 SO_3, следами Li_2O.

2. Нефелинит (с энигматитом) — Ternan при Угандской железной дороге, восточная Африка.

3. Нефелинит — Hochstraden, Штирия — с 0,36 Cl, 0,64 SO_3.

4. Нефелиновый долерит — Schanzberg близ Aussig, Чехия — с 0,09 Cl, 0,10 CO_2.

5. Лейцитовый нефелинит — вулкан Etinde, Камерун — с 0,23 CO_2.

6. Лейцитовый нефелинит — там же — с 0,14 Cl, 0,06 SO_3, 0,20 редких земель, 0,33 CO_2.

7. Мелилитовый нефелинит — Hannebacher Ley, область Лаахерского озера — с 0,24 SO_3, 0,59 CO_2.

8. Лейцит-мелилитовый нефелинит — кратер Niragongo, область озера Kiwu, восточная Африка — с 0,05 SO_3, 0,18 S.

9. Нефелиновый долерит — Löbauer Berg, Лаузиц.

10. Гаюинофир — вулкан Etinde, Камерун — с 2,14 SO_3, 0,09 Cl, 0,64 CO_2.

11. Гаюинофир — там же — с 2,17 SO_3, 0,48 Cl, 0,15 CO_2.

12. Нефелинит — там же — с 0,47 SO_3, 0,37 Cl, 0,23 CO_2.

13. Нефелинит — Karunga на озере Виктория, восточная Африка — с 1,00 CO_2.

[1] Потеря при прокаливании.

весьма изменчивого характера, вкрапленники пироксена и нефелина, к которым часто присоединяется один из минералов гаюиновой группы, реже некоторое количество титанита и в некоторых случаях также меланит. При голокристаллическом строении основная масса состоит из нефелина, нередко некоторого количества санидина, микролитов эгирин-авгита, а также эгирина и диопсида, перовскита, который иногда образует вкрапленники, различимые уже невооруженным глазом, и небольшого количества рудного минерала. В некоторых случаях нефелин в основной массе сопровождается также содалитом. В единичных случаях к этому присоединяется в переменном количестве желтовато-зеленый или очень светлозеленый до бесцветного стекловатый базис. Вкрапленники пироксена в подавляющем большинстве случаев принадлежат к эгирин-авгиту, и только в породах с ничтожным содержанием бесцветных компонентов он заменяется титансодержащим авгитом. Очень редко вместе с пироксеном встречается также роговая обманка. Эти нефелиниты имеют огромное распространение в восточноафриканских вулканах, как, напр., Meru, Oldonyo l'Engai, Shomboli, Mossonik, Essimingori, Oldonyo Sambu, Ruwenzori и др. Они также обильны у вулкана Etinde в Камеруне (анализ 12), на островах Зеленого мыса, на острове Тринидад. В Европе они известны из Monte Vulture у Melfi.

§ 302. *Лейцитовые нефелиниты* (Э. Эш) отличаются от просто нефелинитов только тем, что лейцит, встречающийся иногда в нефелинитах в качестве примеси, здесь становится существенной составной частью. Таким образом они являются типичным промежуточным звеном между лейцититами и нефелинитами и обладают такими же структурами и таким же соотношением между цветными и бесцветными компонентами, как и нефелиниты. При возрастании содержания кремнекислоты и щелочей нефелиниты переходят в фонолиты, а лейцитовые нефелиниты — в лейцитофиры. В качестве примеси, в состав породы входит мелилит, приближая породы этой подгруппы к следующей. Лейцитовые нефелиниты встречаются там же, где и нефелиниты. Они известны с вулкана Etinde в Камеруне (анализы 5 и 6), с островов Зеленого Мыса, с Meru и с озера Kiwu в восточной Африке. Витрофировая разность лейцитовых нефелинитов представлена так называемым тахилитом из Gethürms у Angerod в Vogelsberg.

Если мелилит из примеси превращается в существенную составную часть, то порода принадлежит к группе *мелилитовых нефелинитов*, особенно распространенных у Mount Elgon в районе Kiwu и в стране Nandi в восточной Африке. Эта группа, подобно другим нефелинитам, содержит породы, бедные цветными компонентами, и породы базальтоидного облика, богатые цветными компонентами, приводящие к мелилито-нефелиновым базальтам. Члены этого ряда представлены безоливиновой породой из Hannebacher L у (анализ 7) и содержащей оливин породой из Herchenberg (обе в Эйфеле).

В туфах различных нефелинитов восточной Африки, так же как и в рыхлых продуктах выбросов Соммы, встречаются обломки глубинных изверженных пород (эгириновый сиенит, пироксеновый фойяит, борола ит, якупиранит, тонкинит и ийолит), имеющих явную генетическую связь с излившимися породами.

Если акцессорно встречающийся в нефелинитах гаюин полностью или в значительной степени заменяет нефелин, то получается группа

гаюинофира, характеризующаяся высоким содержанием SO_3 (до 2,5%). Породы этой группы встречаются в Horberig у Oberbergen в Кайзерштуле (с примесью мелилита), в Среднебогемских горах, на Monte Vulture у Melfi более бедные, а у вулкана Etinde (анализы 10 и 11) более богатые цветными компонентами, на островах Зеленого Мыса и у Fernando di Noronha против мыса Рок, у побережья Бразилии.

Базальтоидные нефелиниты по своему минералогическому составу не отличаются от описанных до сих пор типов и большей частью повторяют те же комбинации минералов, а следовательно имеют и их химический состав. Наиболее характерным для них является внешний облик. Они представляют собой серые, очень плотные микрозернистые породы, гипидиоморфно- до панидиоморфно-зернистой, а чаще гипокристаллической структуры с невсегда значительным преобладанием цветных компонентов. Базальтоидные нефелиниты распространены в виде жил и мелких куполов в Рудных горах (Neudorf у Annaberg, Königswalde, Seifen, Oberwiesental, Johanngeorgenstadt и др.), в Чехии (Salzberg у Schlan, горы Duppau, Leipa и др.), у Hochstraden в Штирии (анализ 3), на Канарских островах, на островах Зеленого Мыса и др.

§ 303. *Нефелиновые базальты*, хотя и связаны с нефелинитом переходными формами, все же в типичных случаях отличаются от них так же, как лейцитовые базальты от лейцититов. Количество нефелина уменьшается, количество оливина и авгита увеличивается, и это сказывается на анализе породы, показывающем обычно более низкое содержание Al_2O_3 и щелочей и более высокое MgO, CaO и окислов железа. Это весьма однообразные породы, большей частью отчетливо порфировые через оливин и авгит с афанитовой или очень мелкозернистой темносерой или черной основной массой. Нефелин встречается только в основной массе и никогда не бывает в виде вкрапленников. К нормальным составным частям — оливину, авгиту, нефелину, титано-магнетиту и апатиту — присоединяются очень часто некоторое количество санидина и нередко известково-натровый полевой шпат, обусловливающие переходы к нефелиновым тефритам и трахидолеритам, и реже — некоторое количество лейцита. Появление гаюиновых минералов здесь также вызывает уменьшение содержания нефелина. Перовскит, совершенно отсутствующий в нормальных типах, появляется вместе с мелилитом в породах, относящихся к подгруппе мелилито-нефелиновых базальтов. Другая подгруппа получается при вхождении в состав породы эвдиалита. Небольшое содержание Cr_2O_3, обнаруживаемое весьма тщательными анализами, получается за счет включений хром-шпинели в оливине. В нефелиновых базальтах, равно как и в лейцитовых базальтах и трахидолеритах, встречаются описанные при плагиоклазовых базальтах (см. § 261) оливинитовые включения. Содержание SiO_2 в нефелиновых базальтах только на немного и редко превышает 40% и спускается до 38%.

Нефелиновые базальты имеют в Германии очень широкое распространение. Так, они встречаются в отдельных массах в сообществе мелилитовых базальтов швабского альба (Eisenrüttel у Gächingen, Gaisbühl у Reutlingen, в районе Urach), у Hauenstein юго-западнее Hornberg в Шварцвальде, многочисленны у Кайзерштуля (Litzelberg у Sasbach, Sponeck, Burckheim, Haggasse у Oberschaffhausen — в последнем месте с гаюином) и в Breisgau (Schönberg, Handschuhshof и другие пункты у Фрейбурга, Maleck у Emmendingen, Mahlberg в Breisgau и др.), в Bau-

land и в Оденвальде (Neckarelz, Neckarbischofsheim, Annerbach на Bergstrasse, Ötzberg у Hering — здесь с гаюином, окрестности Дармштадта) и до долины Майна. Здесь находится месторождение у Rossdorf (отчасти с содержанием гаюина), знаменитое включениями красного лежня, сплавленного в стекло (гидротрахилит). Они также многочисленны в нижнерейнской вулканической области—отчасти с содержанием гаюина и мелилита, в Нижнем Гессене, в Вестфалии, в Тюрингии, между Тюрингенским Лесом и Röhn, в Röhn, в Vogelsberg, во Франкской юре, в Рудных горах и Vogtland, в Лаузице, в Среднебогемских горах, в Сосновых горах. Из других стран Европы они известны в Штирии, в Schönen в Швеции, в Галисии и Mancha в Испании, в южной Португалии, в Roveredo в южном Тироле. Не европейские месторождения известны в Троаде, в Takut у Ghadames в Триполи, на островах Зеленого Мыса, в Fernando di Noronha, в северном Парагвае, в провинциях Cordoba и Salta в Аргентине, в Bearpaw Mountains в Монтане, на острове Ponape (из группы Каролинских), в Новом Южном Уэльсе и Тасмании (Австралия) и в Meru и его окрестностях в восточной Африке.

[В Союзе нефелиниты и нефелиновые базальты известны с Кольского полуострова. В хибинских же тундрах встречены и нозеановые базальты.]

§ 304. *Мелилито-нефелиновые базальты* получаются из нефелиновых базальтов при увеличении содержания акцессорного мелилита; при дальнейшем увеличении последнего получаются — через нефелино-мелилитовые базальты — настоящие *мелилитовые базальты*. Они отличаются от нормального нефелинового базальта также присутствием обильного перовскита и небольшого количества хромита, от которого зависит обнаруживаемое анализами содержание Cr_2O_3. В отличие от нефелиновых базальтов их химический состав характеризуется содержанием $SiO_2 < 39\%$, более высоким содержанием MgO, почти равным или даже превышающим количество извести в породе. Подобно нефелинитам они очень легко желатинизируют с HCl, причем в растворе наблюдается значительное количество $CaCl_2$, который отсутствует при обработке HCl нефелиновых базальтов. Санидин до сих пор нигде не доказан. Мелилит-нефелиновые базальты значительно распространены в области Hegau и Randen (анализ 11) в южном Бадене (Osterbühl южнее Leipferdingen, Haslach севернее Watterdingen, Höwenegg южнее Immendingen, Neuhöwen и Hohenhöwen у Engen, Hohenstoffeln у Westerdingen, Riedöschingen). В месторождении Wartenberg у Geisingen (анализ 14) в окрестностях Donaueschingen они примыкают к мелилитовым базальтам швабского альба. Далее они известны из Нижнего Гессена (Fritzlar, Lohne и т. д.), из Вестфалии (Hohenberg у Bühne — анализ 15), из Чехии в рыхлых продуктах выбросов Kammerbühl и Eisenbühl у Eger, интересные содержанием лейцита и гаюина. Внеевропейские месторождения имеются на Гавайских островах, Оаху и Мауи в группе Сандвичевых островов (анализы 17 и 18), в Uvalde в Техасе (анализ 16) и в районе Hobart в Тасмании (анализ 19). Мелилит очень легко превращается в этих породах в аггрегат волокнистых цеолитов, и при этом, так же как и при подобном замещении нефелина, в породе возрастает содержание воды.

Мелилит-нефелиновый базальт из Schannon Tier у Hobart в Тасмании содержит в некоторых образцах акцессорный эвдиалит. В других образцах того же месторождения мелилит полностью вытесняется эвдиалитом, так что они представляют собой уже *эвдиалит-нефелиновые ба-*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	44,69	43,62	42,02	41,20	40,72	40,40	39,94	39,92	38,99	38,88	38,86
TiO_2	1,00	1,02	3,16	2,15	0,99	2,68	2,00	2,70	2,99	2,89	2,40
Al_2O_3	16,18	15 45	13,54	14,83	15,03	14,74	15,87	8,60	11,80	11,34	9,58
Fe_2O_3	4,88	4,94	2,18	4,64	5,52	6,05	1,15	4,40	8,96	10,28	7,02
FeO	6,93	6,65	8,57	7,91	6,86	6,17	9,77	8,00	9,48	2,34	4,34
MnO	0,22	0,40	0,32	—	0,18	—	0,46	0,24	—	—	—
MgO	6,52	7,56	10,89	11,17	8,29	9,05	11,36	20,17	7,42	10,00	15,60
CaO	10,41	9,63	13,40	12,14	13,95	12,16	12,69	10,68	11,34	15,13	12,54
Na_2O	3,58	3,91	3,44	2,76	4,01	3,33	3,03	1,91	3,92	2,72	3,28
K_2O	2,66	2,54	0,86	1,51	2,34	1,14	0,87	1,03	1,62	2.58	1,79
H_2O^+	2,41	2,25	1,79	1,30[1]	0,32	3,66	1,41	1,45	1,88	2,36	3,75[1]
H_2O^-	—	—	—	—	0,12	0,48	—	0.43	—	—	—
P_2O_5	0,56	0,83	0,52	0,13	1,75	—	0,82	0,51	1,32	1,05	0,55
Σ	100,86	99,87	100,89	99,74	100,08	100,17	99,91	100,45	90,72	99,82	99,71
Уд. вес	—	—	—	—	—	3,07	—	3,200	—	3,049	—

	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	38,57	38,36	38,06	37,98	37,96	37,50	36,34	36,17	36,03	35,69
TiO_2	1,30	2,83	2,96	2,02	2,93	3,21	2,89	2,15	1,13	2,70
Al_2O_3	15,69	12,94	9,97	9,30	10,14	9 12	10,14	11,88	15,19	13,27
Fe_2O_3	8,60	7,06	5,59	5,96	3,69	5,59	6,53	11,37	5,94	4,03
FeO	9,09	5,68	5,78	5,86	7,59	8,81	10,66	4,17	9,55	9,70
MnO	0,24	—	сл.	сл.	0,22	0,15	0,20	сл.	0,17	0,60
MgO	8,62	9,98	15,06	17,13	14,69	13,72	10,68	14,22	8,60	10,77
CaO	9,29	14,75	15,22	10,38	16,28	13,85	13,10	11,54	15,52	15,63
Na_2O	5,10	3,59	1,81	3,50	2,18	2,69	4,54	5,38	4.23	4,18
K_2O	1,81	3,44	0,94	2,03	0,69	0 63	1,78	2,07	1,85	1,31
H_2O^+	0,93	0,54	3,55[1]	2,74	1,82	2,35	1,00	—	0,58[1]	0,02
H_2O^-	—	—	—	—	0,39	1,05	1,00	—	—	0,68
P_2O_5	0,47	0,86	0,57	0,31	1,13	0,90	1,02	0,84	1,38	1,52
Σ	99,83	100,12	100,31	100,15	100,13	100,19	100,07	99,79	100,38	100,10
Уд. вес	—	3,132	—	3,072	3,150	—	—	3,147	3,079	—

1. Биотит-гаюиновый базальт — Wesseln, район Polzen, северная Чехия — с 0,33 SO_3, 0,49 CO_2.
2. Биотит-гаюиновый базальт — там же — с 0,32 SO_3, 0,75 CO_2, следами Cl.
3. Нефелиновый базальт — Pechsteinkopf у Dürkheim, Рейнский Пфальц — с 0,06 Cl, 0,05 SO_3, 0,09 CO_2.
4. Нефелиновый базальт — Lobosch, Средне-богемские горы.
5. Нефелиновый базальт — Yankee, Новая Мексика, США.
6. Нефелиновый базальт — Litzelberg близ Sasbach, Кайзерштуль — с 0,31 CO_2.
7. Нефелиновый базальт — Saubernitz, Средне-богемские горы — с 0,54 CO_2.
8. Нефелиновый базальт — Black Mt., Uvalde co., Техас — с 0,14 Cr_2O_3, 0,04 V_2O_3, 0,06 NiO, 0,04 SrO, 0,06 BaO, 0,07 F, следами Li_2O, Cl, S.
9. Нефелиновый базальт — остров Ponape, Тихий Океан.
10. Нефелиновый базальт — Feuerberg у Hohenfels, Эйфель — с 0,25 S.
11. Мелилит-нефелиновый базальт (бомба) — Hohenhöwen, Hegau.
12. Мелилит-нефелиновый базальт — Budikow, район Polzen, северная Чехия — с 0,12 CO_2.
13. Нефелиновый базальт (с некоторым количеством лейцита)—Sellbusch, Эйфель— с 0,09 S.
14. Мелилит-нефелиновый базальт — Wartenberg близ Geisingen, Баден — с 0,05 Cr_2O_3, 0,75 (Ni, CO)O.
15. Мелилит-нефелиновый базальт — Hohenberg близ Bühne, Вестфалия — 2,40 редких земель, 0,09 Cl, 0,09 S, 0,36 CO_2, следами SrO.

16. Мелилит-нефелиновый базальт — Uvalde, западный Техас, США — с 0,08 Cr_2O_3, 0,05 V_2O_3, 0,04 NiO, 0,05 SrO, 0,06 BaO, 0,04 S, 0,03 SO_3, 0,07 F, следами Li_2O, Cl.
17. Мелилит-нефелиновый базальт — Kilauea, Гавайские острова — с 0,02 ZrO_2, 0,07 Cr_2O_3, 0,04 NiO, 0,05 SrO, 0,07 BaO, 0,05 V_2O_3, 0,05 Cl, 0,27 CO_2, следами S.
18. Мелилит-нефелиновый базальт — Гонолулу, Оаху, Гавайские острова — 0,04 S, 0,15 CO_2.
19. Мелилит-нефелиновый базальт — Shannon Tier, Тасмания.
20. Эвдиалит-нефелиновый базальт — Shannon Tier, Тасмания — с 0,21 ZrO_2.
21. Мелилит-нефелиновый базальт — Buschmühle близ Sebusein, Средне-богемские горы.

[1] Потеря при прокаливании.

зальты. Это тонкозернистые или плотные породы зеленовато-серого цвета, состоящие из оливина, светло-буровато-фиолетового или почти бесцветного титанистого пироксена, некоторого количества светложелтой слюды, нефелина, эвдиалита, содалита, перовскита, магнетита, апатита и неопределимого ближе силиката извести, подобного оливину (анализ 20). *

§ 305. Анализы 1—13 на стр. 434 дают картину состава нефелинитов, а анализы 1—21 на стр. 438—состава нефелиновых и мелилит-нефелиновых базальтов. Содержание глинозема сильно колеблется и зависит главным образом от соотношения между нефелином и цветным компонентом. Анализ 1 на стр. 438 показывает большое количество Al_2O_3, высокое содержание щелочей и обилие K_2O; эта порода содержит много слюды, а также гаюин и бесцветное стекло, вероятно нефелинового состава. Анализ 8 является крайностью другого рода: низкое содержание глинозема, связанное с высоким содержанием MgO, характеризует этот весьма богатый оливином пикритовый базальт. Содержание SiO_2 колеблется в нефелинитах и нефелиновых базальтах в весьма небольших пределах, что объясняется небольшой разницей содержания SiO_2 в главных минералах этих пород. Наиболее бедны кремнеземом мелилит-нефелиновые базальты.

Семейство мелилитовых базальтов

§ 306. *Мелилитовые базальты* [1] (Штельцнер) *представляют собой светлосерые до темносерых порфировые, редко зернистые эффузивные породы, большей частью с тонко-, реже с мелкозернистым строением основной массы. Последняя состоит главным образом из мелилита, оливина, авгита, перовскита, хромита или хром-шпинели, магнетита и апатита. Во вкрапленниках почти всегда встречаются оливин и авгит.* Из случайных примесей наиболее часто встречается биотит, нередко некоторое количество нефелина и очень редко содалитовый минерал. Все мелилитовые базальты легко желатинизируют с HCl, причем бо́льшая часть породы растворяется (анализы 3 a и 3 b). Раствор богат известью и беден щелочами, что может служить для отличия от нефелиновых базальтов.

---

* [Это в действительности, как недавно определено, известковый оливин, т. е. монтичеллит, встречающийся иногда и в альнёитах.]

[1] Штельцнер открыл и определил мелилитовый базальт в 1882 г. Высокое содержание CaO в растворимой в HCl части этих пород дало повод еще Роту предполагать здесь мелилит в качестве составной части.

Мелилит бывает представлен то в одной, то в двух генерациях. Он имеет всегда форму квадратных, восьмиугольных или округлых табличек, которые могут быть замечены и в очень плотной породе, если осколок таковой положить на некоторое время в соляную кислоту; после высушивания мелилит благодаря желатинизации обнаруживается в виде мелких беловатых землистых пятен и узких полосок (последние представляют поперечные разрезы). Анализ а показывает состав мелилита из породы в Owen. Однако, судя по изменению оптических свойств—большей частью отрицательного, но не очень редко и положительного характера — и по изменчивому двупреломлению, состав мелилита в различных породах должен быть различен. Мелилит необычайно легко изменяется с образованием цеолитовых аггрегатов (деекеит?), к которым часто присоединяется кальцит. *Оливин* (анализ b) является постоянным спутником мелилита обычно только в интраталлурической генерации, но в некоторых случаях и в генерации эффузивного периода. Его свойства такие же, как и оливина в других базальтах. Нередко двойникование по призме (011). *Авгит* большей частью представлен двумя генерациями. Обычно зональное строение. В проходящем свете он то серо-зеленоватый, то красновато-буроватый. Относительное количество мелилита и авгита изменяется таким образом, что их сумма остается постоянной. Следовательно мелилит заменяет авгит, а не полевой шпат. *Перовскит* образует мелкие, определимые только микроскопически, серые или бурые октаэдры. Вместе с *хромитом* или хром-шпинелью, *рудным минералом* и *апатитом* он относится к наиболее ранним продуктам кристаллизации магмы и, как эти последние, встречается в виде включений во всех других минералах. *Слюда* здесь представлена не сильно абсорбирующим темнобурым биотитом базальтов, а скорее по своим оптическим свойствам — слабо абсорбирующей разностью, плеохроирующей от светлобурой до желто-бурой окраски (в проходящем свете) — и приближается к слюде периодотитов. В некоторых случаях встречается акцессорный *гранат*.

	1	2	3	3a	3b	4	a	b
SiO_2	37,01	34,03	33,89	32,73	1,16	33,54	44,76	39,12
TiO_2	3,21	2,69	0,64	—	0,64	2,76	—	—
Al_2O_3 . . .	8,71	8,41	9,93	8,57	1,36	9,89	7,90	—
Fe_2O_3 . . .	7,26	3,13	15,63	13,76	1,87	12,04	5,16	—
FeO	6,71	6,67	—	—	—	1,85	1,39	13,16
MnO . . .	—	—	сл.	сл.	—	—	—	—
MgO . . .	14,83	14,68	16,14	15,23	0,91	10,71	8,60	44,80
CaO . . .	15,85	18,20	15,19	13,94	1,25	17,20	27,47	—
Na_2O . . .	2,63	4,58	2,86	2,86	—	3,48	2,65	—
K_2O	1,84	1,69	—	—	—	2,37	0,33	—
H_2O	1,78	4,02	2,90	2,90	—	2,34	1,42	—
P_2O_5	сл.	1,10	1,41	1,41	—	1,44	—	—
Σ	99,97	100,14	100,00	92,81	7,19	99,66	99,68	100,08
Уд. вес . .	—	—	3,04	—	—	3,03	2,99	3,32

1. Мелилитовый базальт — Neuhöwen близ Stetten, Hegau — с 0,14 Cr_2O_3, 0,06 гигроскопической воды.
2. Мелилитовый базальт (с нозеаном) — Grabenstetten, Rauhe Alb — с 0,94 SO_3, следами CO_2.
3. Мелилитовый базальт — Hochbohl близ Owen, Rauhe Alb — с 1,41 CO_2, следами Cr_2O_3.
   Вычислено из следующих анализов:
   3a. Часть 3, растворимая в HCl = 92,81%, с 1,41 CO_2.
   3b. Часть 3, нерастворимая в HCl=7,19%, со следами Cr_2O_3.
4. Мелилитовый базальт (содержит нефелин) — Killerkoff, Эйфель — с 0,18 S, 1,86 CO_2.
   a. Мелилит из породы 3.
   b. Оливин из 3, со следами NiO и 3% вещества, не разлагаемого HCl.

По химическому составу мелилитовые базальты тесно примыкают к мелилит-нефелиновым базальтам. Подобно близкому по составу, но отличающемуся по своему геологическому положению альнёиту,

их химический состав имеет явно выраженный лампрофировый характер. Легкая изменяемость * с образованием цеолитов, серпентина и карбонатов обусловливает вскипание при смачивании соляной кислотой.

Структура мелилитовых базальтов преимущественно голокристаллически-порфировая. Нередка также почти зернистая структура, образующаяся при соединении интрателлурического периода кристаллизации с эффузивным периодом. Гипокристаллически-порфировые структуры встречаются редко.

Мелилитовые базальты встречаются только в областях щелочных эффузивных пород и особенно часто в сообществе с нефелиновыми породами и трахидолеритами. Главной областью их распространения в Германии является Швабский Альб (Hochbohl и Bölle у Owen, Neuhausen у Urach, Jusiberg у Neuffen и т. д.). В месторождении у дороги из Grabenstetten в Urach они содержат нозеан (анализ 2). Здесь они образуют жилы и жерловины и находятся в тесной связи с мелилит-нефелиновыми и нефелин-мелилитовыми базальтами Wartenberg у Geisingen, Hegau и Rand. Далее они известны в области Hassberge у Kimmelbach в Баварии (здесь содержат гаюин), из Саксонской Швейцарии (Forsthaus, Zeughaus и Goldstein), в помологическом саду у Görlitz в Лаузице, в районе Zwota в Саксонии и в единичных случаях в Эйфеле (анализ 4). Мелилитовые базальты, повидимому, широко распространены в восточноафриканской вулканической области. Они описаны из Мадагаскара, из земли Galla, из Oldonyo Engai и из Makinga (здесь отчасти нефелинсодержащие) и с северного берега озера Kiwu (с содержанием лейцита). Порода из ущелья Singa (северо-восточнее вулкана Oldonyo Engai) состоит из отдельных микроскопических вкрапленников оливина, весьма обильных вкрапленников мелилита и перовскита и небольшого количества основной массы, состоящей из мелилита и перовскита второй генерации, обильного магнетита, небольшого количества авгита и несколько большего количества стально-синего арфведсонита.

[«Мелилитовые базальты (альнёиты)» указываются — наряду со щелочными базальтами — с Кольского полуострова (Турий полуостров).]

В Швабском Альбе мелилитовые базальты сопровождаются туфами; последние принадлежат к типу лапиллиевых и мелкообломочных туфов.

Семейство лимбургитов и авгититов

§ 307. Лимбургиты[1] и авгититы — так же как трахидолериты, тефриты и базаниты, лейцитовые нефелиновые и мелилитовые породы — являются эффузивными представителями тералитовой магмы. Они могут быть кратко охарактеризованы как тералитовые эффузивные породы без существенного участия в их составе полевых шпатов и фельдшпатидов. Таким образом по своему качественному минералогическому составу они соответствуют перидотитовым и пироксенитовым крайним членам эссекситов; однако количественный минералогический и химический состав противоречат этому. Последний совершенно отчетливо показывает, что

* [В подлиннике «выветриваемость».]

[1] Лимбургитовый тип был установлен и назван в 1872 г. Розенбушем в месторождении Кайзерштуля; одновременно его описал из Чехии под именем *магма-базальта* Божицкий. Авгитовый тип был в 1884 г. одновременно открыт и описан Дельтером с островов Зеленого Мыса и Цуйовичем — из Андов в Венесуэле.

эти породы содержат в переменном количестве материал для образования полевых шпатов и фельдшпатидов. Отсутствие этих минералов, которые являются обычно наиболее поздними в ряду последовательного выделения минералов из магмы, объясняется тем, что кристаллизация породы прекратилась раньше, чем закончилось выделение цветных компонентов. Все лимбургиты и авгититы содержат стекло, которое при раскристаллизации дало бы полевые шпаты и фельдшпатиды. Эти породы обладают — все без исключения — гипокристаллической до витрофировой структурой.

Лимбургиты и авгититы, для которых нам точно известна геологическая ассоциация, встречаются совместно с фонолитами, трахидолеритами, тефритами, нефелиновыми и лейцитовыми породами, т. е. в областях распространения несомненной фойяито-тералитовой магмы. Не известно ни одного случая, в котором химический состав определенно указывал бы на принадлежность их к щелочноземельным породам, хотя возможно предполагать, что и настоящие полевошпатовые базальты, т. е. эффузивные представители габбровой магмы, могут давать лимбургитовые и авгититовые разности.

Лимбургиты и авгититы отличаются между собой только тем, что в первых в качестве существеной составной части присутствует оливин, в то время как в последних он отсутствует или является примесью.

§ 308. *Лимбургиты представляют собой порфировые эффузивные породы базальтического облика, содержащие в темносерой до черной, редко темно-красновато-бурой афанитовой стекловатой основной массе вкрапленники оливина и авгита и очень редко роговой обманки (амфиболовые лимбургиты). Их основная масса состоит из стекловатого базиса с существенным количеством оливина и авгита и примесями магнетита или ильменита и апатита.* В качестве случайных примесей редко и в небольшом количестве встречаются известково-натровый полевой шпат, нефелин или один из содалитовых минералов и иногда обильные биотит и рёнит. В лимбургитах чаще, чем в плагиоклазовых базальтах и трахидолеритах, встречаются такие же, как и в последних, оливинитовые включения.

Вкрапленники авгита в лимбургитах резко идиоморфны и табличаты по первому пинакоиду (100); они относятся, по своим свойствам и химическому составу (анализы 1—3) преимущественно к титан-авгиту и имеют, как правило, структуру песочных часов. Повидимому реже они имеют характер базальтического авгита (анализы 4 и 5). Вокруг обеих разностей нередко наблюдаются узкие каемки эгирин-авгита. Авгиты основной массы часто дают тончайшие фигуры роста, особенно характерные для разностей богатых стеклом; они обычно окрашены иначе, чем вкрапленники. Вкрапленники *оливина*, часто богатого железом (гиалосидерит), подвергаются нередко в значительной степени магматической коррозии, которая может нарушить их идиоморфный облик. Авгиты также бывают нередко корродированы, но не в такой степени, как оливин. В основной массе оливин в некоторых случаях отсутствует; там, где он встречается, он является идиоморфным. *Рудный минерал* и *апатит* всегда присутствуют; количество первого быстро и заметно падает вместе с появлением и увеличением содержания рёнита. *Бурая роговая обманка* кой-где дает редкие вкрапленники, образовавшиеся раньше авгита. Там, где она более обильна, количество оливина уменьшается. Таким образом получается тип *амфиболовых лимбургитов* (Ван-Вервеке). *Полевой шпат, нефелин* и *гаюин* указывают на родство с другими тералитовыми эффузивными породами *, и при увеличении их содержания получаются промежуточные и переходные породы. *Стекловатый базис*, количество которого сильно колеблется, окрашен то в темнокрасный, то

* [См., как всегда в таких случаях, примечание к началу этого отдела; всюду правильнее было бы говорить «порфиролитами».]

в желтоватый или буроватый цвет, то бывает бесцветный; густота окраски стекла увеличивается с возрастанием количества последнего. Там, где оно обильно, оно часто относится, судя по высокому содержанию воды в анализах, к богатым водой смолянокаменным стеклам и придает обычно матовой основной массе смолистый блеск. Стекло это обусловливает отчасти низкий удельный вес лимбургитов и авгититов и частое появление в них миндалекаменной текстуры. В некоторых случаях стекловатый базис легко желатинизирует с HCl, в других случаях нет.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	44,65	43,85	47,11	46,72	46,94	47,22	52,67
TiO_2 . . .	2,93	3,14	5,02	—	—	сл.	0,60
Al_2O_3 . . .	6,62	6,19	9,23	6,90	5,67	6,46	4,84
Fe_2O_3 . . .	5,02	6,99	2,89	3,31	6,18	—	2,07
FeO . . .	3,87	3,70	3,85	3,30	5,43	4,37	5,11
MgO . . .	14,76	11,89	9,80	16,10	14,18	15,99	32,82
CaO . . .	20,32	22,44	20,15	21,36	17,83	20,75	1,55
Na_2O . . .	1,29	1,50	1,38	0,87	1,83	2,41	0,94
K_2O	0,49	0,50	0,30	0,82	—	2,64	
Σ	99,95	100,20	100,27	99,38	98,06	99,84	100,60
Уд. вес . .	3,411	—	—	3,398	—	3,304	3,959

1. Авгит из лимбургита — Limburg.
2. Авгит из лимбургита — Limburg.
3. Титан-авгит из лимбургита — Osobita-Bobrowiec, Татры — с 0,25 MnO, 0,29 H_2O.
4. Авгит из лимбургита — Reichenweiher.
5. Авгит из лимбургита — Pedra Molar, S. Antão.
6. Авгит из оливинитовых включений в лимбургите из Reichenweiher.
7. Бронзит из оливинитовых включений в лимбургите из Reichenweiher.

По своему тералитовому *химическому характеру* лимбургиты и авгититы имеют большое сходство с тефритами, трахидолеритами и особенно с нефелиновыми базальтами. Лимбургитовые формы лейцитовых пород до сего времени известны только в единичных случаях из восточной Африки.

Лимбургиты встречаются в двух различных типах геологических условий залегания: как настоящие эффузивные породы в потоках, куполах и жилах вместе с другими тералитовыми эффузивами и в виде члена жильной серии нефелиновых сиенитов. В качестве типичного примера первого случая можно рассматривать горные породы из потока близ Limburg у Sasbach в Кайзерштуле. Эти породы (анализ 10—12 на стр. 444) богаты основной массой, в свежем состоянии обладающей смоляным блеском и окрашенной в темный буро-черный цвет, а в измененном — матовой буроватой или желтоватой. В ней содержатся многочисленные вкрапленники черного титана-авгита и золотисто-желтого гиалосидерита, а также большое количество миндалин, заполненных цеолитами (филлипсит, файязит, анальцим) или карбонатами (кальцит и арагонит). К этой же области относятся породы из Reichenweiher в Эльзасе с оливинитовыми включениями, авгит и бронзит которых представлены анализами 6 и 7 на этой стр., из Rehgraben у Nierstein и из многочисленных жил в окрестностях Дармштадта, Langen, Messel, Zwingenberg и др. Далее они встречаются в Таунусе, в нижнерейнской вулканической провинции, многочисленны в Гессене (анализы 4,7 и 15 на стр. 444), в Тюрингии, в Röhn (анализы 5 и 9), в Саксонии и в Лаузице (анализ 14), а также в Сосновых горах и в Чехии. Вне Германии они известны из Schonen (Швеция) и в единичных случаях из Вичентинского района, из Mont Dore, из Испании.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	46,71	44,98	44,80	43,21	42,55	42,32	42,21
TiO_2	1,74	2,19	4,01	2,15	2,59	2,17	1,90
Al_2O_3	12,46	14,77	15,51	13,22	10,75	12,11	17,45
Fe_2O_3	3,00	3,70	2,35	5,74	4,92	4,97	5,90
FeO	9,03	7,69	8,52	7,34	6,60	6,13	6,60
MnO	—	0,39	0,08	—	сл.	0,14	—
MgO	9,56	5,35	8,83	13,03	15,51	15,21	11,00
CaO	11,61	15,40	9,91	9,82	10,80	9,78	12,60
Na_2O	3,10	2,51	2,99	2,88	2,94	2,66	1,12
K_2O	1,06	1,02	2,29	1,61	1,57	1,92	0,87
H_2O^+	1,11[1]	1,13[1]	0,16	2,47[1]	0,57[1]	2,17	0,98
H_2O^-	—	—	0,09	0,76	—	—	—
P_2O_5	0,33	0,51	0,68	—	0,48	0,26	0,93
Σ	99,76	99,69	100,35	102,23	99,83	101,56	101,56
Уд. вес	—	—	—	—	—	3,069	—

	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	42,06	41,90	41,47	41,44	41,14	40,92	40,70
TiO_2	1,93	2,28	2,84	3,36	3,46	5,43	1,55
Al_2O_3	12,18	13,83	11,91	14,16	12,67	11,85	14,89
Fe_2O_3	2,67	6,27	10,99	5,97	4,72	5,72	7,05
FeO	7,89	4,59	4,04	6,15	7,25	8,89	6,81
MnO	—	—	—	—	—	0,25	—
MgO	11,47	13,17	6,56	8,67	11,30	8,12	9,92
CaO	11,29	11,40	13,87	12,22	12,02	12,23	12,21
Na_2O	5,10	2,21	3,07	2,01	2,80	2,18	2,78
K_2O	1,07	0,34	1,58	2,77	1,27	2,18	1,17
H_2O^+	3,08	3,87	0,77	1,67	2,60	0,75	1,39
H_2O^-	—	—	1,18	0,68	0,74	0,20	—
P_2O_5	0,34	—	0,57	0,31	—	0,98	0,76
Σ	100,05	99,86	100,24	99,86	100,05	99,70	99,23
Уд. вес	2,968	—	3,03	3,00	3,06	—	3,046

	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	40,66	39,11	38,62	38,30	36,87	43,50	43,35
TiO_2	1,77	2,51	1,86	2,85	3,16	2,55	2,43
Al_2O_3	17,21	14,05	13,90	16,90	10,54	14,74	11,46
Fe_2O_3	4,14	3,25	5,97	5,95	7,38	6,53	11,98
FeO	8,21	8,65	8,65	8,35	7,24	5,32	2,26
MnO	—	—	0,30	—	—	—	—
MgO	11,69	12,61	11,21	9,20	11,90	3,19	11,69
CaO	9,03	14,70	15,54	10,40	13,78	14,93	7,76
Na_2O	3,34	2,82	2,01	3,05	1,07	3,49	3,88
K_2O	1,60	0,85	0,57	1,75	0,73	2,11	0,99
H_2O^+	0,38	2,12[1]	1,46[1]	3,55	6,02	3,69	2,41
H_2O^-	0,14	—	—	—	—	—	0,59
P_2O_5	0,82	0,70	0,60	—	0,96	0,61	1,54
Σ	100,25	101,42	100,69	100,30	100,22	100,66	100,34
Уд. вес	—	—	—	—	—	2,932	2,974

[1] Потеря при прокаливании.

1. Лимбургит — Adolf -Friedrichkegel на озере Kiwu, Центральная Африка — с 0,5 SO_3, следами Cl.
2. Лимбургит — там же — с 0,05 ZrO_2, следами SrO.
3. Лимбургит — Fuente San Roque у Olot, Каталония — с 0,13 NiO.
4. Лимбургит — Obersteinberg близ Neuhof, Верхний Гессен.
5. Лимбургит — Lösershag, южный Rhön — с 0,42 Cr_2O_3, 0,13 CoO.
6. Лимбургит — Schaumburg близ Kassel — с 0,94 редких земель, 0,16 Cl, 0,62 CO_2, следами SO_3.
7. Лимбургит — Stellberg близ Homberg a. d. Efze, Нижний Гессен.
8. Лимбургит — Hahn близ Holzhausen, Habichtswald — с 0,88 редких земель, 0,09 S, следами SrO, Cl.
9. Лимбургит — Hundskopf близ Lengsfeld, Rhön.
10. Лимбургит — Limburg в Кайзерштуле — с 0,09 Cl, 0,55 SO_3, 0,75 CO_2; средний поток.
11. Лимбургит — там же — с 0,22 Cl, 0,23 CO_2; самый молодой поток.
12. Лимбургит — там же — с 0,08 CO_2; самый старый поток.
13. Лимбургит — Mazy, Мадагаскар.
14. Лимбургит — Nonnenwald близ Lauban, Лаузиц.
15. Лимбургит — Staufenberg близ Lollar, Верхний Гессен —с 0,16 SO_3, 1,10 CO_2.
16. Лимбургит — мыс Manuel, Сенегал.
17. Лимбургит — вершина Dakar, Cabo Verde, западная Африка.
18. Лимбургит — Слоновое озеро, Камерун.
19. Лимбургит — Marthahöhe, Blatt Krummhübel, Исполиновые горы — с 0,13 S, 0,44 CO_2, следами SO_3.
20. Авгитит—Limburg в Кайзерштуле.
21. Авгитит — Hutberg близ Tetschen, Средне-богемские горы.

Они весьма распространены на островах Зеленого Мыса и у Dakar на противолежащем берегу африканского материка (анализ 17), а также у вулкана Meru, у озера Kiwu (анализы 1 и 2), у Килиманджаро и в других местах восточной Африки. На американском континенте их месторождения находятся в Fernando de Noronha, у Cerro Tacumbu в Парагвае и в провинциях Аргентины Salta и Jugui. Далее можно назвать месторождения с архипелага Самоа, с Таити, с Тринидада в южной части Атлантического океана и с озера Далай-нор в Монголии.* В Восточном Лотиане у Haddington (Шотландия) лимбургиты встречаются в нижнекаменноугольном излиянии в сообществе с драхенфельз-трахитами и фонолитами.

В качестве жил, сопровождающих элеолитовые сиениты и щелочные сиениты, лимбургиты известны из Serra de Monchique в Португалии, в окрестностях Рио-де-Жанейро и в долине Ribeira в штате S. Paulo (Бразилия) из S. José (Tamaulipas в Мексике) и из прихода Kuolajärwi в Финляндии.

§ 309. *Авгититы* отличаются от лимбургитов уменьшением содержания или полным отсутствием оливина. Они являются породами гораздо более редкими и на европейском континенте в значительных излияниях известны только из Среднебогемских гор в районе Tetschen (анализ 2) и из области Duppau; в единичных случаях они встречаются в Limbourg у Sasbach в Кайзерштуле (анализ 20), в Barraque на Верхней Луаре и на Канарских островах. Главная область распространения авгититов находится на архипелаге островов Зеленого Мыса, на древней платформе которого встречаются фойяиты и эссекситы, в то время как вулканиче-

* [Это последнее месторождение, описанное П. Венюковым, а также недавно описанный «лимбургит» (проф. А. Арсеньев) возбуждают сомнение в правильности названия пород: первая имеет удельный вес 2,851, вторая «ок. 2,9» между тем как у настоящих лимбургитов средний удельный вес (см. таблицы анализов в тексте) равен $\backsim$ 3,3.]

ские извержения дают все разнообразие пород фойяитовой и тералитовой магмы от фонолитов и до лимбургитов, подобно тому как это наблюдается в Среднебогемских горах, в Кайзерштуле, на Канарских и Азорских островах и на больших вулканах восточной Африки. Породы с островов Южного моря содержат акцессорный гаюин. Геологические соотношения авгититов в районе Cura в Венесуэле ближе неизвестны. Однако присутствие в последних титанита определенно указывает на их пебазальтовый характер.

Лампрофировые эффузивные породы

§ 310. Под этим именем были впервые (в третьем издании этой книги) приведены эффузивные породы, которые не образуют одной естественной группы пород, поскольку иногда сильно отличаются друг от друга по своему химическому и минералогическому составу; с другой стороны, определенный своеобразный характер этих пород, особенно выраженный в их химическом составе, заставляет отделять их от других эффузивных пород, хотя они и связаны с ними переходными формами. Соответственно с этим мы здесь имеем небольшую сборную группу пород, представители которой известны до сих пор из немногочисленных и далеко расположенных друг от друга местностей и которые нуждаются еще в дальнейшем разделении на подгруппы.

Химическое своеобразие этих пород лучше всего видно на породах из Испании, представленных веритом, фортунитом и юмилитом, а также на породах из Wyoming — орендите, виомингите и мадушите. В следующей таблице приведены под № 1—3 анализы относящихся сюда испанских пород и для сравнения анализы других эффузивов с таким же содержанием кремнекислоты. По этой таблице ниже приводится сравнение химизма трех испанских пород с остальными.

Анализы 4—6 относятся к фонолитам, из которых два нефелинитоидных (4 и 5) и один трахитоидный — 6. Химически их характеризуют следующие черты: высокое (до 20%) колеблющееся количество глинозема и очень низкое (не превышающее 0,5%) — магнезии, содержание извести до 2% и очень высокое содержание щелочей (12—16%). Пересчет согласно § 61 дает следующее:

	s	a	c	f	k
Анализ 4 . . .	65,67	26	0	4	0,66
„ 5 . . .	68,13	25,5	0	4,5	0,75
„ 6 . . .	67,43	19	1,5	9,5	0,83

Под цифрами 7—10 приведены щелочные трахиты. 7 — лейкократовая порода, примыкающая непосредственно к фонолитам, 8—10 — вульзиниты, т. е. значительно фемические типы. В этих трахитах количество глинозема еще весьма высоко, содержание железа то же, что и у фонолитов, магнезии и извести несколько выше, а количество щелочей, наоборот, ниже. Для них при пересчете получаем:

	s	a	c	f	k
Анализ 7 . . .	67,10	17	2	11	0,85
„ 8 . . .	65,56	14	3,5	12,5	0,87
„ 9 . . .	64,45	14	5	11	0,86
„ 10 . . .	64,70	12,5	3	14,5	0,88

k здесь значительно выше, чем для нефелитоидного, и почти равно таковому трахитоидного фонолита, небольшое количество фельдшпатидов или оливина (поток Arso) делает его меньше единицы.

Оба щелочных андезита — 11 и 12 — образуют продолжение ряда фонолит—щелочной трахит. Глинозем и щелочи опять понижаются в количестве, магнезия и известь возрастают. По соотношению a c f, равно как и по k, они также включаются в этот ряд. Для них имеем:

	s	a	c	f	k
Анализ 11 . . .	66,82	9,5	5,5	15	1,08
„ 12 . . .	64,52	9,5	4	16,5	0,97

Анализы 13—16 принадлежат андезитам щелочноземельного ряда. Содержание глинозема несколько выше, чем у щелочных андезитов; MgO и CaO снова значительно возросли в количестве, а щелочи соответственно понизились. Для них получаем:

	s	a	c	f	k
Анализ 13	63,31	6,5	7	16,5	1,09
„ 14	62,27	5,5	6,5	18	1,09
„ 15	62,79	5,5	7,5	17	1,11
„ 16	62,32	5	8	17	1,13

Соответственно с принадлежностью к щелочноземельному типу c > a, и проекционные точки падают в правую половину треугольника; k снова возросло, и, судя по его величине, некоторые из этих пород при полной раскристаллизации содержали бы небольшое количество кварца.

Наконец анализы 17—19 относятся к гиперстеновым базальтам и конгадиабазу. Базальты с таким высоким содержанием кремнекислоты очень редки; от андезитов они отличаются только по структуре, но не химически. У содержащего кварц конгадиабаза часть MgO заменяется FeO. При пересчете получаем:

	s	a	c	f	k
Анализ 17	62,41	5,5	8,5	16	1,12
„ 18	62,12	5,5	8,5	16	1,10
„ 19	63,07	5	6	19	1,16

Для всех пород, приведенных под номерами 4—19, является общим содержание глинозема выше 15% и, за одним исключением, выше 16%, при значительном превышении количества извести сравнительно с магнезией: содержание последней в среднем вдвое ниже, чем извести. Совсем другую картину представляют химически лампрофировые эффузивные породы 1—3. При том же содержании кремнекислоты Al_2O_3 составляет только 10—11%, а MgO втрое больше извести. Такое низкое содержание глинозема и господство MgO над CaO являются характерными чертами, находимыми также (хотя и не так явно выраженными) в минеттах и керсантитах среди лампрофировых схизолитов (ср. анализы на стр. 290). Макроскопически очень явное выделение на передний план темных слюд также является сходственной чертой с этими породами, равно как и большое содержание апатита (ср. содержание P_2O_5 в 1—3 и в 4—19). Такой аналогии эти породы обязаны названием *лампрофировые эффузивные породы*. Для анализа 1—3 получаем:

	s	a	c	f	k
Анализ 1	63,02	8	0	22	0,91
„ 2	62,12	6,5	0	23,5	0,96
„ 3	61,99	6	1	23	1,00

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	57,42	57,13	56,72	56,24	57,86	56,91	57,18	57,32	56,19
TiO_2	1,75	1,60	1,37	0,26	0,22	сл.	0,30	0,61	0,57
Al_2O_3	9,78	10,28	11,05	21,43	20,26	19,06	18,54	19,07	20,25
Fe_2O_3	2,74	1,90	2,53	2,01	2,35	3,07	3,65	2,21	2,76
FeO	2,60	4,11	3,59	0,55	0,39	1,40	1,15	2,35	2,32
MnO	сл.	0,09	сл.	0,08	0,21	сл.	сл.	—	—
MgO	9,80	9,73	9,91	0,15	0,04	0,37	0,69	1,60	1,12
CaO	2,67	3,37	2,90	1,38	0,89	1 84	2,31	3,82	4,30
Na_2O	1,77	2,56	1,43	10,53	9,47	7,32	4,48	3,22	6,33
K_2O	9,15	6,07	6,62	5,74	5,19	5,01	8,58	9,15	4,19
H_2O^+	1,02	2,55	2,76	0,86	2,40	3,56	2,10	0,57	0,65
H_2O^-	0,21	—	—	0,12	0,21	—	—	—	—
P_2O_5	0,81	0,82	0,95	0,06	0,03	сл.	0,05	0,17	0,54
Σ	99,88	100,28	99,92	99,86	99,97	98,54	100,35	100,21	99,47

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	56,75	57,90	56,83	57,11	56,63	56,40	57,25	57,47	56,95	56,74
TiO_2	1,24	0,92	1,41	0,95	0,67	0,66	0,43	0,75	0,79	1,26
Al_2O_3	18,03	16,56	16,90	17,78	16,85	17,66	18,00	18,86	18,84	15,46
Fe_2O_3	2,22	3,05	6,85	3,54	3,62	5,60	2,17	2,21	2,06	3,08
FeO	3,04	2,93	0,13	2,74	3,44	1,83	4,25	4,08	4,28	7,58
MnO	—	—	0,11	0,33	0,23	—	—	0,10	сл.	сл.
MgO	2,02	2,90	2,67	3,41	4,23	3,76	4,52	4,27	4,37	2,54
CaO	4,68	5,14	4,92	7,21	7,53	7,24	7,68	7,42	7,45	7,64
Na_2O	4,85	5,07	4,58	3,81	3,08	2,96	3,67	3,85	3,89	3,08
K_2O	5,92	2,10	4,00	1,86	2,24	2,10	0,77	0,73	0,82	1,59
H_2O^+	0,18	2,34	0,40	0,98	0,51	1,31	0,50	0,22	0,31	1,28
H_2O^-	—	—	0,38	—	0,80	0,32	—	—	0,19	—
P_2O_5	0,34	0,62	0,50	0,26	0,16	сл.	сл.	0,24	0,19	0,15
Σ	99,38	99,53	99,86	100,01	100,14	99,84	99,24	100,34	100,18	100,40

1. Фортунит — Monagrillo y Helin, Albacete, Испания — с 0,16 BaO, следами SrO, CO_2.
2. Верит — Fortuna, Мурсия (Murcia), Испания — с 0,07 CO_2.
3. Фортунит — Fortuna, Мурсия, Испания — с 0,09 BaO.

4. Фонолит — Pleasent Valley, Новая Мексика — с 0,09 ZrO_2, 0,08 BaO, 0,03 SrO, 0,10 SO_3, 0,12 Cl, 0,03 S, следами Li_2O, F.
5. Фонолит — Black Hills, Дакота, США — с 0,15 ZrO_2, 0,09 BaO, 0,04 SrO, 0,06 SO_3, 0,08 Cl, 0,03 S, следами Li_2O.
6. Фонолит — Marienberg y Aussig, Чехия — со следами Cl, CO_2.

7. Трахит — South Mt., Монтана — с 0,49 BaO, 0,06 SO_3, 0,77 Cl, следы SrO.
8. Трахит (вульзинит) — Vetralla, область Vico, Италия — с 0,12 BaO, следами SO_3.
9. Трахит — Forodada, острова Columbretes, Испания — с 0,16 SO_3, 0,09 Cl.
10. Трахит — поток Arso, Иския — с 0,11 Cl.

11. Трахиандезит — Bergfeld, Westerwald.
12. Трахиандезит (латит) — Cannibal Plateau, Колорадо — с 0,12 BaO, 0,06 SrO, следами Cr_2O_3.

13. Гиперстеновый андезит — Mill Creek, Калифорния — с 0,03 BaO, следами SrO.
14. Авгит-бронзитовый андезит — Delarof, остров Unga, Аляска — с 0,09 BaO, 0,04 V_2O_3, 0,06 FeS_2, следами SrO, Li_2O.
15. Биотит-роговообманковый андезит — Sibajak, Суматра — со следами S.
16. Андезит (лабрадоровый андезит) — гора Пеле, Мартиника.

17. Плагиоклазовый базальт (богатый гиперстеном)—кратер Lake, Орегон — с 0,03 BaO, 0,11 SrO.
18. Гиперстеновый базальт — Anna Creek, Орегон—с 0,04 BaO, следами SrO и S.
19. Конгадиабаз — North West Bay, Тасмания.

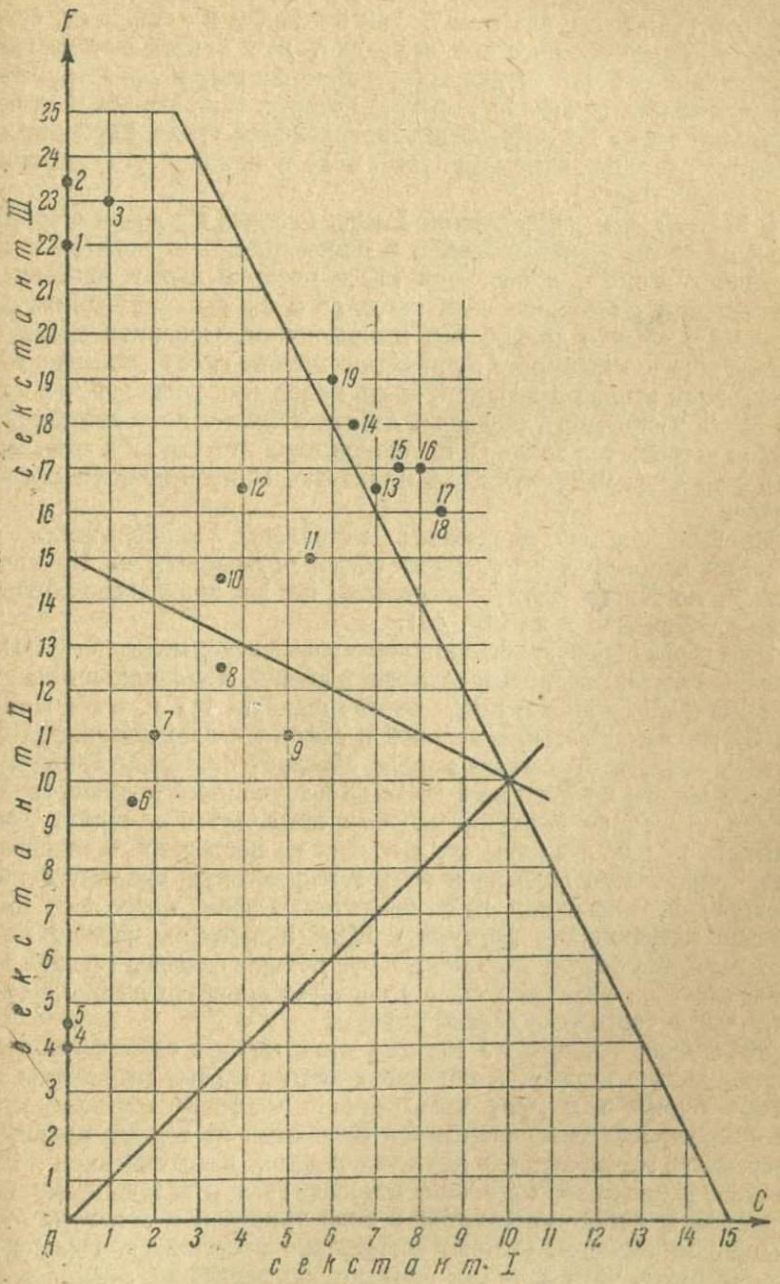


Рис. 71. Проекция анализов, приведенных в таблице на стр. 448.

В то время как проекционные точки анализов 4—19 на рис. 71 составляют узкую полосу, начинающуюся в IV секстанте на стороне *AF* нефелинитоидными фонолитами, причем далее с уменьшением a коэффициент c постоянно возрастает, все три испанских породы лежат далеко в стороне и хотя также на стороне *AF*, но вблизи конечной точки *F*; анортитовая молекула в них, так же как и в фонолитах, совсем отсутствует. Проекционные точки падают, как показывает диаграмма I, приложенная к § 170 (помещена в конце книги), в область бесполевошпатовых сильно щелочных пород, от которых они опять-таки отличаются значениями s и k. Их химические эквиваленты среди глубинных пород неизвестны; они заполнили бы пустое поле в нижнем углу диаграммы II (см. в конце книги).

§ 311. *Верит* и *фортунит*. *Верит* (Озанн) в свежем состоянии — черная со смолистым блеском, а в измененном — буроватая и матовая эффузивная порода, в основной массе которой лежат многочисленные вкрапленники *флогопита* величиною до 2 *мм* и вкрапленники *оливина*, различимые обычно только под микроскопом. Основная масса состоит главным образом из бурого в проходящем свете смолянокаменного стекла с флогопитом второй генерации, очень маленьких размеров, и с микролитами почти бесцветного диопсида. Апатит является постоянной примесью. Санидин встречается только в месте излияния потока, да и здесь является редко встречающейся случайной примесью, образующейся в эффузивном периоде.

Многочисленные миндалины заполнены карбонатами. Флогопит почти одноосный с отчетливо косым погасанием: по Np почти бесцветный, по Nm — светлозеленоватый, по Ng канареечно-желтый. Его состав дает анализ 2 на стр. 451.

Этот верит образует восьмикилометровый поток между Vera и Garrucha в северной части провинции Almeria в южной Испании; в месте своего излияния (Cabeço Maria) поток имеет мощность 117 *м*, а в конце только 8 *м*. Он является постплиоценовой и самой молодой изверженной породой этой области. Такая же порода образует несколько мелких холмов у старой дороги из Fortuna в Orihuela в провинции Мурсия, и Р. Адан де-Ярца назвал ее фортунитом. Она встречается в жилах, секущих миоценовые слои, и в потоках, лежащих на последних, и отчасти сопровождается, отчасти связана в одну геологическую единицу с родственной породой, названной Ярца трахитом. Озанн, после того как была доказана идентичность фортунита Ярца с веритом, перенес на трахит Ярца название фортунит. Там, где обе породы связаны в одной геологической единице, фортунит (Ярца) образует периферические, а трахит — центральные части тела горной породы.

Фортунит (Озанн) из Fortuna представляет собой буровато-серую тонкозернистую породу, в которой простым глазом различимы малочисленные бурые и в лупу светло-травянно-зеленые призмы пироксена. Под микроскопом она оказывается состоящей из тонких призм, светло-окрашенного *энстатита*, в двух генерациях, в подчиненном количестве *диопсида*, *флогопита*, *санидина*, относящегося к эффузивному периоду, с апатитом и титано-магнетитом в виде примесей и довольно обильным стекловатым базисом. Оливин совершенно отсутствует. Однако эта порода содержит, хотя и не так обильно, как верит, включения оливинита величиною с орех, состоящие из зернистой смеси бесцветного оливина, такого же диопсида, весьма обильного бронзита, пикотита и флогопита.

Таким образом фортунит является санидинсодержащим веритом, в котором оливин полностью замещен бронзитом.

Несколько иной состав имеет фортунит с горы Monagrillo (анализ 1) вблизи серной выработки «Las minas del mundo» у Hellin в провинции Albacete. В пепельно-серой породе макроскопически различимы лишь вкрапленники флогопита и оливина, к которым под микроскопом присоединяются еще санидин, энстатит, диопсид и небольшое количество красно-бурой катофоритовой роговой обманки; последняя является очень молодым образованием и, так же как и в юмиллите из Jumilla, заполняет промежутки между полевыми шпатами.

	1	2	3	4
SiO_2	63,79	42,09	42,56	50,86
TiO_2	0,28	2,85	2,09	3,03
Al_2O_3	17,63	12,20	12,18	отсутств.
Cr_2O_3	—	0,79	0,73	—
Fe_2O_3	1,72	1,45	2,73	1,19
FeO	—	3,70	0,90	1,82
MnO	—	сл.	—	0,03
MgO	0,19	23,73	22,40	17,42
CaO	0,05	сл.	0,20	23,32
BaO	0,46	0,19	1,00	—
Na_2O	1,63	0,61	0,44	0,76
K_2O	14,23	8,91	10,70	0,42
H_2O	—	1,81	2,35	0,31
F	—	2,39	2,46	—
Σ	99,98	100,72	100,80	99,16
Уд. вес	—	—	—	3,290

1. Санидин из юмиллита — Jumilla, Испания — с примесью некоторого количества пироксена и титано-магнетита.
2. Флогопит из фортунита — Fortuna, Мурсия. После вычета O в количестве, эквивалентном F, сумма = 99,72%.
3. Флогопит из виомингита — Boar's Tusk, Уайоминг. После вычета O в количестве, эквивалентном F, сумма = 99,77% с 0,06 P_2O следами Li_2O.
4. Диопсид из виомингита и мадупита. В цифру TiO_2 входит P_2O_5.

По качественному минералогическому составу фортунит можно рассматривать как содержащий оливин энстатито-слюдяной трахит, а верит — как его витрофировую разность. Необычайно высокое содержание магнезии обусловливает содержание оливина, энстатита и слюды; отсутствие атомной группы C, сильное преобладание среди щелочей калия в соединении с SiO_2 объясняют появление санидина среди бесцветных компонентов. Соответственно с высоким значением F характер породы для трахита был бы весьма фемический.

§ 312. *Юмиллит* (Jumillit, Озанн) представляет собой миоценовую эффузивную породу, распространенную в окрестности Jumilla и Agramon в провинции Мурсия около 36 *км* на северо-запад от Fortuna. Она хорошо известна в минералогии по содержанию апатита в виде случайных мелких стяжений и у контактов. Этот апатит является не продуктом выделения магмы, а более поздним пневматолитовым образованием. Облик породы довольно изменчив. Нормальный тип представляет собой тонкозернистую буровато-серую с более светлыми, почти белыми пятнами

породу со структурой, приближающейся к зернистой. В ней различимы крупные спайные плоскости содержащего барий *санидина* (анализ 1 на стр. 451) величиной до 1 *кв. см*, зерна и кристаллы *оливина* и небольшое количество бронзово-желтого *флогопита* с углом погасания до 8°. Под микроскопом в качестве других существенных компонентов обнаруживаются богатый железом *диопсид*, с каемками *эгирин-авгита*, не совсем свежий и часто превращенный в анальцим *лейцит* и *катофоритовый амфибол*, заполняющий промежутки между полевыми шпатами и лейцитами. В качестве примеси присутствуют обильный апатит и небольшое количество титано-магнетита. Повидимому присутствует небольшое количество стекловатого базиса. Другие типы содержат в афанитовой серо-зеленой основной массе, состоящей из санидина, лейцита и диопсида с небольшим количеством катофорита, многочисленные вкрапленники оливина и немного флогопита наряду с различимыми под лупой весьма обильными крохотными лейцитами и микроскопическими диопсидами первой генерации. Встречаются также породы, более бедные лейцитом и санидином, и даже совсем бесполевошпатовые, подобные пикритам, типы с переменным содержанием вкрапленников флогопита и оливина.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	50,78	48,81	47,35	54,17	54,08	53,70	51,07	50,23	42,65	56,39
TiO_2	1,28	1,34	1,45	2,67	2,08	1,92	2,13	2,27	1,64	2,07
Al_2O_3	9,05	8,17	5,68	10,16	9,49	11,16	9,93	11,22	9,14	12,88
Fe_2O_3	2,96	3,46	4,03	3,34	3,19	3,10	2,72	3,34	5,13	2,36
FeO	3,64	3,22	3,06	0,65	1,03	1,21	1,19	1,84	1,07	3,54
MnO	0,09	сл.	0,08	0,06	0,05	0,04	0,04	0,05	0,12	сл.
MgO	14,29	14,84	17,92	6,62	6,74	6,44	10,31	7,09	10,89	7,83
CaO	5,29	7,06	8,98	4,19	3,55	3,46	4,87	5,99	12,36	4,06
Na_2O	1,05	1,71	3,41	1,21	1,39	1,67	0,82	1,37	0,90	1,30
K_2O	7,39	5,73	2,61	11,91	11,76	11,16	9,92	9,81	7,99	7,84
H_2O^+	2,53	3,46	3,80	1,01	2,71	2,61	2,19	1,72	2,18	1,33
H_2O^-	—	—	—	0,52	0,79	0,80	2,04	0,93	2,04	
P_2O_5	1,31	1,39	1,96	1,59	1,35	1,75	1,53	1,89	1,52	—
Σ	100,12	100,34	100,37	100,21	99,97	100,40	99,66	100,62	100,11	99,60
Уд. вес	—	—	—	2,699	2,686	2,627	—	2,779	2,857	—

	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	50,41	41,43	51,76	48,95	47,28	44,89	43,76	54,44
TiO_2	1,47	0,29	0,47	0,49	0,88	0,95	3,41	—
Al_2O_3	12,27	9,80	12,36	12,98	11,56	12,93	11,58	12,90
Fe_2O_3	5,71	3,28	4,88	3,63	3,52	3,31	4,39	7,08
FeO	3,06	5,15	4,60	4,68	5,71	4,35	7,57	—
MnO	0,15	—	0,11	0,13	0,13	—	—	—
MgO	8,69	13,40	9,57	11,73	13,17	13,71	12,97	12,75
CaO	7,08	16,62	7,14	7,66	9,20	12,95	9,64	5,12
Na_2O	0,97	1,64	1,99	2,31	2,73	1,02	3,03	2,0
K_2O	7,53	7,40	3,83	3,96	2,17	3,66	1,84	0,35
H_2O^+	1,80	1,11	3,05	3,16	2,96	1,59	0,47	5,54
H_2O^-	0,46	—		—	—	0,27	—	—
P_2O_5	0,46	0	0,56	0,67	0,59	0,23	0,45	—
Σ	100,42	100,24	100,32	100,35	100,08	99,77	99,78	100,24
Уд. вес	—	2,758	—	—	—	—	3,032	2,75

1. Юмиллит с обильным санидином — Jumilla, Мурсия, Испания — с 0,46 CO_2.
2. Юмиллит со средним содержанием санидина — там же — с 0,25 BaO, 0,09 SrO, 0,81 CO_2.
3. Юмиллит очень бедный санидином — там же — с 0,04 CO_2.

---

4. Орендит — North Table Butte, Wyoming — с 0,22 ZrO_2, 0,05 Cr_2O_3, 0,59 BaO, 0,18 SrO, 0,16 SO_3, 0,06 Cl, 0,36 F, 0,49 CO_2, следами NiO, Li_2O.
5. Юмиллит — Fifteenmile Spring, Wyoming — с 0,02 V_2O_3, 0,07 Cr_2O_3, 0,67 BaO, 0,20 SrO, 0,29 SO_3, 0,04 Cl, 0,49 F, следами Li_2O.
6. Виомингит — Fifteenmile Spring, Wyoming — с 0,04 Cr_2O_3, 0,62 BaO, 0,19 SrO, 0,06 SO_3, 0,03 Cl, 0,44 F, следами Li_2O.
7. Орденит — Hallock Butte, Wyoming — с 0,57 BaO, 0,33 SO_3.
8. Виомингит — Boar's Tusk, Wyoming — с 0,10 Cr_2O_3, 0,03 Di_2O_3, 1,23Ba O, 0,24 SrO, 0,74 SO_3, 0,03 Cl, 0,50 F, следами Li_2O.
9. Мадупит — Pilot Butte, Wyoming — с 0,07 Cr_2O_3, 0,11 Di_2O_3, 0,89 BaO, 0,33 SrO, 0,58 SO_3, 0,03 Cl, 0,47 F, следами Li_2O.

---

10. Селагит — Monte Catini близ Volterra, Тоскана.
11. Проверсит — Prowers co., юго-восточное Колорадо — с 0,03 V_2O_3, 0,04 NiO, 0,23 Ba, 0,06 SrO.
12. Эйктолит — Pian di Celle близ San Venanzo, Умбрия — с 0,12 хромита.
13. Абсарокит — Raven Creek, Wyoming, США. Поток.
14. Абсарокит — река Lamar, Wyoming.
15. Лейцитовый абсарокит — каньон Ischawooa, Wyoming — с 0,18 Cl.
16. Лейцитовый абсарокит — Fiordine близ Montefiascone, область Bolsena, Италия — с 0,03 Cr_2O_3, 0,08 BaO, следами ZrO_2.
17. Лава вулкана Matavuna (извержения 1906 г.) — Savaii, Самоа — с 0,14 SO_3, 0,15 S, 0,38 CO_2.
18. Санукит — Mijanoura на Chichishima, Япония.

Изменчивое содержание санидина и лейцита отчетливо показывают анализы 1—3 на стр. 452, причем порода 3 не совсем свежая. Эта порода имеет еще более ясно выраженный лампрофировый химический характер, чем верит и фортунит; подобно последним юмиллит является породой с сильным преобладанием калия. При пересчете получаем:

	s	a	c	f	k
Анализ 1	54,26	4,5	0	25,5	0,78
„ 2	52,89	4	0	26	0,76
„ 3	49,32	3,5	0	26,5	0,71

Бросается в глаза сходство химического состава (вплоть до такого же отношения щелочей и железа к магнезии) юмиллита (анализ 1) с шонкинитом из Beaver Creek (анализ 5 на стр. 203). В этой породе тоже бросается в глаза низкое содержание глинозема и сильное преобладание MgO над CaO. Она также совершенно лишена известково-натровых полевых шпатов и содержит диопсид и биотит, некоторое количество оливина и очень немного нефелина. Химические формулы обеих пород почти тожественны (ср. тип Beaver Creek, диаграмма III в конце книги); k для шонкинита = 0,75.

§ 313. В Leucite Hills юго-западного Wyoming (США) и в его окрестностях встречаются в крутопоставленных меловых слоях и над последними потоки и жерловины лейцитовых эффузивных пород, весьма близких к веритам и названных Кроссом орендитом, виомингитом и мадупитом.

Орендит назван так по имени купола в северо-восточной части Leucite Hills. В матовой красновато-буроватой или серой, а также жел-

товатой тонкозернистой и пористой основной массе видны мелкие листочки *флогопита* (анализ 3 на стр. 451), такого же, как и в фортуните. Основная масса состоит из переменного количества *санидина* и *лейцита* вместе с микролитами *диопсида* (анализ 4, там же) и содержит в качестве наиболее молодого выделения иглы *катофорита*, часто с концевыми насадками эгирина в параллельном срастании. Рудный минерал, повидимому, совсем отсутствует.

Виомингит содержит такой же флогопит, здесь достигающий величины 3 *мм*. Основная масса состоит главным образом из лейцита и диопсида, а также часто содержит стекло. Лейцит в несколько больших зернах идиоморфен, а при мелких размерах, колеблющихся от 0,01 до 0,05 *мм*, округлый или яйцеобразный. Такой же характер имеют лейциты юмиллита. Апатит и один из содалитовых минералов устанавливаются анализами. Рудный минерал отсутствует. При вхождении небольшого количества санидина в состав основной массы получаются переходы к орендиту, что наблюдается в пределах одного и того же потока и что доказывается также сравнением обоих приведенных анализов. Виомингит менее распространен, чем орендит, и обладает подобно некоторым фонолитам, бросающейся в глаза тонкоплитчатой отдельностью.

Мадупит, названный так по имени области, в которой находится его месторождение, известен из Pilot Butte — конического холма, отделенного от собственно Leucite-Hills долиной Killpacker Creek. Порода содержит в пепельно-серой, желтоватой или зеленоватой несколько пористой основной массе флогопиты, величиной до 1 *мм* и различимые под лупой светлозеленые столбики диопсида. Основная масса состоит из диопсидовых и флогопитовых микролитов в буром базисе, раскристаллизация которого дала бы лейцит. Встречаются отдельные зерна магнетита, минерал, определенный как перовскит, в отдельных местах следы лейцита и содалитового минерала.

По минералогическому и химическому составу орендит, виомингит и мадупит образуют весьма сходный ряд от пород, богатых санидином, и до почти бессанидинового юмиллита. Принадлежность к щелочному ряду здесь также показывают формулы:

	s	a	c	f	k
Анализ 4	63,75	11	0	19	0,91
„ 5	63,93	11	0	19	0,93
„ 6	63,29	11	0	19	0,87
„ 7	59,18	7,5	0	22,5	0,83
„ 8	59,23	8,5	0	21,5	0,79
„ 9	48,64	4	0	26	0,65

Все три породы являются ярко выраженными представителями пород с преобладанием калия и, подобно испанским, весьма богаты апатитом.

§ 314. Порода, обычно фигурирующая в новой литературе под именем слюдяного трахита и еще Гаюи названная *селагитом*, залегает в третичных мергелях в неизвестных ближе геологических условиях у пункта Monte Catini юго-западнее Volterra в Тоскане. Она содержит в грязной серо-зеленоватой афанитовой основной массе рыхлого, почти землистого строения, которая при дыхании на нее дает сильный глинистый запах (как это имеет место у измененных минетт), весьма обильные

тонкотабличатые темнобурые листочки биотита, величиной до 3 *мм*. Основная масса почти голокристаллическая и состоит из ортоклаза, с отступающим на второй план олигоклазом, обильным светлозеленым до бесцветного диопсидом, апатитом, небольшим количеством рудных частичек и отдельными зернышками оливина. Состав измененной породы дает анализ 10, в котором не было определено P_2O_5 ; при его пересчете получаем:

s	a	c	f	k
62,58	7	1,5	21,5	0,97

По своему химизму к группе орендит—мадупит примыкает порода, описанная Кроссом под именем *проверсит*. Это тонкозернистая порода зеленовато-серого цвета, минеттообразного облика, образующая лакколитовую интрузию и многочисленные жилы в триасовых слоях долины Арканзаса в Prowers co. (юго-восточное Колорадо). Она состоит из многочисленных листочков биотита, небольшого количества псевдоморфоз серпентина по оливину и различимых под лупой светлозеленых призм диопсида и аллотриоморфных табличек ортоклаза. Минералогический состав и, как показывает анализ 11, также химический состав близки к составу вюмингита, но геологические формы залегания и структура говорят против эффузивного характера породы.

Близко родственные породы встречаются в графстве Knox штата Мэн, но и здесь геологические условия не говорят в пользу эффузивного характера породы.

§ 315. *Эвктолитом* (Euktolith, Розенбуш) называется лава потухшего вулкана Pian di Celle недалеко от San Venanzo в Умбрии, почти на полпути между Орвието и Перуджией (Средняя Италия). Это светло-пепельно-серая, очень тонкозернистая, подобно трахитам, шероховатая на-ощупь порода. Она содержит вкрапленники очень свежего *оливина*, крупного (величиной до 3 *мм*) *флогопита* и различимого лишь под микроскопом тонкотабличатого и бесцветного *мелилита* в голокристаллической основной массе, состоящей из зернышек оливина, табличек мелилита, клочков флогопита, кристалликов *лейцита* и октаэдров магнетита. Вкрапленники мелилита имеют резко идиоморфное, оптически положительное ядро с узкой, также идиоморфной оболочкой мелилита, кажущегося изотропным, и затем обрастают не строго идиоморфной оболочкой мелилита с сильным двупреломлением и отрицательным оптическим характером. Немногочисленный по сравнению с обильными вкрапленниками мелилит основной массы однороден и имеет свойства внешней зоны вкрапленников. Апатит встречается только в небольших количествах. В качестве случайных примесей встречается некоторое количество *хромита*, большей частью в виде включений в оливине и мелилите, и небольшое количество *перовскита*. Местами и только в единичных зернах встречаются некоторое количество нефелина, бесцветные иголочки, принадлежащие вероятно диопсиду, и зеленые листочки, возможно принадлежащие амфиболу. В небольших мнаролитовых пустотах породы сидят многочисленные листочки флогопита, иголочки апатита и содалит.

Химический состав эвктолита очень похож на состав мадупита, несмотря на различный минералогический состав этих пород. Это подтверждает указание, сделанное при описании мелилитовых базальтов (§ 306, мелкий шрифт), что мелилит является заместителем не полевошпатовых минералов, а пироксена. Для эвктолита получаем:

s	a	c	f	k
42,56	4	0	26	0,51

Коппаэлит (Coppaelit, Сабатини) из Coppaeli di Sotto у Rieti в Умбрии отличается от эвктолита содержанием диопсида и отсутствием оливина и лейцита.

§ 316. *Абсарокиты* (Иддингс) обнимают породы, залегающие в потоках и жилах совместно с трахидолеритами (см. § 285), описанными выше шошонитами и банакитами в Crandall Basin, Two Ocean Plateau и Absaroka Range в Иеллоустонском национальном парке и характеризующиеся в общем базальтовым обликом и обильными вкрапленниками оливина и авгита, в то время как основная масса может быть раскристаллизована в любой степени — от темного стекла и почти до макроскопически ясно-зернистой светло-зеленой породы. Если основная масса более или менее голокристаллическая, то она состоит из оливина, авгита, диопсида, ортоклаза, лейцита, лабрадора и биотита в переменных количествах.

Количество оливина и пироксена, а также магнетита и ортоклаза колеблется, но они всегда присутствуют, в то время как содержание других компонентов — лабрадора, лейцита и биотита — может спускаться до нуля. Апатит всегда присутствует. Абсарокиты описаны также из Монтаны.

Типичный лейцитовый абсарокит представляет эффузивная порода, описанная под именем лейцитового базанита из Fiordine у Montefiascone в Умбрии; она содержит обильные вкрапленники оливина и диопсида в основной массе, состоящей из диопсида, оливина, обильного лейцита, биотита, апортита, некоторого количества магнетита и неопределимого точно бесцветного цемента.

Аналогичный химический характер, но только с обратным отношением щелочей, имеют лавы последнего извержения кратера Matavuna острова Savaii в архипелаге Самоа.

У названных эффузивных пород соотношение Al_2O_3 и щелочей таково, что наряду с атомной группой A присутствует также C, достигающая довольно значительной величины. Это отражается на минералогическом составе содержанием лабрадора в абсароките в лаве Matavuna и апортита в породах Fiordine. При пересчете анализов 13—17 получим:

	s	a	c	f	k
Анализ 13	55,70	4	2,5	23,5	0,89
„ 14	52,16	3,5	2,5	24	0,77
„ 15	49,87	3	2	25	0,75
„ 16	47,02	2	3	25	0,71
„ 17	48,64	2,5	2	25,5	0,69

Проекционные точки отодвигаются от стороны треугольника *AF* в область фемических эссекситовых магм. Все эти породы обладают базальтовым обликом и содержат обильные вкрапленники авгита и оливина; характерно также низкое значение k. Порода Matavuna является представителем группы с преобладанием натрия.

Несомненно щелочноземельные породы также могут иметь особенности лампрофировых эффузивов; это показывает пироксеновый андезит из Mijanoura в Японии, названный «санукитом» (ср. § 254); неполный его анализ приведен под № 18.

Химические соотношения порфиролитов и схизолитов

§ 317. Для порфиролитов * было пересчитано и графически сопоставлено свыше 900 новых анализов таким же способом, как и у зернистых пород (§ 170). (A. O s a n n. Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine II. Abhandl. 9 der Heidelberger Akad., 1920). Здесь точно так же и по тому же принципу могут быть выделены и собраны в группы 151 тип, которые вообще, в особенности же зависимости s и отношения acf, перекрываются приведенными в таблицах в конце книги. Химические отличия между щелочной и щелочноземельной группами могут быть установлены тем же способом. Существенные отличия заключаются только в двух следующих фактах.

1. Эффузивные породы, являющиеся минералогически и химически аналогами анортозитов, неизвестны. То же самое относится и к пироксенитам и перидотитам, если не принимать во внимание небольшого и мало распространенного семейства пикритов и пикритовых порфиритов.

2. С другой стороны, бесполевошпатовые нефелиновые, лейцитовые и мелилитовые породы имеют в классе порфиролитов гораздо большее значение, чем для зернистых пород. У первых может быть назван целый ряд типов, эквиваленты которых у последних отсутствуют. Точно так же, как следует из § 310, некоторые лампрофировые порфиролиты еще не найдены в глубинной фации.

Схизолиты разобраны таким же способом — правда, часто с устарелыми анализами — в более старой работе (A. O s a n n. Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine III, Tschermaks Miner. Mitteil. 21, 1902). При новой обработке более совершенного и нового аналитического материала следует рассматривать химизм магмы схизолитов в связи с магмой той зернистой породы, продуктом расщепления которой они являются. Следует полагать, что таким путем мы получаем желаемое расширение познания самих процессов расщепления. Начало такому сравнительному изучению уже положено, но для полного разрешения этой проблемы, как уже указывалось в § 171, нужно преодолеть еще много трудностей.

---

* [В оригинале всюду вместо «порфиролитов», «схизолитов» и «зернистых пород», стоит соответственно (ср. мои примечания к § 67, 171 и 211) «эффузивные», «жильные» и «глубинные породы».]

Часть II

Слоистые породы

Состав слоистых пород

§ 318. *Слоистые породы представляют собою достигшие геологического оформления продукты механического или химического разрушения изверженных пород, кристаллических сланцев и—до некоторой степени—населяющих землю организмов.* В общем составе слоистых пород мы не находим ни одного составляющего их элемента, который мы не могли бы в конце концов вывести с полной уверенностью либо из изверженных пород, либо из атмосферы, либо наконец из органических обитателей земли. Не подлежит сомнению, что бо́льшая часть заключающихся в слоистых породах материалов происходит из кристаллических сланцев, и это их происхождение мы можем наглядно проследить во многих случаях по наличию определенных минералов (рутил, дистен, ставролит, глаукофан и т. д.), в них заключающихся. Продукты разрушения как кристаллических сланцев, так и изверженных пород в главной своей массе совершенно идентичны и неотличимы друг от друга. Совершенно понятно и то положение, что продукты разрушения более древних слоистых пород могут являться исходными продуктами для образования более молодых слоистых пород.

Если мы условимся называть продукты чисто механического разрушения изверженных пород и кристаллических сланцев *обломками*, чисто же кристаллические продукты — *продуктами выщелачивания*, то необходимо будет выделить в таком случае две главные группы слоистых пород, причем одна из них будет содержать только механические обломки (некоторые брекчии, аркозы, песчаники и т. д.), другая же—только продукты химического выщелачивания (каменная соль, гипс и т. д.), но обе они связываются друг с другом длинным рядом как промежуточных форм, так и переходных членов. Первую группу мы назовем *обломочными*, или *кластическими осадочными породами*, вторую — *химически осажденными породами*.

Так как изверженные породы и кристаллические сланцы почти исключительно состоят из силикатов и кварца, то очевидно, что происшедшие из них кластические (обломочные) осадочные породы должны существенно слагаться из тех же силикатов и кварца. Но эти силикаты никоим образом не напоминают или же только в незначительной степени соответствуют силикатам изверженных пород и кристаллических сланцев; в большинстве случаев это будут продукты их изменения, образовавшиеся под влиянием атмосферных воздействий (серицит, глина,

хлорит и т. д.). Степень атмосферного разложения, происходящего под влиянием этих воздействий, находится в определенной зависимости от претерпевающей изменение поверхности исходной породы, обломки которой подвергаются на этой поверхности последующему химическому воздействию; таким образом соотношение между продуктами разложения первоначальной породы и неизмененным остатком обломков будет тем благоприятнее для первых, чем тоньше было зерно обломков. Это видно из сравнения составов глинистого сланца или сланцеватой глины с граувакковым сланцем или граувакой.

Точно так же легко понять, что в механических обломках мы не можем встретить существеннейшие составные части изверженных пород и кристаллических сланцев в тех же самых, т. е. не изменившихся, соотношениях. Чем труднее подвергается разрушению определенная составная часть породы, тем в большем количестве она должна встречаться в составе слоистых пород; этим, напр., объясняется преобладание кварца в песчаниках.

Химические явления, протекающие в породах во время выветривания, продолжаются также и при переносе и отложении их обломков, равно как и в течение затвердевания (уплотнения), отложенного материала под влиянием давления, производимого постоянно осаждаемыми на них новыми массами; они продолжаются также и после некоторого обезвоживания уже возникших слоистых пород вследствие пропитывания последних так называемой горной влажностью. Процессы эти усиливаются при нарушениях в залегании слоев во время горообразования, в результате чего всегда возникают новые точки для воздействия этих процессов в виде вновь образованных трещин, расселин и т. д. Всю совокупность явлений превращения, которые протекают в осадках как при их выпадении, так и в продолжение затвердевания осадков и после него, а равно и при процессах нарушения слоев, называют *диагенезом* (или *диагенезисом*) — термин, введенный в употребление Гюмбелем. Диагенезом объясняется превращение известкового ила в известняк, глины — сначала в сланцеватую глину и затем в глинистый сланец.

Как при диагенезе слоистых пород, так и при выветривании изверженных пород и кристаллических сланцев мы таким образом имеем дело с одними и теми же действующими агентами — водой, углекислотой и кислородом, и тем не менее мы должны четко различать обе эти группы явлений.

В отличие от диагенеза, явления изменения материи, происходящие под воздействием высокой температуры и интенсивных нарушений в напластовании, * называются *метаморфизмом*.

§ 319. Кремнекислота и силикаты нерастворимы в сколько-нибудь заметном количестве в атмосферных осадках, вследствие чего они в общем отсутствуют среди *продуктов выщелачивания*, или их можно встретить только в некоторых местах в необычных условиях, как, напр., в виде кремнистого осадка в областях развития гейзеров. Здесь SiO_2, раство-

* [Многие петрологи полагают — и это совершенно правильно — что ни при каких явлениях нарушения в залегании слоистых пород никакого их метаморфизма происходить не может; даже при раздроблении пород в совершенно плотные новые породы (милониты), изменения, сопровождающие этот процесс (в минеральном составе совершенно раздробленных пород), весьма мало отличаются от диагенетических.]

ренная в горячей или перегретой воде, снова выпадает при ее охлаждении и при присоединении к растворам CO_2.

Выщелачивание изверженных пород и кристаллических сланцев в первую очередь производится водой и абсорбированной в ней *углекислотой* — отсюда продуктами их деятельности являются *карбонаты*. В небольшом количестве появляются при этом *сульфаты* и *хлориды*. Местами, в болотах и мелких озерах, проявляется действие *гумусовой кислоты*. Сульфаты и хлориды, как очень легко растворимые в воде соединения, переносятся обычно в большие сборные бассейны (моря или внутренние озера), откуда снова выпадают в виде соляных, гипсовых или ангидритовых отложений вследствие удаления растворителей (пересыщенности раствора или усыхания этих сборных бассейнов). Собственно карбонаты растворимы в незначительной степени, бикарбонаты же растворяются очень легко и имеют полную разнообразия историю. Осаждаются они отчасти вследствие отщепления одной молекулы углекислоты — как это наблюдается при образовании известковых туфов или травертинов, железного шпата и т. д., отчасти под влиянием прямого или косвенного воздействия органической жизни — как, напр., во многих известняках (коралловый, гиропорелловый известняки и т. д.). Растворы гумусовой кислоты распадаются под воздействием атмосферного кислорода и приводят к образованию лимонитовых, болотных, тундровых, дерновых железных руд.

Механические обломки и продукты выщелачивания входят в отдельную породу в самых изменчивых соотношениях; как, напр., карбонат извести и глина в мергелях, глина и гипс, глина и каменная соль и т. д. Точно так же смешиваются продукты разрушения органической жизни (уголь и т. д.) с нормальным осадочным материалом, с детритусом (обломками) и продуктами выщелачивания. Нередко также к ним присоединяются осадки неизмененного материала изверженных пород в виде вулканического пепла. Поэтому расчленение некоторых слоистых пород бывает очень затруднительно и может легко подвергаться изменениям.

§ 320. В то время как в группе изверженных и химически осажденных пород закономерное сообщество родственных типов пород является совершенно ясным и выступает с такой резкостью, что по наличию одной определенной породы возможно предугадать, какую из других можно ожидать встретить рядом, — в группах кластических осадочных пород подобные соотношения не встречаются совершенно. И это потому, что вещество этих последних пород обусловливается другими, чуждыми массами, равно как и величиной продуктов разрушения этих масс и тем направлением, в котором эти обломки были перемещены. Не химические законы управляют вещественным составом, но чисто механические причины обусловливают его. Поэтому здесь отсутствуют какое бы то ни было правило минералогической ассоциации и какая-либо норма относительных количеств аналитически распознаваемого главного вещества породы — существеннейшее обстоятельство, важное при изучении кристаллических сланцев. Даже там, где, как нам кажется, определенные виды минералов в известной закономерности связаны с определенными кластическими слоистыми породами, как, напр., иголочки рутила (Tonschiefernädelchen, микролиты рутила) с глинистыми сланцами или турмалины с глинистыми сланцами и сланцеватой глиной, — даже в таких случаях причина этих явлений лежит не в природе этих глинистых сланцев

или сланцеватой глины, а в химической природе транспортируемого материала, который их составляет, и тех определенных геологических явлений диагенеза, которые этот материал видоизменили.

§ 321. Возникающий при разрушении гранита обломочный материал, покрывающий часто многометровым слоем поверхность массивов, является только детритусом этой породы, но не породой и точно так же ни в коем случае не слоистой породой. Для того чтобы стать слоистой породой, детритус любой породы нуждается в определенном геологическом оформлении, которое он и приобретает в результате переноса на более или менее далекие расстояния и последующего затем осаждения. Главнейшими известными нам движущими агентами являются при этом вода, лед и воздух; действие их проявляется в самых различных формах — то в виде потоков, ручьев, рек или волн прибоя, то в виде прилива и отлива или морских течений; такими агентами могут быть ледники (их поверхность или дно), а также ветер и воздушные течения, вызванные вулканическими явлениями, и наконец горные обвалы и оползни. Перенос детритуса пород, приводящий к образованию осадков, заканчивается обычно в результате перевеса действия силы тяжести переносимого материала над перемещающими его силами. В зависимости от транспортирующего агента и расстояния материал, из которого будет формироваться новая порода, будет различен как по своей форме, так и по величине, а вместе с тем окажутся иными как облик, так и характер новой слоистой породы. При переносе на небольшие расстояния углы и грани переносимых масс или будут окатаны в очень слабой степени или останутся совсем неокатанными; плоскости ограничения остаются шероховатыми и несглаженными. Подобный материал обычно называют *осколками* или *обломочным материалом*, также *щебнем* (Schutt). В случае более длительного переноса и при большем воздействии совершающих этот перенос агентов на переносимый детритус последний теряет острые углы, становится закругленным, шарообразным, поверхности его делаются глаже, — подобные массы называют *валунами* (Geschiebe). При еще большей продолжительности переноса возникают полностью отшлифованные, более или менее круглые, яйцеобразные или линзовидные тела, без каких бы то ни было углов или граней — так называемая *галька* или *голыш* (Gerölle или Schotte).[1] Размеры осколков, валунов и гальки очень разнообразны, но не слишком незначительны — они не опускаются ниже нескольких сантиметров. При незначительных размерах говорят

[1] С целью выяснить, какие отрезки пути должны пройти обломки различных пород для того, чтобы превратиться в гальку, Эрдманн уложил дно деревянного ящика длиною в 2,82 *м* галькой различных кристаллических сланцев диаметром в 3—6 *см* и сцементировал их портланд-цементом для получения каменистого ложа. Наклоняя ящик в разнообразных направлениях, он заставлял перекатываться исследуемые остроугольные куски в различные стороны. Куски эти состояли из: 1) тонкозернистого серого гранита из Стокгольма, 2) кирпично-красного ортоцеритового известняка из Öland, 3) белого зернистого известняка из Nerike, 4) красного тонкозернистого кембрийского песчаника из Roslagen, 5) желтоватого зернистого ретического песчаника из Helsingborg, 6) серого кровельного сланца из Haellan в Dalsland. Образец 5 после прохождения 6 882 *м* пути оказался полностью окатанным и потерял 40% веса; после 22 980 *м* пути образцы 2, 3 и 4 наполовину превратились в гальку, образцы 1 и 6 обнаружили только закругленность углов. При дальнейшем прохождении 13 450 *м* пути все образцы полностью превратились в гальку, образец же 5 совершенно распылился (Geol. Fören. i. Stockholm. Förhdl. IV, 407).

о *гравии* (Kies); в тех случаях, когда величина детритуса породы заметно меньше по своим размерам горошины, его называют *песком*,* наиболее же тонкий, находящийся во взвешенном состоянии в воде или воздухе и медленно осаждающийся материал называют *илом*, или *глиной*.[1] Сглаживание и истирание при переносе и вместе с этим уничтожение острых углов и ребер переносимого детритуса происходит под воздействием ударов и истирания до известной границы, когда вместо обломочков в транспортируемой среде образуется уже только взвешенная муть, и естественно, что эти границы меняются в зависимости как от удельного веса перемещаемого материала, так и от движущих средств. Для кварцевого песка, напр., измельчение и окатывание зернышек в воде прекращается при диаметре в $^1/_{100}$ *мм*.** В случае переноса с помощью воды наиболее крупный материал остается в наиболее высоких пунктах пути, т. е. в проточных водах — у истоков, в море — на верхней кромке омываемого берега. Эти же соотношения до некоторой степени можно распространить и на перенос материала при помощи ветра; при переносе же ледником мы не наблюдаем никакого различия в размерах транспортируемого материала.

Все вышеприведенные определения переносимого детритуса основаны на его величине и форме и не зависят от химической природы материала. Так, напр., бывают пески кварцевые, известняковые, магнетитовые и т. д.

Для того чтобы рыхлый обломочный материал мог превратиться в плотную породу, необходимы *цементирование* или *затвердевание*. Скрепляющее вещество называется *цементом*. Он может быть принесен водами в виде растворов извне, как это наблюдается в известковых песчаниках, или же примешан механическим путем, как, напр., в глинистых песчаниках, или же выщелочен из первоначального детритуса и в нем же снова отложен, как это происходит в некоторых кремнистых песчаниках, многих известняках и т. д. Глинистые и илистые осадки могут подвергнуться затвердеванию и без какого-либо связующего материала или

---

* [У различных авторов и геологических учреждений различных стран терминология осколков по их величине весьма различна. Четвертичный отдел наших геологических учреждений дает следующую номенклатуру: *крупные валуны* — диаметр $>$ 300 *мм*; *мелкие валуны* — от 300 до 100 *мм*; *галька* и *щебень* — от 100 до 10 *мм*; *гравий* — от 10 до 2 *мм*; *грубый песок* — от 2 до 1 *мм*; *крупный песок* — от 1 до 0,5 *мм*; *средний песок* — от 0,5 до 0,25 *мм*; *мелкий песок* — от 0,25 до 0,1 *мм*; *крупная пыль* — от 0,1 до 0,05 *мм*; *мелкая пыль* — от 0,05 до 0,01 *мм*; *ил* — от 0,01 до 0,001 *мм* и, наконец, *глина*. См. мою книжку «Краткая петрология без микроскопа», Горно-геол.-нефт. изд-во, Л. 1934.]

[1] То обстоятельство, что оседание взвешенных тончайших частиц нередко происходит с удивительной однородностью, объясняется различной скоростью их падения при одинаковых объемах. Если, напр., падают в воде зернышки кварца и частички каолина очень незначительных размеров, то очень скоро наступает момент, когда ускоряющая сила тяжести становится равной сопротивлению воды, и частички в таком случае начинают падать с постоянной скоростью, которую называют конечной скоростью. Эта последняя зависит от удельного веса падающей частицы, от ее состояния и смачивающей способности содержащей ее жидкости. С этой конечной скоростью падает в воде, по наблюдениям Сорби (H. Cl. Sorby), каолиновая частица с диаметром в 0,25 *мм* на 1 *м* в течение 14 дней, а зернышко кварца, равного диаметра, уже в 30 секунд. Особенно резко эти соотношения в весе бросаются в глаза в эоловых отложениях.

** [Предел для возможности окатывания кварцевых зерен, приводимый Розенбушем, очень низок; едва ли зерна выше 0,50 *мм* могут в воде окатываться — см. вышецитированную книжку.]

цемента только под влиянием одного давления вышележащих пород; но цементация в таких случаях слабая. Даже достаточно грубозернистые песчаники (итаколумиты или гибкие песчаники) как будто образовались с помощью чисто механического затвердевания без какого-либо связующего материала. [1]

§ 322. Состав вещества, из которого складываются слоистые породы, так же изменчив, как и в изверженных породах. Одновременно с отложением и затвердеванием начинается и при слоистых породах период метасоматизма, в течение которого происходит как преобразование, так и новообразование вещества минералов. Поскольку эти изменения протекают под воздействием только одного выветривания, они идентичны с теми, которые были нами описаны для изверженных пород. Однако здесь выступает целый ряд явлений, обусловленных различием в самом веществе обеих групп горных пород и отсутствующих в ранее описанной группе. Сюда относится, между прочим, выделение присутствующих в карбонатных породах (известняках и доломитах) железа и марганца в форме гидроокиси железа и марганца, чем обусловливается также и окраска в глинах и песках. Сюда же надо отнести и разрушение углистого пигмента, происходящее в результате медленного окисления, и появляющееся во многих известняках и сланцах посветление окраски; к аналогичному процессу относится увеличение количества воды в ангидрите и переход его в гипс. Другие изменения, а именно частичное замещение карбоната извести карбонатом магнезии, т. е. переход известняка в доломит, так же как и пропитывание подобных доломитизированных известняков рудами (цинковой обманкой и свинцовым блеском), во многих случаях могут быть объяснены термальными явлениями.

Чрезвычайно важное значение имеет очень распространенное новообразование полевого шпата (ортоклаза и альбита), кварца и мусковита (серицит) во многих слоистых породах. Уже невооруженным глазом можно наблюдать новообразование ортоклаза и кварца в конгломератах (Euba в Саксонии). Но только благодаря микроскопу удалось впервые установить широкое распространение этого явления в глинистых сланцах и его роль и значение в возникновении кристаллических сланцев. Только с помощью микроскопа стало возможным отличать новообразования этих и других минералов в одной и той же породе от их же частиц обломочного происхождения. Понятно, что подобные явления не происходят в результате выветривания, и еще менее они могут быть объяснены термальными явлениями. Они принадлежат к категории диагенетических явлений. Что подобные далеко идущие преобразования действительно имеют место в осадках, доказывается отсутствием всеобще распространенных в глубоководном иле остатков пемзы в соответствующих породах на земной поверхности.

Слоистые породы как геологические тела

§ 323. Все слоистые породы осаждались главным образом под влиянием собственной силы тяжести, и каждая из них покоится на всем своем протяжении на какой-либо другой породе, образующей для первой *лежачий бок*. Они нигде не продолжаются в более глубокие горизонты

[1] По исследованиям Спринга даже при давлении в 10 000 атмосфер не было достигнуто затвердевания чистого песка без цементирующего состава.

земного шара. Никогда они не интрудировали и не изливались из глубины, но всегда являются осадками, с верху до низу состоящими из механических частиц или выделившимися из химических растворов. Форма этих осадков является самой разнообразной и зависит от равномерности осаждения, от подстилки, на которой этот процесс происходит, и от осаждаемого материала, равно как и от способа его переноса.

При осаждении в больших водных бассейнах мелких частиц, всюду в них распространенных, образуются плоско-параллельные массы, которые мы называем *слоями*. Нижняя их поверхность, соприкасающаяся с подстилающими породами, воспринимает форму последних, верхняя же будет горизонтальной при условии ненарушенного залегания. Отклонение от такого горизонтального залегания, как, напр., более сильный наклон, поднятие или складчатость, объясняется движениями во всей отложившейся массе и в подстилающих ее породах. При продолжении процесса седиментации на образовавшемся уже слое откладываются все новые и новые слои, и таким образом возникают *слоистые комплексы*, в которых каждый более молодой слой представляет висячий бок для непосредственно перед ним отложенного. Расстояние, отмеренное по перпендикуляру между лежачим и висячим боками, называют *мощностью слоя*. Положение слоя в пространстве определяется двумя взаимно перпендикулярными линиями, проведенными в его плоскости и названными геологами *линиями простирания* и *падения слоя*. Так как в каждом процессе осаждения необходимо присутствует выдающаяся над водной поверхностью страна, подвергающаяся разрушению, а также тот бассейн, в который выносятся продукты этого разрушения, то, естественно, не может быть слоев, которые облекали бы непрерывно всю землю. Границы каждого слоя определяются границами бассейна, в котором он отлагается; эта граница представляется наблюдателю или стыком, местами соприкосновения с другими горными породами, или в виде постепенно уменьшающейся и сходящей на-нет мощности слоев (выклинивание), или наконец в виде выхода их на земную поверхность, которая при этом и срезает их.

Отдельные слои внутри согласной слоистой системы выявляются как таковые или вследствие перемежаемости в процессе осаждения или по причине более или менее заметного изменения состава осаждаемого материала. При многократном повторении этого изменения в материале возникает так называемая перемежающаяся слоистость. Если же осаждаемый материал меняется не в вертикальном, а в горизонтальном направлении, то в таких случаях возникают различные фации одного и того же слоя.

Плоскости ограничения слоя называются *плоскостями слоя*. Там, где они соответствуют перерывам в процессе седиментации, они проявляют некоторые особенности. Так, напр., в песчаниках, развивающихся у берегов таких бассейнов, часто и в большом от них отдалении, встречаются на достаточно равномерных и небольших расстояниях друг от друга волнообразные борозды — так называемые *волноприбойные знаки*, образованные как небольшим прибоем волн к берегу, так и большими волнами, действовавшими на определенном расстоянии на самом «пляже». Вполне естественно, что отпечатки подобных знаков воспроизводятся и на нижней поверхности покрывающего пласта. Плоские округлые углубления на поверхности слоя рассматриваются как *ископаемые отпечатки капель дождя* и образуются вследствие выпадения капель дождя на поверхность мягкого еще слоя; эти отпечатки сохраняются в результате осаждения внутрь их материала из новых слоев. При высыхании на солнце и открытом воздухе на поверхности, слоя состоящего из илистых

осадков, образуются различные трещинки, заполняемые при следующем погружении в воду; таким образом появляются *лейстообразные вздутия*, так хорошо развитые и особенно распространенные в морском известняке. При высыхании морских или пресноводных осадков в неглубоких, плоских впадинах содержащиеся в них соли выкристаллизовываются в виде кубиков, выступающих бугорками на поверхности слоя. С возобновлением отложения осадков вода растворяет каменную соль, но при этом сохраняется на поверхности слоя форма выщелоченного кристалла; получающееся в результате свободное пространство выполняется новым веществом, образующим так называемые псевдоморфозы по каменной соли, и их отпечатки сохраняются на нижней поверхности верхнего пласта. В эстериевых слоях немецкого кейпера подобные образования встречаются очень часто. *Следы животных*, или *ихниты*, консервируются подобным же образом в виде вдавленных или выпуклых отпечатков. Впервые они были найдены в пестроцветном песчанике Hessberg у Hildburghausen. Натхорст показал, что различные своеобразные фигурки на поверхности слоев, принимавшиеся раньше за ископаемые остатки, в действительности являются следами ползающих животных. Но и сами остатки ископаемых, как, напр., ракушки, чешуя рыб и т. д., находятся в хорошей сохранности непосредственно на поверхности слоев, часто в большом количестве.

Совершенно равномерная и непрерывная горизонтальная слоистость претерпевает нарушения тотчас же, как только процесс седиментации становится неравномерным. Это происходит, напр., там, где находящееся во взвешенном состоянии вещество выносится впадающей в морской залив рекой (дельтовые образования), где текущие массы воды при повторяющихся повышениях уровня воды или изменении русла откладывают гальки и пески. В этом последнем случае происходит скорее, так сказать, насыпание, чем простое осаждение. Насыпанные массы образуют более или менее плоские линзообразные и многократно пропикающие одно другое тела, на подобие заходящих друг на друга пальцев, а не собственно слои.

Слоистость в строгом значении этого слова отсутствует, точно так же как и в эоловых отложениях, как, напр., в дюнных песках и в эоловом — образованном не при участии воды — лёссе. Не полной и не горизонтальной, но несколько наклонной является слоистость в массах щебня, образующегося на склонах гор. Точно так же отсутствует более или менее полно слоистость в собственно моренных образованиях. Таким образом, хотя слой есть нормальная форма проявления осадочных пород, последняя все-таки отсутствует до некоторой степени во многих из них. С несовершенной слоистостью всегда связано точно так же неравномерное разделение слоистого материала по величине его зерен.

Химические осадки, т. е. отложения из химических растворов, обнаруживают иногда очень явную, в особенности хорошо маркируемую промежуточным развитием в них механических осадков, слоистость, тогда как в других случаях слоистость эта более или менее полностью отсутствует; особенно часто это бывает в случае образования породы из грубозернистого материала. Это обстоятельство указывает на перекристаллизацию под влиянием растворяющей среды, так что отсутствие слоистости частью несомненно явление вторичное. Форма этих химически осажденных пород часто более толсто-линзообразная, чем слоистая; поэтому говорят о соляных *залежах*, *штоках* гипса и т. д. Слоистые тела полезных ископаемых, в особенности углей, называют *флёцами*.

Совершенно неслоистыми и штокообразными массами, как бы в виде прорывов, залегают многие коралловые известняки в окружающих их осадках.

Структура и текстура слоистых пород

§ 324. Характернейшая особенность текстуры слоистых пород заключается в их сложении из чередующихся параллельных слоев и в вытекающем отсюда различии между *продольным изломом* — параллельно плоскостям слоистости — и *поперечным изломом*, к ним перпендикулярным. Это различие проявляется тем резче и яснее, чем совершеннее слоистость; оно выражается в таком случае легкой делимостью тела породы параллельно плоскостям ее слоистости, вследствие чего такие породы и получили неточное определение сланцев (известковый сланец, мергелистый сланец и т. д.). Точно так же неверно принимать эту легкую делимость по плоскостям слоистости за трещиноватость. С истинной сланцеватостью и трещиноватостью неизбежно связаны и физические особенности самой массы горной породы, находящие свое выражение в трехосном эллипсоиде. Такого рода особенности отсутствуют в простой слоистой породе, как это подтверждается всеми проведенными до сих пор опытами. Плоскости слоистости принадлежат к плоскостям отдельности в более широком понимании этого слова и своим возникновением обязаны высыханию напитанных водою осадков, начиная с их верхних поверхностей. Отдельность здесь соответствует, следовательно, потенциальному минимуму сцепления, подобно тому как это имеет место с плитчатой отдельностью в изверженных породах. Поэтому слоистость отсутствует в сухих эоловых отложениях, как, напр., в лёссе.

В продольном изломе отдельные составные части слоистой породы располагаются беспорядочно; в поперечном же изломе легко выявляется их расположение по параллельным плоскостям. Эта хорошо распознаваемая во всех действительно слоистых породах текстура называется просто *слоистой текстурой*; она не имеет ничего общего с флюидальной текстурой излившихся пород.

§ 325. Обломочные грубозернистые слоистые породы называют, по Науману, *псефитами* (*ψῆφος* — по-древнегречески голыш, камешек, а самый способ их сложения определяют как *псефитовую структуру*. Рыхлые массы угловатых обломков называют *агломератом*, массыже, образованные валунами и галькой, называют *голышом* или *гравием*. Если агломераты скрепляются каким-либо цементом в твердую породу, то называются они в таких случаях *брекчией*, породы же, образованные путем цементации гальки и валунов, называются *конгломератами*. Разновидности, которые можно выделить по способу их сложения, могут различаться в псефитах только на основании относительных количественных соотношений гальки или валунов и цементирующего их материала. Конгломераты с относительно редкими гальками называют обычно *пудинговыми породами*.

Галька со вдавленностью на поверхности развита в конгломератах различных формаций (третичный швейцарский нагельфлю у St.-Saphorin между Vevey и Лозанной, Dirnten у Rapperswyl, St. Gallen, Appenzel, Бернская юра и т. д.; неокомовые бобовые руды в Salzgitter; главный конгломерат пестроцветного песчаника у Gebweiler в Эльзасе, у Badenweiler в Шварцвальде, Frankenberg в Гессене и т. д., а также каменноугольные конгломераты Eschweiler у Аахена. Гальки отличаются при этом шероховатой поверхностью, и в том месте или в тех местах, где они соприкасаются друг с другом, образуются довольно значительные углубления, так что это соприкосновение и принимается за первопричину подобной вдавленности. Поскольку это доступно наблюдению, можно отметить, что всегда из двух соприкасающихся галек вдавливание производит та, которая обладает в месте своего сопри-

косновения меньшим радиусом кривизны, и, наоборот, подвергается этому вдавливанию галька, обладающая большим радиусом. Твердость обломочного материала как будто не имеет значения, так как вдавливанию могут подвергаться то более мягкая, то более твердая галька. Одна и та же порода может по отношению к другой, с ней соприкасающейся, то выступать в виде активного фактора, то, наоборот, пассивно воспринимать чужое воздействие. Точно так же как будто не имеет значения и химическая природа, так как гальки со вдавленностью принадлежат к самым разнообразным породам — известнякам, кварцитам, гранитам и т. д. Все-таки в более твердых породах углубления эти являются менее грубыми; при этом часто от углублений звездообразно отходят тщательные отпрыски, так что галька выглядит как бы пронизанной подобными отпрысками, а части ее надвинуты друг на друга и сцементированы снова. Подобного рода углубления производили искусственно, воздействуя на точки соприкосновения кварца и мрамора слабо подкисленной или чистой водой, растворявшей частицы в капиллярных канальцах около мест соприкосновения. Природные месторождения указывают на механические, а не на химические воздействия как на первопричину этого рода явлений. В пользу этого говорит распространение подобных явлений в дислоцированных областях: в Вогезах и Шварцвальде они развиты вблизи линии главных сбросов; это же относится и к разломанным валунам альпийского нагельфлю и т. д.

В конгломератах, гальки которых претерпели перенос глетчера, на последних обнаруживаются часто хорошо известные шрамы и шероховатости.

Полые валуны или *гальки* (также щебень) известны только в известняковых конгломератах и брекчиях, как, напр., в Tharand в Саксонии, в Lauretta в Leithagebirge, в красном лежне окрестностей Kreuznach и Frankenberg в Гессене, в нижнем пестроцветном песчанике Klagenfurt, в третичных конгломератах Sattnitz, в дилювиальном нагельфлю в южной Баварии и в других местах. От этих валунов или гальки сохранилась только тонкая внешняя скорлупа, в большинстве случаев более или менее полностью доломитизированная, тогда как ядро этого валуна выщелочено и удалено. При этом часто внутри его находится доломитовый песок; там и сям наблюдается также оставшийся невыщелоченным кварцевый песок. В некоторых местах подобные полые валуны и гальки сопровождаются плотными доломитовыми окатышами, которые были первоначально известняками. Процесс их образования аналогичен известным уже псевдоморфозам доломита по кальциту, красного железняка или пиролюзита по кальциту и т. д. Вода, приносящая карбонат магния, необходимый для образования доломита из кальцита, уносила с собой карбонат кальция, как более легко растворимый. Привнос материи протекал следовательно более медленно, чем вынос, вследствие чего и возникали пустоты.

Граненые окатыши очень распространены в главной конгломератовой линзе среднего пестроцветного песчаника в Вогезах и в Шварцвальде. Это окатыши кварцита, поверхности которых покрыты новообразованными и сильно блестящими чешуйками и кристалликами кварца в параллельной кристаллографической ориентировке. Так как эти окатыши никогда не соприкасались со всех сторон и плотно с цементом, то как раз на плоскостях соприкосновения наблюдается частое новообразование минералов. Отсюда и происходят покрышки из лимонита, пирита, пиролюзита и т. д. на окатышах многих конгломератов.

§ 326. *Псаммитами* (от древнегреческого *ψάμμος* — песок) Гаюи назвал кластические осадки, составные части которых меньше размеров горошины и не опускаются никогда до размеров пыли; следовательно это будут песчаники, граувакки и родственные им породы. По свойствам слагающих их зерен они повторяют в малом масштабе структурные особенности псефитов, поскольку и здесь мы имеем то более или менее резко ограненные и угловатые зерна, подобно обломкам в брекчиях, то зерна ясно или совершенно окатанные, как валуны и гальки в конгломератах. Цементирующий материал, скрепляющий эти зерна, может присутствовать в большом количестве или, наоборот, быть очень скудным. Подобно ограненным окатышам в конгломератах то же наблюдается и в так называемых *кристаллических песчаниках*, в которых отдельные неравномерные зерна кварца превращены в результате процессов вторичного осаждения кремнекислоты в почти идиоморфные индиви-

ды. Границы между центральным кварцевым зерном и вновь отложенной кварцевой оболочкой выступают очень ясно под микроскопом, так как при этом или наблюдается тонкая грязная пленка на внешней поверхности зерна кварца (рис. 72), или же внезапно обрываются ряды жидких включений на границах с новым отложенным веществом.

Очень распространены в песчаниках и песках, в особенности в дюнных песках, явления, называемые *несогласной параллельной текстурой* или *косой слоистостью*. Они возникают в тех случаях, когда на коротких промежутках происходит частое и непрерывное изменение в положении поверхностей слоистости. Подобная текстура наблюдается очень часто в главном пестром песчанике юго-западной Германии; равным образом ее можно наблюдать и в известняках, как, напр., в районе пенистых известняков в тюрингенском волнистом известняке (по Францену), а также во флювиальных глинисто-песчанистых отложениях. Их можно рассматривать как результат меняющихся потоков в среде, в которой происходит процесс осаждения (вода или воздух).

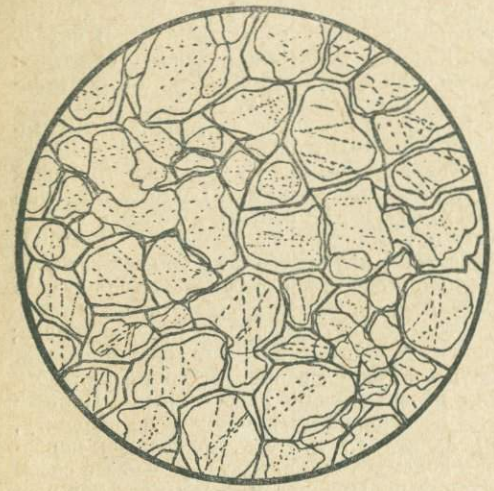


Рис. 72. Кристаллический песчаник из главного пестрого песчаника. Königstuhl у Гейдельберга. Увелич. 15 : 1.

§ 327. *Пелитами* (πηλός — глина, ил) Науман назвал осадки, сложенные тончайшим обломочным материалом то известкового, то глинистого, то смешанного глинисто-известкового (мергелистого) состава. Глинистые пелиты называются также лимматическими или диалитическими. Структура их называется пелитовой. По микроскопическим своим особенностям она повторяет все свойства псаммитовой структуры. Несмотря на незначительные размеры образующих ее составных частей нередко можно очень явственно различать выступающий в качестве цемента тончайший материал и большие цементируемые им зернышки. Подобно кристаллическим песчаникам и здесь происходит рост песчинок, и точно также здесь удается наблюдать несогласную параллельную текстуру (косую слоистость). Наряду с очень закономерным плоскопараллельным отграничением некоторых слоев в породах, представляющих собой пелитовые осадки, сильно распространено также волнистое переплетение плоско-линзообразных, по большей части несколько более грубозернистых составных частей, окаймленных сеткой тонкозернистых. Частота новообразований именно в этих породах приводит во многих случаях к определенному расположению составных частей, обусловленному не слоистостью, а противоположными ей факторами. Так, напр., листоватые чешуйки слюды часто группируются в виде розеток вокруг зерен кварца или полевого шпата, кристаллов пирита и т. д.; другие новообразования листоватой структуры располагаются поверхностью

своих лепестков не параллельно плоскости слоистости, но под острым и даже под прямым углом к последней.

§ 328. В тех случаях, когда мы встречаем пелитовые породы в складчатых областях, они обнаруживают трещиноватость и делимость на тонкие пластинки, до некоторой степени пропорциональную интенсивности складчатости, причем эта трещиноватость не бывает параллельна слоистости этих пород или только случайно располагается параллельно последней. Такое строение, больше того, имеет постоянное по падению и простиранию положение, не зависит от седел и мульд и может пересекать слоистость пород под любым углом. Наряду с этой отдельностью, которую обычно называют *поперечной сланцеватостью* [или *кливажем*], существует, в особенности на более низких стадиях складчатости, также и отдельность по плоскостям слоистости, так что определенный слой может, напр., распасться на ряд грифелеобразных кусков с ромбическим поперечным сечением, в котором одна пара плоскостей соответствует слоистости, вторая же пара — сланцеватости. В более сильно смятых горных районах собственно слоистость исчезает совершенно, и отдельность слоистых тел соответствует исключительно сланцеватости. Впервые Баур при изучении Рейнских Сланцевых гор в 1846 г., а затем в следующем году Шарп в Англии показали, что эта поперечная сланцеватость является результатом действовавшего перпендикулярно к сланцеватости давления, в результате которого первоначально горизонтальные слои оказались приподнятыми, изогнутыми, сжатыми в мелкие складки (седла и мульды), а при исчезновении, при сдавливании крыльев складок были превращены в параллельные пластины. С этой поперечной сланцеватостью связаны полное изменение или далеко идущая перекристаллизация самого состава вещества слоистого тела. Если в рассланцованном слоистом комплексе (мы употребляем в дальнейшем только выражения «рассланцованный давлением» и просто «рассланцованный») находились пелитовые, псаммитовые, псефитовые массы и магматические породы, то в последних рассланцевание прекращается, с тем чтобы вновь появиться по другую сторону от изверженной породы, и только определенные разрывы и разломы в этой нерассланцованной породе и в составных ее частях или оптические деформации в последних дают нам указания на то, что и на магматические породы действовало определенное давление. В других случаях даже и эти последние массы все более и более вовлекаются в процесс рассланцевания и изменяются и вещественно преобразуются до неузнаваемости, аналогично процессу, описанному при магматических породах и их туфах (§ 226). Там, где в рассланцованной слоистой системе встречается ископаемая фауна, на последней очень наглядно отражено развальцевание, и это именно и привело Шарпа к объяснению явлений сланцеватости.

Совершенно аналогичные явления развальцевания претерпевают также шарообразные образования и фенокристы в изверженных породах (ср. § 226).

Новое расположение минералогического состава в рассланцованной породе выражается в том, что все листоватые компоненты, отчасти и те, которые образуются только при процессе рассланцевания, располагаются своими листочками в плоскости сланцеватости, т. е. перпендикулярно к давлению. Часть же других листоватых новообразований (оттрелит, биотит), наоборот, оказывается странным образом совершенно незави-

симой от направления давления как в своей ориентировке, так и в распределении в породе.

Искусственное воспроизведение этих явлений рассланцевания дал впервые Сорби в 1856 г.; он вминал в глину тонкие листочки железной слюды и доказал, что они располагались, под воздействием сильного одностороннего давления, параллельно по отношению друг к другу, причем плоскости листочков оказались ориентированными перпендикулярно к направлению давления. Тиндаль, Добрэ и другие доказали позже на воске, трубочной глине, металлах и т. п., что для развития сланцеватости листоватые минералы вовсе не являются необходимыми, но что определенное значение здесь имеют пластичность сдавливаемой породы, возможность боковых скольжений и одностороннее давление.

Плоскости сланцеватости иногда выявляют в результате длительного давления более грубую или тонкую сморщенность или слоистость, которая нередко настолько тонка, что поверхность сланцеватости кажется шелковисто-блестящей (блестящие сланцы, schistes lustrés, satinés).

§ 329. Отдельность в рассланцованной породе по плоскостям сланцеватости очень существенно отличается от отдельности по плоскостям слоистости вследствие того, что она проходит с одинаковым совершенством через каждую точку в породе. Свойство это соответствует спайности кристаллических веществ. Наряду со сланцеватостью в рассланцованных породах часто наблюдаются еще две системы трещин, пересекающихся в большинстве случаев под косыми углами и располагающихся перпендикулярно к плоскости рассланцевания. В породах, менее поддающихся рассланцеванию, иногда наблюдаются только эти две системы трещин, без собственной сланцеватости. Трещины сланцеватости никогда не проходят через каждую точку в породе, но располагаются всегда на известном расстоянии друг от друга. Но по плоскости, диагональной к этой системе трещин, развивается скрытая возможная отдельность, проходящая через любую точку породы и лежащая в направлении, перпендикулярном к плоскости сланцеватости. Каменотесы хорошо знают проистекающую отсюда способность породы к раскалыванию и с большой ловкостью используют ее при изготовлении кровельных плит. В Арденнах (Fumay, Rimogne) эту легкую спайность по плоскости, перпендикулярной к плоскости слащеватости, называют «лонгрен» (longrain), и Э. Жашета ввел это название в учение о горных породах. Этот же исследователь установил очень важное соотношение между строением рассланцованных пород и способностью их к теплопроводности. Если рис. 73 представляет пластинку из породы, подвергшейся рассланцеванию под воздействием давления, при этом ограниченную плоскостью сланцеватости CBEG, плоскостью лонгрена ABED и перпендикулярной к последней плоскостью FCBA, и если мы назовем через a, b и c направления максимальной, средней и минимальной способности к теплопроводности породы, то окажется, что максимальная проводимость лежит в плоскости сланцеватости параллельно лонгрену, средняя к ней перпендикулярна; в плоскости лонгрена максимальная теплопроводность параллельна сланцеватости, минимальная же перпендикулярна к ней, а в плоскости, перпендикулярной к сланцеватости и лонгрену, располагаются средние и минимальные теплопроводности. Таким образом рис. 73 дает нам ориентировку трехосного эллипсоида теплопроводности в рассланцованной под воздействием давления породе в зависимости от молекулярного расположения.

Покрывая отполированные поверхности подобным образом ориентированной пластинки рассланцованной породы тонким слоем воска и нагревая ее в определенном месте до тех пор, пока воск на определенном расстоянии от нее не расплавится, и позволяя затем этому воску — путем прекращения нагрева — остыть и затвердеть, мы получим на каждой из плоскостей параллелепипеда эллиптическую фигуру, в которой бо́льшие и меньшие диаметры более или менее отличимы друг от друга, а на плоскости лонгрена их соотношения могут достигать 3 : 1. На обычных плоскостях слоистости и на перпендикулярных к ним поверхностях нерассланцованной породы термические кривые представляют всюду окружности; на поперечных к плоскостям отдельности разрезах (базальтовые столбы, призмы в глинах, получающиеся в результате высыхания) в лучшем случае наблюдается небольшое увеличение теплопроводной способности параллельно направлению стяжения (при отвердевании или усыхании). При сравнении термических соотношений обыкновенных слоистых пород, затем пород, получившихся от стяжения, и наконец пород, подвергшихся рассланцеванию при помощи давления, необходимо сделать тот вывод, что сокращение или давление увеличивают плотность тела в направлении давления. Но если давление * перерастает определенную величину, то наступает раздвигание частиц в направлении, перпендикулярном к направлению давления, с образованием поверхностей отдельности, и в таких случаях плотность становится больше на плоскости сланцеватости, чем в направлении давления. Таким образом плоскость сланцеватости сходна с плоскостями спайности в кристаллической среде также и свойством более плотного распределения своих составных частей. В этом свойстве лежит объяснение метаморфизирующего воздействия давления. Оно изменяет расстояния между молекулами и тем самым облегчает химические реакции, которым кроме того помогают внутреннее раздробление сдавленных масс горных пород и обусловленная этим более совершенная проницаемость их растворами.

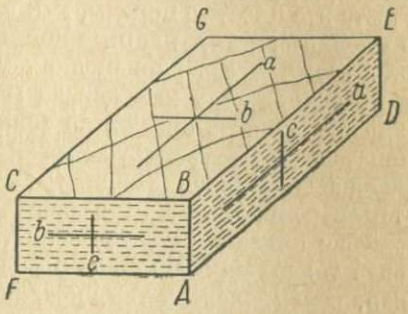


Рис. 73.

Систематика слоистых пород

§ 330. Ввиду того что во многих слоистых породах состав материи не находится во внутренней причинной связи со всем существом породы, систематика их не может покоиться на таком прочном основании, как это мы имеем для изверженных пород. В хорошо характеризуемую группу можно выделить химические осадки в узком значении этого слова; в качестве таковых мы имеем каменную соль, калиевые соли, ангидрит, гипс и тяжелый шпат. Собственно осадочные породы можно различать как по преобладающему веществу, так и по господствующей структуре. Конгломераты, брекчии и песчаники являются среди них наиболее род-

* [Автор, совершенно очевидно, имеет всюду в виду одностороннее давление.]

ственными; другие же, преимущественно пелитовые породы целесообразно объединить в группы кремнистых, карбонатных, железистых и глинистых пород. Добавочную группу образуют углистые породы или ископаемые горючие материалы.

Химически осажденные породы (преципитаты).

§ 331. Химически осажденными породами являются осадочные породы, составные части которых выкристаллизовываются из водных растворов и отлагаются в виде химических осадков из маточного раствора. В силу этого подобные составные части носят автигенный характер. Отчасти это простые породы, как каменная соль, гипс, ангидрит, отчасти же сложные, как, напр., многие калиевые соли (отбросовые соли — Abraumsalze — севернонемецких месторождений каменной соли).

Каменная соль как порода (галит) состоит существенно или почти исключительно из средне- до тонкозернистого, местами грубозернистого и шпатоватого аггрегата неправильно ограненных индивидов минерала каменной соли. Крупнозернистые и шпатоватые массы произошли как будто путем перекристаллизации из тонкозернистых разностей. Волокнистое сложение каменная соль приобретает в тех случаях, когда она залегает в виде тончайших прослоев в гипсе и засоленной глине. Окраска ее белая, серая, желтоватая, красноватая, а также голубая или зеленая. Красноватые цвета обусловлены тончайшими лепестками железной слюды, легко отделяемой путем выщелачивания водой самой соли; серые цвета указывают на присутствие в породе примесей глины или углистого вещества. Голубая окраска обусловлена, вероятно, металлическим натрием, возникшим под влиянием радиевых лучей. Включения жидкостей наблюдаются часто и распознаются нередко уже простым глазом, точно так же как и включения газов. В тех случаях, когда эти газы находятся под высоким давлением, они разрывают с треском утоняющиеся при растворении стенки оболочек, как, напр., в так называемой трескучей соли из Велички. Газы, находящиеся в последней, состоят из 84,60% CH_4, 2% CO_2, 10,35% N, 2,58% O. В качестве случайных примесей в каменной соли встречается *кварц* в виде изящных кристалликов, а также довольно распространен *ангидрит* в кристалликах и зернистых аггрегатах. Пирит и другие сульфиды, равно как и карбонаты, встречаются редко. Глина и мергель или повсеместно распространены в каменной соли, загрязняя ее при этом, или же, аналогично тому, как и в ангидрите, они расположены в ней в виде тонких слоев (засоленная глина). Химический состав каменной соли показывают следующие анализы 1 — 5:

	1	2	3	4	5
NaCl	97,55	90,23	98,36	99,34	91,00
$MgCl_2$	—	0,45	—	—	0,60
$CaCl_2$	—	—	—	0,05	0,50
$CaSO_4$	1,49	0,72	0,55	0,11	—
$MgSO_4$	0,23	0,61	—	—	—
K_2SO_4	—	1,35	—	—	—
Na_2SO_4	0,43	—	0,03	—	3,30
Нераств. осадок	—	5,88	1,18	0,38	3,65
Вода	0,30	0,86	—	0,14	0,95
Σ	100,00	100,10	100,12	100,02	100,00

1. Каменная соль, чистая, прозрачная — Stassfurt (Стассфурт).
2. Каменная соль — Величка. Нерастворимый осадок состоит из глины и песка.
3. Каменная соль — Wilhelmsglück у Schwäbisch-Hall. Нерастворимый осадок состоит из 0,52 $CaCO_3$, 0,13 $MgCO_3$, 0,53 $Al_2O_3 + Fe_2O_3$.
4. Каменная соль — Wizakna, Семиградие. Чистая, белая, плотная.
5. Каменная соль — St.-Nicolas, департамент Мёрты.

§ 332. Образование каменной соли происходит в соленых озерах и морских бухтах. Соленые озера являются отчасти остатками прежних морских бассейнов, которые в результате геологических процессов оказались отрезанными от открытого моря (реликтовые озера), отчасти же это лишенные стока внутриконтинентальные озера; для того чтобы могло происходить выпадение соли, необходимо в обоих случаях, чтобы испарение, обусловленное сухим климатом, было сильнее, чем соответствующий приток пресной воды.

В качестве примера может быть приведено Эльтонское озеро на юго-востоке РСФСР (в Нижне-волжском крае), поверхность которого занимает 205 *кв. км.* В сухие и холодные времена года осаждаются у его берегов и на дне каменная соль, гипс и временами горькая соль, причем во время таяния снегов и сильного половодья часть этой соли снова растворяется. Вследствие этого и состав такой растворенной соли периодически изменяется. Анализ 4 дает этот состав для августа. Точно так же и в Мертвом море оседает наряду с углекислым кальцием каменная соль. Значительно ограниченнее содержание соли в Каспийском море (анализ 2). Почти чистый NaCl содержится в слабосоленом Илецком озере (в Средневолжском крае).

	1	2	3	4	5
Cl	55,29	41,78	64,49	64,22	60,26
Br	0,19	0,05	1,45	—	сл.
SO_4	7,69	23,78	0,45	6,82	0,47
CO_3	0,21	0,93	—	0,04	—
Na	30,59	24,49	15,75	11,27	38,86
K	1,11	0,60	3,24	—	сл.
Ca	1,20	2,60	4,09	0,10	0,33
Mg	3,72	5,77	10,53	17,55	0,08
Σ	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

1 Среднее из 77 проб морской воды, собранной экспедицией Challenger'a. Содержание соли 3,301 — 3,737%.
2. Воды Каспийского моря. Содержание соли 1,267%.
3. Воды Мертвого моря. Содержание соли 22,030%.
4. Воды озера Эльтон. Вода в августе. Содержание соли 26,50%.
5. Вода Илецкого озера.

Отложения соли в подобных ограниченного размера озерах всегда образуют слои только незначительной мощности, прерываемые прослоями глинистого или мергелистого вещества. Оксениус объясняет возникновение мощных соляных отложений постепенной концентрацией содержания соли в морских заливах, соединяемых узким протоком с открытым морем. В подобных бухтах в результате такого же бедного дождем климата и ограниченного притока пресной воды при сильном испарении удаляемая вода заменяется морской водой (анализ 1) и содержание соли постоянно растет. В соответствии с известными свойствами растворов, как только плотность рассола перешагнет за 1,033, выделяется сначала сульфат кальция, затем образуются ангидрит или гипс, залегающие

всегда в лежачем боку каменной соли. С дальнейшей концентрцией, когда удельный вес рассола достигает 1,20, начинает кристаллизоваться каменная соль. При продолжающемся осаждении последней происходит постепенное обогащение содержания в маточном рассоле хлоридов и сульфатов Mg, K, Ca. Как только увеличивающаяся в мощности залежь каменной соли достигнет высоты барьера, более тяжелый маточный рассол уносится в виде донного течения в открытое море, легкая же морская вода проникает в бухту, и снова начинается отложение сульфата кальция, так что каменная соль снова покрывается слоем ангидрита или гипса. Если, наоборот, в результате поднятия берега или барьера, сообщение с морем окажется прерванным, то достигают состояния насыщения и выпадения и легко растворимые соли маточного рассола.

§ 333. Особый научный интерес и высокое хозяйственное значение приобретают те отложения каменной соли, которые связаны с наличием калийных и магниевых солей, как в верхней цехштейновой формации средней и северной Германии, в третичных отложениях Эльзаса и Бадена [и в пермских отложениях окрестностей Соликамска в Союзе]. Здесь происходит образование сложных соляных пород — так называемых отбросовых солей. По своему строению эти породы делятся на 30 различных разновидностей, из которых наряду с каменной солью существенное значение имеют:

Сильвин — KCl, **Кизерит** — $MgSO_4 \cdot H_2O$. **Каннит** — $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$.
Карналлит — $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$, **Ангидрит** — $CaSO_4$,

Менее распространены и имеют только местное значение:

Бишофит — $MgCl_2 \cdot 6H_2O$, **Шёнит** — $MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 6H_2O$,
Лангбейнит — $K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$, **Борацит** — $Mg_2\,Cl_2\,B_{16}\,O_{30}$,
Полигалит — $MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и др.

В растворах этих соленосных пород развит кроме того целый ряд таких веществ, как бром (иод только в виде совершенно незначительных следов), аммоний, рубидий, цезий, литий, железо, медь, серебро (в стассфуртской залежи 34 *мг* на тонну) и местами в карналлите немного золота. Каменная соль содержит кроме того нередко и рудничный газ (ср. выше трескучую соль). В калиевых солях находятся ограниченные количества нефтевидных продуктов и водорода (у Leopoldshall с небольшим количеством гелия).

У Стассфурта по Эвердингу мы имеем следующий профиль лучше сохранившихся отложений каменной соли:

Нижний пестроцветный песчаник

Верхний цехштейн:
- 20 — 30 *м* — красная глина с ангидридом и каменной солью
- 50 *м* — каменная соль
- 1 — 5 *м* — ангидрит с каменной солью
- 5 — 15 *м* — красная соленосная глина
- 100 — 150 *м* — более молодая каменная соль
- 40 — 90 *м* — главные отложения ангидрита
- 4 — 10 *м* — серая соленосная глина
- 30 — 40 *м* — карналлитовая зона
- 20 — 40 *м* — кизеритовая зона
- 40 — 60 *м* — полигалитовая зона
- 300 — 500 *м* — ангидритовая зона

Средний цехштейн — 70 — 100 *м* более старого ангидрита с доломитом и прослоями каменной соли.

Зона ангидрита в более древних отложениях каменной соли состоит приблизительно на 95% из каменной соли и на 5% из ангидрита, развитого в виде тонких пропластков. Полигалитовая зона — на 91% из каменной соли, 7% полигалита, небольшого количества ангидрита и хлоро-магниевой соли; кизеритовая зона — на 65% из каменной соли, 17% кизерита, 13% карналлита, 3% хлоро-магниевой соли и 2% ангидрита. Карналлитовая зона—на 25% из каменной соли, 55% карналлита, 16% кизерита, каинита, сильвина, тахгидрита ($CaCl_2.2MgCl_2.12H_2O$) и стассфуртита (существенно борацит).

В технике *сильвинитом* называют породу, состоящую из сильвина и каменной соли, *жесткой солью* (Hartsalz) — совокупность каменной соли, сильвина и кизерита, а «карналлитом» называется порода, состоящая из каменной соли, кизерита и карналлита. Ринне предложил новую петрографическую номенклатуру для подобных смешанных соляных пород, в которой наименование пород определяется наиболее существенной составной ее частью; оно дополняется присоединением добавочных наименований, расположенных по возрастающему значению этой составной части в породе. Так, напр., порода, состоящая преимущественно из каменной соли, небольшого количества сильвина и еще меньшего количества кизерита должна быть названа кизерит-сильвин-галит. Вант-Гофф с рядом своих сотрудников установил последовательный ряд и различные ассоциации выкристаллизовывающихся из морской воды солей при температурах от 25° до 83°. В общих чертах наблюдаемые в Стассфурте особенности совпадают с установленными экспериментальным путем, хотя наряду с этим наблюдаются точно так же и некоторые отклонения. Эти отклонения объясняются результатами вторичного изменения. Так, напр., уже вскоре после отложения начинает происходить частичная перекристаллизация солей K и Mg; более поздние изменения происходят под воздействием давления вышележащих слоев, вследствие горообразовательных процессов складчатости и в особенности в зависимости от связанного с обеими этими причинами нагревания, сопровождаемого бо́льшим или меньшим воздействием циркулирующих растворов. [1] Естественно, что эти изменения не одинаково отражались на далеко отстоящих друг от друга северогерманских отложениях каменной соли, так что всегда мы можем различать разнообразные «соляные петрографические провинции».

В противоположность взглядам Охсениуса, Вальтер объясняет образование северонемецких месторождений солей высыханием большого внутреннего озера, которое оказалось отрезанным в цехштейновое время от открытого моря и вероятно занимало пространство от Урала до Англии и от Скандинавских гор до современной долины Дуная. Под влиянием пустынного климата это озеро постепенно испарялось, оттягивалось к средней Германии и окончательно усыхало в единичных более или менее разобщенных впадинах. Откладываемые в течение этого времени по краям соляные корки растворялись снова под влиянием выпадавших дождей и переносились в эти впадины. Такое объяснение имеет то преимущество, что оно выводит образование соленосных отложений из единого явления и в то же время объясняет их значительную мощность.

---

[1] F. Rinne. Die geothermischen Metamorphosen und die Dislokationen der deutschen Kalisalzlagerstätten. Fortschritte d. Mineralogie etc., Bd. 6, 1920.

Отложения каменной соли известны во всех геологических формациях за исключением архейской. Так, известны древнесилурийские в Saltrange в Пенджабе (Индия), верхнесилурийские — в соленосной группе Onondaga в Канаде, каменноугольные—в Мичигане и Виргинии, к цехштейну относятся северонемецкая магдебургско-хальберштадтская мульда (Стассфурт, Леопольдсхалль), южногарцский район между Гарцем и Тюренгенским Лесом, область Werra-Fulda, ганноверский район, Гольштейн (Segeberg), район от Мекленбурга до польской границы (Inowrazlaw); в среднем раковинчатом известняке (Muschelkalk) развиты баденские и швабские соляные месторождения в районе Neckar и Kocher, в верхнем Шварцвальде (Dürrheim) и в долине Рейна к востоку от Базеля; в кейпере — лотарингские выходы у Vic, Dieuze и т. д.; в меловых отложениях — в Djelfa в Алжире, где они выходят на дневную поверхность. Отложениями третичного возраста являются расположенные в долине Рейна в пределах Эльзаса и Бадена, в Величке, Бохнии, Kalusz и Stebnik в Галиции, в Cardona в провинции Барселона в Испании (здесь выходят на дневную поверхность) и многие другие. Альпийские месторождения Salzkammergut — триасового возраста. [В Нижневолжском крае известны современные месторождения самосадочной соли. Из месторождений каменной соли в СССР можно указать Соликамск, Илецкую защиту в Нижневолжском крае, Артемовск в Донбассе, многие астраханские месторождения, затем месторождения в Восточносибирском крае, в Якутии, в Армении, на острове Челекене и т. д.]

§ 334. *Ангидрит* как порода представляет собою среднезернистый до плотного аггрегат ангидритовых индивидов, форма которых изменяется от изометрической до листоватой, реже лучистой, белого, серого, голубоватого или красноватого цвета, с ровным или плоскораковинчатым изломом, при слабо занозистой или блестящей поверхности. Грубозернистые участки возникли повидимому путем перекристаллизации плотного и тонкозернистого ангидрита, подобно тому как это имеет место и в каменной соли. В качестве пигмента часты глина и битуминозное вещество; красная окраска обусловлена окисью железа. В виде акцессорных минералов распространены повсюду гипс (вероятно как продукт преобразования), каменная соль и ромбоэдры доломита; борацит ограничивается присутствием лишь в некоторых местностях (Lüneburg, Segeberg), селлаит (MgF_2) известен только из глетчера Gebroular у Moutiers в Савойе. В тех случаях, когда ангидрит развит в сильно складчатых областях, его загрязненные глиной разновидности превращаются иногда в кианит, слюду и другие силикаты (Val Canaria у Airolo). Специа описывает плотный ангидрит из Симплонского туннеля между 4644-м и 4893-м метрами с бо́льшим или меньшим количеством доломита и флогопита, а также с пиритом и кварцем, причем все эти минералы — в аллотриоморфных образованиях. Вследствие явлений восстановления иногда образуется сера. «Gekrösestein» («потроховый камень») представляет собой сильно сдавленный в тесных складках ангидрит в Величке. Химический состав его аналогичен минералу $CaSO_4$. Во влажном воздухе ангидрит переходит с сильным увеличением объема (удельный вес ангидрита = 2,9, гипса = = 2,2) в гипс ($CaSO_4 . 2H_2O$) — явление, часто дающее повод к нарушениям в залегании.

Ангидрит встречается или в качестве постоянного и непосредственного спутника каменной соли или самостоятельно во всех формациях.

§ 335. *Гипс*—это тонкозернистый до плотного, иногда с миаролитовыми пустотами (зернистый гипс) аггрегат более или менее изометричных, реже листоватых индивидов гипса. Более мелкие или большие крупнолистоватые части, возникшие повидимому путем перекристаллизации из плотного гипса, вдаются своими кристаллическими ограничениями в пустоты или со всех сторон окаймлены плотным гипсом. Окраска его белая, желтоватая, реже красноватая, серая до матового серо-черного цвета и иногда дает волнистые и струйчатые узоры. Там, где гипс находится в тонких прослойках в глине и мергеле, он бывает волокнистым (волокнистый гипс). Очень чистые или красиво окрашенные разности называются алебастром. Загрязняющими примесями чаще всего являются глины, мергели и битуминозное вещество. Смесь глины и гипса называют глинистым гипсом: гипс, богатый битуминозным веществом и дурно пахнущий при разбивании, называют вонючим гипсом. Весьма распространенными примесями являются ангидрит, каменная соль, борацит и другие бораты, ромбоэдры доломита (часто черного цвета вследствие наличия битуминозного вещества, а также в виде многогранных кристаллов с (40$\bar{4}$1), (0001), (10$\bar{1}$1) у Hall в Тироле), известковый шпат, горный хрусталь и кварц (известные испанские железистые кремни происходят из гипса) также пирит и арагонит в виде псевдоморфоз по пенистому известняку. В результате восстановительных процессов возникает сероводород, из которого осаждается самородная сера и который образует в соединении с металлами группу сульфидов (цинковую обманку, аурипигмент и реальгар). В сильно складчатых областях (Val Canaria, Тессин) из глинистых загрязнителей образуются, так же как и в ангидрите, дистен и слюда, причем сам гипс развивается в резко кристаллических формах. В гипсовых залежах наблюдаются примеси $CaSO_4$, $CaCO_3$, $MgCO_3$, SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 и H_2O.

Гипс сопровождает подобно ангидриту каменную соль и встречается самостоятельно в различных формациях. В Германии больше всего он развит в цехштейне по южному краю Гарца и в Тюрингии, в верхнем пестром песчанике Тюрингии, в среднем ракушнике у Готы, Веймара и в области Неккара, а также в среднем кейпере (гипсовом кейпере) юго-западной Германии. Третичного возраста — гипсы Монмартра в Париже, у Wasenweiler в Кайзерштуле (Баден) и в других местах. [В Союзе залежи гипса особенно распространены в связи с отложениями пермской системы (Казань, Артемовск и пр.); на Кавказе они встречаются в связи с вышеупомянутыми третичными отложениями каменной соли и т. д.]

В чистых водных растворах температура 63,5° является критической, выше которой всегда образуется ангидрит, а ниже ее гипс.

В насыщенном каменной солью растворе гипс уже при температуре выше 35° является неустойчивым и, напр., в насыщенном $MgCl_2$ растворе уже при 0° образуется ангидрит. То обстоятельство, что в месторождениях каменных солей $CaSO_4$ всегда встречается в форме ангидрита и никогда в качестве гипса, объясняется следовательно высоким содержанием хлоридов в маточном рассоле. Гипс часто образуется из ангидрита путем присоединения молекул воды.

§ 336. *Барит* в виде плотного до тонкозернистого аггрегата встречается в качестве породообразующего минерала в Вестфалии, особенно между Meggen на Lenne и Bracht — в виде пласта в 7 *км* длиной. Точно так же в сланцах Таунуса у Naurod он же известен в виде залежей в 5 футов (1,5 *км*) мощностью. Тяжелый шпат весьма распространен в жильных выполнениях.

§ 337. *Псефитовые и псаммитовые обломочные*, или *кластические*, как их называют в узком смысле слова, породы являются механически снесенными массами, которые едва ли нуждаются в специальном описании, так как общие их структурные отношения разобраны выше. А поскольку материал, из которого эти породы сложены, является чисто или преимущественно эруптивным, они нашли себе место еще как дополнение при описании соответствующих компактных эруптивных образований.

Среди чисто обломочных пород различают брекчии, конгломераты, песчаники, аркозы и граувакки. Осколки, гальки и пески являются соответствующими рыхлыми образованиями; при их цементации образуются прочные обломочные породы.

Брекчии и *конгломераты*, состоящие из обломков одной и той же породы, называются мономиктовыми; если же они состоят из обломков различных пород, то называются полимиктовыми. В первом случае их называют по породе, из обломков которой они состоят: гранитовая брекчия и гранитовый конгломерат, гнейсовая брекчия и гнейсовый конгломерат, кварцевая брекчия и кварцевый конгломерат и т. д. Во втором случае название дается по какой-нибудь особенной составной части (костяная брекчия). Во многих случаях в литературу перешли местные названия, как *нагельфлю* (мономиктовый в виде известнякового нагельфлю, полимиктовый в виде «пестрого нагельфлю» из третичных и дилювиальных отложений Альп). *Верруканo* (Verrucano) назван по местечку Verruca в Monti Pisani в Тоскане; это кварцевый конгломерат с преобладанием кварцевого порфира, глинистого сланца, а также мелафирового материала и обломков различных других пород. *Тапанхоаканга* (Tapanhoacanga), или просто *канга* (Canga), назван по бразильскому слову и представляет собою полимиктовый конгломерат дилювиального возраста с мелкоокатанными обломками филлита, лидита, лимонита, кварцита, амфиболита и т. д. с дресвяно-песчаным железосодержащим цементом (местами содержащим также алмазы и золото). *Спарагмит* представляет собой разнообразного вида кварцевый конгломерат из скандинавского кембрия, часто богатый обломками глинистого сланца и полевого шпата, нередко похожий на песчаник.

Брекчии распространены гораздо менее конгломератов и частично возникают при эруптивных эксплозионных процессах, как, напр., брекчии в горловинах и маарах Швабии, Эйфеля и т. п. Многие эруптивные брекчии состоят из обломков пород, залегающих на глубине или слагающих стены эруптивного канала. Эруптивный материал может местами совершенно отсутствовать. *Брекчии трения* образуются при разрывах и перемещениях в плотных породах, благодаря раздроблению передвигающихся одна относительно другой частей породы. Другие брекчии образуются при повторной цементации обломков у места выхода коренных пород, как некоторые порфировые брекчии диаса.

Конгломераты образуются при цементации гравия и гальки флювиальных и флювио-гляциальных отложений, а в так называемых *базальных конгломератах* являются продуктами абрадирующего действия морских волн. В песчаниках они часто образуют постоянный горизонт, захватывающий большие площади. Связующий материал (цемент) брек-

чий и конгломератов чрезвычайно разнообразен. Иногда это просто песчаный хрящ с незначительным содержанием настоящего цемента, иногда он глинистый или известковистый, иногда кремнекислый, иногда лимонитовый и т. д. Где брекчии и конгломераты залегают вблизи изверженных пород и подвергаются контактовому метаморфизму, там кристаллический цемент мог совершенно сгладить границы отдельных обломков. Точно так же в сильно складчатых горных областях первоначально нормальные конгломераты бывают изменены метаморфизмом до неузнаваемости *(спрессованные конгломераты)*, как, напр., в окрестностях Бергена, на островах Hardanger Fjord в Норвегии. Если процесс образования

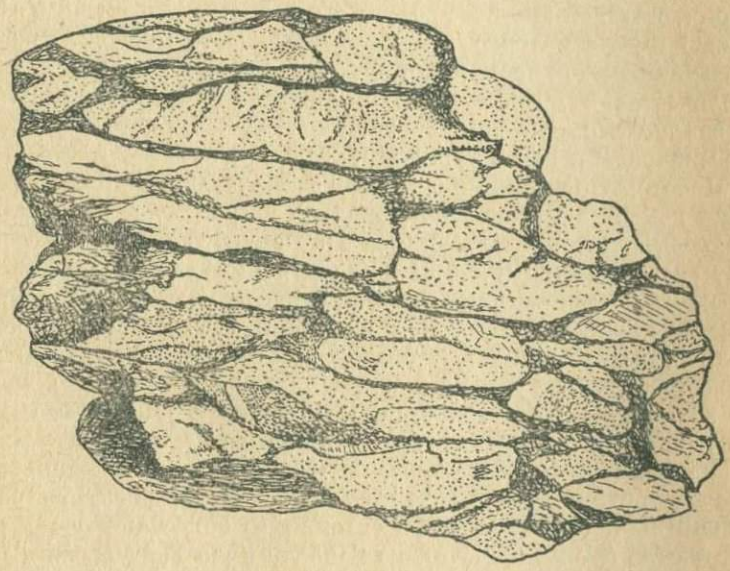


Рис. 74. Сдавленные части кварцитовых слоев, окруженных глинисто-слюдяным сланцем — так называемый Quarzkagesteen (Кьерульф). Meraker, Норвегия. $^1/_4$ натур. велич.

складок был достаточно интенсивным и тем самым изменил форму первоначально круглых обломков, то последние могли оказаться развальцованными в тонкие линзы, а цемент превращен в кристаллический аггрегат. В таком случае брекчии и конгломераты могут принять характер чечевицевидных кристаллических сланцев. Наоборот, некоторые нормальные слоистые породы при орогенических процессах принимают в отдельных частях линзовидно вытянутую форму и напоминают конгломераты. Это имеет место, напр., в так называемых сланцах трения на надвиговых поверхностях, в так называемом Quarzkagesteen (кварцевый лепешечный камень) около Meraker (рис. 74) на линии железной дороги Дронтгейм — Сторлиен (Drontheim — Storlien) в Норвегии. Первоначальный песчаник с тонкими глинистыми прослойками был превращен здесь в тонкие плоские овоиды, вокруг которых располагались тонкие оболочки превращенного в слюду глинисто-сланцевого материала. Конгломераты встречаются во всех формациях и могут быть прослежены на глубину до области проявления кристаллических сланцев.

§ 338. *Песчаники* состоят из кварцевых зерен, соединенных при помощи связующей среды. Кварцевые зерна в нормальных песчаниках не превышают размерами гороха и спускаются по величине несколько ниже размеров горчичных зерен. В общем они тем лучше округлены и отшлифованы, чем крупнее по размерам, но и здесь угловато окатанная форма встречается более часто, чем совершенно округлая. Из какой породы произошли зерна, можно распознать в некоторых случаях по их структуре и включениям. Иногда песчинки имеют чуждый им тонкий налет, главным образом гидроокиси железа, двуокиси марганца и карбонатов. Вместе с зернами кварца встречаются минералы, которые находятся вместе с кварцем в изверженных породах и кристаллических сланцах, как, напр., полевой шпат и продукт его разрушения каолин *(каолиновые песчаники)* в виде матовых землистых зерен или мусковит, часто густо покрывающий поверхность пластов *(слюдяной песчаник)*. В незначительном количестве и обычно в микроскопических размерах встречаются в виде закругленных кристаллов: циркон, рутил, анатаз, также брукит, рудные минералы железа, турмалин, ставролит, гранат, роговая обманка и т. д. Некоторые песчаники содержат зерна и обломки фосфатов алюминия. Как цемент встречают в песчаниках тонкий глинистый или глинисто-сланцевый материал *(глинистый песчаник)*, карбонат, в особенности кальцит *(известковый песчаник)* в аллотриоморфных однородно ориентированных на большом протяжении индивидуумах, реже доломит *(доломитовые песчаники)* в таких же образованиях или в виде идиоморфных ромбоэдров, железный шпат, а также там и сям барит и флюорит; гораздо более распространены в виде цемента лимонит и окись железа [1] *(железистые песчаники)*, в особенности же кремнезем *(кремнистые песчаники)*; реже встречается глауконит *(глауконитовые песчаники)*.

В *известковых* и *доломитовых песчаниках* связующий материал нередко концентрируется в виде кристаллов, которые сплошь наполнены песчинками (так называемые псевдоморфозы песчаника по кальциту из Фонтенебло (Fontainebleau), из Schönau близ Гейдельберга и из других мест). Если эти карбонаты выветриваются, то остаются полости с шероховатыми стенками, часто покрытыми марганцовой и железистой пылью; это так называемые псевдоморфозовые песчаники в главном пе-

[1] Интересные данные о цвете и цементе железосодержащих песчаников и других псаммитов находятся в статье В. Спринга в N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., 1899, I, 47. Красная окраска обязана, по автору, своим происхождением окиси железа, которая покрывает кластические зерна и образуется благодаря потере воды из гидроокисей железа. Дегидратация нестойкой гидроокиси железа идет медленно или самопроизвольно и облегчается наличием солей в бассейнах, где происходит отложение осадков. Если с гидроокисью железа присутствуют одновременно другие, не окрашивающие окислы, как Al_2O_3, MgO, CaO, SiO_2, то она конденсируется постепенно с последними в так называемые магнитные окислы, получившие свое название потому, что после прокаливания они становятся магнитными. Поэтому породы принимают окраску от телесно-желтой до бурой. При обработке соляной кислотой они отдают железо или полностью или частично при более или менее полном обесцвечивании, но гораздо медленнее и с бо́льшим трудом, чем в случае химически несвязанной гидроокиси железа. Из осколков красного девонского песчаника из Burnot в Бельгии соляная кислота вытягивает всю красную окись, и после такой обработки осколок становится зеленым. При обработке едким кали красный песчаник распадается в порошок, а в раствор переходят в большом количестве SiO_2 и Al_2O_3. Осколки из зеленого песчаника, взятого из того же пласта, отдают соляной кислоте небольшое количество железа и остаются прочными; при обработке едким кали они распадаются в порошок.

стром песчанике юго-западной Германии. Если карбонатная связующая масса концентрируется не в виде кристаллов, а в виде концентрических оболочек, то при выветривании образуются так называемые *шаровые песчаники*, как в верхней части пестрого песчаника из области Неккара. В глинистых песчаниках часто весьма распространены так называемые глинистые гальки и плоско линзовидные, часто богатые мусковитом глинистые и мергелистые конкреции. В богатых железом песчаниках встречаются соответственно песчаные лимонитовые конкреции, часто полые внутри или содержащие внутри полости свободное ядро (орлиные камни, погремушковые камни немецкого просторечия). В некоторых песчаниках, напр. в меловых отложениях в СССР встречаются желваки фосфоритов *(фосфоритовые песчаники)*.

В *кремнистых песчаниках* кремнекислота присутствует главным образом в виде кварца, реже в виде лучистого халцедона или аморфного опала. Если кварцевый цемент отлагается на кластических кварцевых зернах в виде однородно ориентированной оболочки, то возникают кристаллические песчаники (рис. 72) преимущественно пористой сахаровидной структуры. Если, наоборот, кварцевый цемент отлагается без ориентирующего влияния песчинок, то структура становится компактной, и благодаря неправильной угловатой форме кластических зерен последние соприкасаются с кварцевым цементом при помощи бросающихся в глаза пальцеобразных сочленений, так что границы между последними часто спутаны и зубчаты. В большинстве случаев кластические зерна кварца более или менее богаты жидкими включениями, которые в более молодом кварцевом цементе отсутствуют. Границы между такими кремневыми песчаниками и кварцитами в природе провести нельзя. Описанное зубчатое соприкосновение кварцевых зерен встречается также в песчаниках, лишенных цемента, которые уплотнены исключительно давлением (итаколумит, коленчатый песчаник).

Химический состав некоторых песчаников дают приводимые здесь анализы 1—10. Количество щелочей показывает, насколько велика примесь полевого шпата и мусковита (анализы 3 — 5). Богатые полевым шпатом и мусковитом песчаники называются *аркозовыми песчаниками*.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	77,72	80,60	76,84	70,26	72,46	79,66	90,72	60,3
$Ti(Zr)O_2$ . .	—	—	—	—	—	—	0,20	—
Al_2O_3 . . .	6,99	9,20	11,76	8,13	10,59	9,21	4,56	4,9
Fe_2O_3 . . .	0,26	—	0,55	9,54	1,77	3,57	0,36	0,9
FeO	0,87	2,37	2,88	—	—	0,08	0,10	6,2
MnO . . .	—	0,23	сл.	—	—	сл.	0,05	—
MgO . . .	0,64	1,29	1,39	0,32	0,61	0,67	0,11	1,1
CaO	0,74	1,33	0,70	1,11	0,60	0,10	0,11	—
Na_2O . . .	1,46	1,37	2,57	1,86	1,29	0,22	0,49	—
K_2O		1,65	1,62	1,65	3,20	4,49	2,84	1,1
H_2O	2,00	0,94	1,87[1]	6,89	2,69	1,84[1]	0,42[1]	2,1
P_2O_5	0,25	0,08	—	—	—	0,02	0,08	—
$CaCO_3$ . . .	4,03	—	—	—	6,03	—	—	19,7
$MgCO_3$ . . .	1,55	—	—	—	—	—	—	0,4
$FeCO_3$ . . .	2,73	—	—	—	—	—	—	—
Σ	99,24	100,09	100,18	99,76	99,24	99,86	100,06	99,3
Уд. вес . .	2,694	2,689	—	2,598	—	—	—	—

	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	98,80	93,36	70,32	78,86	96,25	81,20	84,05
$Ti(Zr)O_3$	—	—	—	—	—	1,01	—
Al_2O_3	0,18	—	15,59	10,22	2,24	8,77	5,68
Fe_2O_3	0,50	5,44	5,91	5,01		0,44	сл.
FeO	—	—	—	—	—	1,67	—
MnO	0,02	—	—	—	—	—	—
MgO	—	сл.	0,86	0,79	0,20	1,12	0,26
CaO	сл.		0,16	0,69	0,20	0,25	—
Na_2O	—	—	1,30	0,88	0,10	1,89	0,26
K_2O	—	—	2,52	1,72	0,53	1,98	1,29
H_2O	0,50	0,76	2,56[1]	2,66[1]	0,46	1,41	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	0,23	—
$CaCO_3$	—	—	—	—	—	—	1,02
$MgCO_3$	—	—	—	—	—	—	0,65
$FeCO_3$	—	—	—	—	—	—	7,01
Σ	100,00	99,68	99,22	100,83	100,35	100,26	100,22
Уд. вес	—	—	—	—	2,55	2,701	—

	16	17	18	19	20	21	22
SiO_2	75,73	63,25	57,72	62,98	56,91	78,66	84,86
$Ti(Zr)O_2$	—	—	—	—	0,02	0,25	0,41
Al_2O_3	5,57	22,50	5,85	17,22	24,46	4,78	5,96
Fe_2O_3	—		0,87	3,78	7,42	1,08	1,39
FeO	—	—	—	—	0,49	0,30	0,84
MgO	—	—	—	—	0,15	сл.	сл.
MnO	0,32	3,92	1,22	1,87	1,29	1,17	0,52
CaO	0,16	1,70	17,18	4,20	0,59	5,52	1,05
N_2O	0,30	5,73	0,68	3,83	0,24	0,45	0,76
K_2O	0,46		0,46	0,65	4,42	1,32	1,16
H_2O	0,32	2,90[1]	0,82	3,42	3,98	1,33	1,47
P_2O_5	—	—	—	—	сл.	0,08	0,06
$CaCO_3$	9,40	—	14,58	2,34	0,14	—	—
$MgCO_3$	2,50	—	—	—	Cl 0,07	—	—
$FeCO_3$	6,00	—	—	—	SO_3 сл.	—	—
Σ	100,76	100,00	99,38	100,29	100,18	100,41	99,86
Уд. вес	—	—	—	—	—	—	—

1. Спириферовый песчаник — между Ems и Kemmenau, Lahntal.
2. Кембрийский зелено-серый песчаник из Barmouth, северный Уэльс. (Содержит 1,03 CO_2.)
3. Потсдамский песчаник — Ablemans, Sauk co., Висконсин, США.
4. Белый содержащий слюду песчаник карбона — рудник Buddle's Hartley, Ньюкестль.
5. Грёденский (Grödener) песчаник — южный Тироль. Средний анализ из грубозернистой и умеренно тонкозернистой разности.
6. Нижний пестрый песчаник, слегка глинистый — Келлеровский источник гейдельбергского водопровода (Kellerquelle).
7. Псевдоморфозовый песчаник — каменоломни за Molkenkur, Гейдельберг. (Содержит 0,02 $BaSO_4$).
8. Туронский светлозеленый глауконитовый песчаник из Büderich у Werl, Вестфалия. (Содержит 2,6 фосфата кальция; 39,3 SiO_2 представлены в виде кварца.)
9. Коричнево-желтый квадерный песчаник — долина Эльбы, Саксония.
10. Олигоценовый песчаник — дорога из Топковиц в Машковицы, Среднебогемские горы. (0,12 потери при прокаливании.)
11. Кембрийский фикодовый кварцит — Steinach, Сосновые горы.
12. Нереитовый кварцит нижнего девона — Langenbach близ Steben, Сосновые горы.

3. Светложелто-серый плотный кварцит кульма —Winterberg, северный Grund, Гарц. (Содержит 0,37 CO_2.)
14. Слюдусодержащий герцинский кварцит — Altenbrak, Гарц (Содержит 0,29 SO_3.)
15. Грауваккa — рудник Bastenberg близ Ramsbeck, Вестфалия.
16. Грауваккa — между Bollwerk и Brügge близ Berghausen-Ohle, Вестфалия. (Со следами угля.)
17. Грауваккa порфирообразная — Thann, Верхний Эльзас. Щелочи определены по потере.
18. Тавейанац(тавильянац)евый песчаник — Merlingen, озеро Thun.
19. Тавейанац(тавильянац)евый песчаник — Taveyanaz-Alp, Diablerets, Швейцария.
20. Так называемый городской песчаник (верхняя часть пестрого кейпера) — Bondersbach близ Zirndorf под Нюренбергом.
21. Смесь 253 типичных песчаников. В анализе кроме указанных окислов находится: 0,05 BaO, 5,04 CO_2, 0,07 SO_3, 0,31 гигроскопической воды, следы SrO, Li_2O, Cl.
22. Смесь 371 строительных песчаников. Содержит 0,01 BaO, 0,27 гигроскопической воды, 1,01 CO_2, 0,09 SO_3, следы Li_2O, Cl.

[1] Потеря при прокаливании.

Текстура песчаников большей частью ясно слоистая, [1] тем более тонкая, чем мельче зерна и чем больше глинисто-мергелистого связующего материала (так называемые песчаные сланцы); в отдельных случаях текстура зависит от соотношения количества зерен песка и связующей массы. Большинство песчаников окрашено окислами железа и марганца, реже битуминозными веществами; окрашивание идет обычно по плоскостям слоистости, а также часто по поверхностям несогласной параллельной текстуры, или оно неправильное, пятнистое; последнее наблюдается особенно там, где доломитовые составные части выветриваются с оставлением окисей марганца и железа (тигровые песчаники).

Некоторые песчаники бывают рудоносными. Так называемые узловые песчаники (Knottensandstein) из пестрого песчаника около Commern в Эйфеле содержат, напр., свинцовый блеск и церрусит; у Chessy (близ Лиона) и в окрестностях Saarlouis пестрый песчаник содержит медную руду (медную лазурь и малахит); так называемая песчаная руда в пестром песчанике состоит из тонкочешуйчатого железного блеска в смеси с песком (Шварцвальд). Серебросодержащие песчаники Утаха заключают в себе серебряный блеск, самородное серебро и хлористое серебро.

Зоогеновый песчаник лежит среди *губкового песчаника* (150 *м* мощностью) в Гильской мульде у Ганновере; песчаник этот в большей части состоит из кремневых губок, иглы которых различимы уже в лупу.

§ 339. *Кварцит* представляет собой кремнистый песчаник, в котором кварцевые зерна неразличимы ни простым глазом ни в лупу и неотличимы от цемента. Излом его поэтому более или менее глянцевитый. Так как кварциты встречаются преимущественно в более древних складчатых горных областях, то первоначально кластические примеси, а также глинистый или известковистый связующий материал оказываются более или менее превращенными в кристаллические новообразования и обусло-

[1] Неоднократно наблюдалось, что песчаник образует жилы. Такие кажущиеся жилы далеко не всегда являются трещинами, заполненными сверху песком. То обстоятельство, что такие песчаники не всегда появляются на дневной поверхности, позволяет считать, что они выжаты под давлением из нижележащих пород сквозь вышележащие пласты. Диллер описывает такие жилы из сланцев меловой формации в Shasta co., Калифорния.

вливают присутствие хлорита, мусковита (серицита), фибролита или силлиманита и кианита, рутила в виде микроскопических кристалликов, полевого шпата, эпидота (пьемонтита), цоизита и т. д. Углистое вещество часто превращено в графитоид или в графит, гидраты окиси железа — в магнетит или в железный блеск. По этим новообразованиям кварциты называют графитовыми, магнетитовыми и т. д. На то, что кварциты состоят из тех же составных частей, как и песчаники, указывают анализы 11 — 14 на стр. 482. Горообразовательные процессы оставили ясные следы на зернах кварца в кварцитах (раздавливание, оптические аномалии, рис. 75). Особенно эти следы заметны в кварцитах, которые встречаются в виде кристаллических сланцев в древнейших горных системах. Blauquarz (синий кварц) норвежского силура является магнетитовым. Все кварциты, как и кремнистые песчаники, часто содержат примеси фосфатов алюминия, которые в них встречаются в форме лазулита и в виде изящных форм вавелита по трещинам или в виде каллаита.



Рис. 75. Сдавленный кварцит. Палеозой. Bakke близ Drontheim, Норвегия. Увелич. 30 : 1. Николи +.

§ 340. *Аркозы* представляют собой богатые полевым шпатом гранитовидные песчаники (регенерированный гранит), полевой шпат которых почти нацело превращен в каолин или мусковит. Присутствие листочков слюды дает аркозам сходство с гранитом. Аркозы состоят из гравия гранита и гнейса, перенесенного на незначительное расстояние и сцементированного в большинстве случаев кремнекислым цементом. Они встречаются в различных формациях и залегают вблизи выходов гранитов и гнейсов. Характерным является пронизывание аркоз жилками красных роговиков. В аркозах наблюдается ориентированное нарастание кластического полевого шпата за счет привноса новых растворов, так же как в кварце песчаников. Аркозоподобные породы встречаются вплоть до филлитовой формации включительно.

§ 341. *Граувакками (серыми вакками)* называются псаммитовые слоистые породы палеозойской серии, переходящие, с одной стороны, в конгломераты *(граувакковые конгломераты)*, с другой стороны — через *граувакковые сланцы* в нормальные глинистые сланцы. В большинстве случаев они окрашены в серые, зелено-серые или коричневато-серые, реже в светлосерые, коричневые или черные цвета. Количество зерен кварца, ортоклаза и плагиоклаза — наряду с угловатыми обломками глинистых сланцев, кварцитов, реже диабазов, гранитов и других пород — сильно варьирует. Цемент, как и в песчаниках, большей частью находится в небольшом количестве и состоит там, где он не изменен, из тонкого

или более грубого глинисто-сланцеватого материала; в виде связующей массы встречаются также карбонаты и кварц. Нередко цемент отсутствует более или менее совершенно, и отдельные составные части просто плотно спрессованы. Указанный состав представляет только один из распространенных типов; в других случаях встречаются в виде обильной примеси авгит, роговая обманка, гранат и большое количество других минералов (турмалин, апатит, обломки известняка и т. д.). Если некоторые составные части породы превосходят по величине другие, то появляется подобие порфировой структуры. Насколько варьирует состав, показывают анализы 15 — 17 на стр. 482. Не надо забывать, что и в так называемых песчаниках более молодых формаций химический и минералогический состав может быть так же разнообразен. Ср. анализ 20— так называемого городского песчаника (Burgsandstein) из верхнего пестрого кейпера и анализы 18 и 19 так называемого тавиальянацевого песчаника (Taviglianaz-Sandstein) швейцарского эоцена, который местами представляет типичный песчаник, местами же — род спилита или диабазового туфа. Цемент в граувакках в более древних складчатых областях часто превращен в кристаллический с новообразованием мусковита, биотита, кварца и других минералов. Вместе с тем постепенно исчезает кластический характер, и порода становится неотличимой от кристаллических сланцев; особенно явственно это происходит тогда, когда минералы новообразований располагаются ориентированно на кластических составных частях породы или когда эти последние также более или менее видоизменены.

[Как видно из описания, граувакки отличаются от песчаников довольно сложным составом и прежде всего наличием обломков различных пород, что для песчаников наблюдается во всяком случае довольно редко, если иметь в виду, что количество таких обломков в серых вакках сразу бросается в глаза; в нормальных песчаниках, хотя бы и аркозовых, отсутствуют кроме того темноцветные компоненты, как приведенные в тексте авгит, роговая обманка и иногда также биотит. После сказанного можно не добавлять, что граувакки имеют более крупное зерно, чем песчаники, и представляют, как петрографические единицы, переход от песчаников к брекчиям и конгломератам. Очевидно, это кластические породы, обломки которых претерпели гораздо меньшую переработку, чем таковые же в песчаниках; при длительном разрыхлении пород и продолжительном переносе обломки *пород* обычно совершенно исчезают, растираясь и превращаясь в пыль гораздо легче, чем однородные обломки *отдельных минералов*; в тех же условиях такие сравнительно легко растворимые минералы, как амфиболы, биотиты, авгиты, основные плагиоклазы и пр., также легко изменяются — и особенно, конечно, потому что они при достаточной переработке, превращаются в обломки вследствие чего и не наблюдаются в нормальных песчаниках. Таким образом серые вакки в отношении *состава* и *структуры* стоят очень близко к тому, что можно назвать микробрекчией (очень редко, быть может, микроконгломератом) или крупнозернистым *полимиктовым песчаником*, причем определительное слово «полимиктовый» должно указывать на различный состав и характер обломков.

В тексте указано также, что граувакки — породы палеозойские (некоторые считают возможным заменить этот термин «палеозойские» обозначением «древние»), что вводит *возрастной* принцип в *вещественную* характеристику горной породы, а это в такой же мере недопустимо, как геологические признаки в отношении магматических пород (см. мои примечания к § 67, 171 и 211). Поэтому, если согласиться со сказанным в этих примечаниях, то следует отбросить и термин грауваккa или серая вакка, применяемый на его родине (в Германии) чаще в смысле не петрографическом, а стратиграфическом; на неудобство этого термина в отношении породы указывал еще Броньяр в 1813 г. Что касается происхождения граувакк, то, судя по вышеуказанному составу и структуре, это мало переработанные микробрекчии, вероятно с достаточным количеством туфового материала, а может быть граувакками часто называют и крупнокристаллические, сильно измененные туфовые породы.]

§ 342. *Кварцевый песок* представляет рыхлую породу речного, морского или эолового происхождения. Он состоит из угловатых или округлых зерен различной величины, как и в песчаниках, и эти зерна здесь также инкрустированы окислами железа, двуокисью марганца, карбонатами, углистым веществом и т. д. Благодаря такой инкрустации образуются среди рыхлых песков более плотные банки. Всегда к кварцевому песку в разнообразном количестве примешаны минералы и обломки пород, указывающие на исходный материал. По этим примесям часто можно с уверенностью установить происхождение песков прошлых геологических периодов.

В некоторых местах (Цейлон, южная Индия, Австралия и т. д.) пески содержат много драгоценных и полудрагоценных камней *(самоцветные пески)*, как корунд, альмандин, циркон, алмаз и т. п., или золото *(золотоносные пески)* и металлы платиновой группы, а также оловянные руды, которые и добываются из этих песков. При увеличении количества гальки и размеров песчинок пески переходят в крупный песок и в гравий, переслаиваясь с ними. Совокупность таких отложений, если они содержат технически ценные продукты, называют *россыпями* (Seifengebirge). В областях, где разрушаются и выносятся богатые магнетитом (или ильменитом) породы, образуются путем обогащения шлиры и линзы магнетита и ильменита. Такие темные пески оказываются особенно богатыми драгоценными камнями и благородными металлами, чем объясняется их обычно высокий удельный вес.

Семейство кремневых пород

§ 343. Под названием *кремневые породы* объединены все слоистые породы, состоящие преимущественно из кремнекислоты; эти породы являются не кластическими, а частью биогеновыми, частью химическими, отложившимися в воде; частично сюда относятся породы, происхождение которых точно не выяснено. Все эти породы обладают незначительной мощностью и протяжением. В пламени паяльной трубки они не плавятся, кислоты на них не действуют, щелочи же оказывают иногда сильное, иногда слабое воздействие. Кремнекислота в этих породах только частично представлена кварцем, и там, где последний присутствует, можно местами с уверенностью сказать, что он вторичного происхождения, а не первичного.

Кремнистый сланец или *лидит*, также *фтанит*, представляет собою плотную, не плавящуюся в пламени паяльной трубки породу, очень твердую, с крупно- и плоскораковинчатым изломом; она рассыпается в мелкие осколки и состоит преимущественно из плотного кварца, халцедона и опала. Присутствие углистого вещества окрашивает породу в серые до черного цвета; лимонит изредка окрашивает ее в бурый, хлорит — в зеленые тона. Цвета чередуются полосами или пятнами. Мелкие обломки кварца часто испещряют породу, образуя сетку, и придают ей вид брекчии. Примесь угля нередко бывает значительной и располагается в виде пыли в плоских гнездах или по поверхности трещин и разломов. Примеси глинистого вещества, соединений железа и карбонатов не играют большой роли (см. анализы 1 и 2 на стр. 488), но количество их иногда возрастает; так, чисто черный кремневый сланец из Lenne в Вестфалии содержит около 78,6 SiO_2, 9,1 Al_2O_3, 0,5 MgO, 2,5 $CaCO_3$, 0,7 $MgCO_3$,

6,0 $FeCO_3$, 2,6 угля. Часто присутствует железный колчедан. По трещинам находятся каллаит, вавеллит и родственные минералы. При выветривании кремнистый сланец покрывается тонкой как бумага серо-белой каймой, как у адинолей, за которые его легко можно принять. Слоистость выражена отчетливо, но в различной степени. Изгибы пластов бывают причудливой формы, так же как и обволакивание дисков кремнистого сланца чешуями глинистого сланца.

Во многих кремнистых сланцах доказано присутствие радиолярий, диатомей и других организмов. Граптолиты встречаются главным образом в пластах, богатых углистой примесью. Под микроскопом наряду с весьма тонкозернистым аггрегатом, который определяется как плотный кварц, видны волокнистые и радиально-лучистые формы халцедона. Весьма вероятно, что кремнистые сланцы, встречаемые в Германии от древнего палеозоя до кульма, являются биогеновыми. Интересно наличие в кремнистом сланце из Russdorf около Ronneburg незначительного количества иода, обнаруженного Круфтом (K r u f t. N. Jahrb. f. Mineral. etc. Beilageband XV, S. I, 1902). Фтаниты бельгийских угленосных известняков представляют, вероятно, силифицированные известняки; окремнение известняков встречается и в более молодых формациях.

Биогенового же происхождения кремневые массы называются *кремнями*, *роговиками*, *яшмами*, *менилитом*; они встречаются только в виде конкреций, главным образом в карбонатных породах (известняках и мергелях). Они распространены в различных формациях от силура до эоцена. Всем им одинаково свойственен состав из различных разновидностей кремневой кислоты; они часто содержат ромбоэдры доломита и родственных карбонатов. Из органических остатков чаще всего встречаются губки и радиолярии. Форма этих конкреций бывает самая разнообразная. По размерам они колеблются от величины горошины и лесного ореха до мощных залежей. Встречаются также в виде пластов небольшого протяжения (роговик, яшма). *

§ 344. Общим именем *диатомовых пелитов* можно называть (Науман) очень тонколистоватый, мягкий, легко растираемый, светлоокрашенный, желтоватый или серовато-белый пачкающий руки *полировальный сланец*, или *трепел*, а также рыхлые кремневые породы, известные под названиями *кизельгур* и *инфузорная земля*.

Полировальный сланец состоит главным образом из кремневых скелетов многочисленных родов диатомей, как *Gallionella*, *Bacillaria*, *Navicula*, *Synedra* и т. д. Их кремнекислота представлена опалом, вследствие чего порода богата водой (анализы 3 — 5 на стр. 488) и имеет очень низкий объемный вес (нигде не превышающий двух); она прилипает к языку и жадно поглощает воду. Из способа образования породы можно понять наличие в ней органического вещества. Полировальный сланец встречается в незначительных залежах в буроугольной формации Чехии около Bilin, в Лаузице и у Habichtswald в Гессене. Нижняя часть залежи у Bilin называется «всасывающим сланцем»; здесь сланцы тверды, так как почти сплошь пропитаны опалом. Близким полировальному сланцу является известный своими менилитовыми желваками *клеевый сланец* (Klebschiefer, анализ 6) парижского третичного бассейна.

---

* [Яшмы, кремневые породы, фтаниты и т. п. нередко представляют собою контактово-метасоматические образования около основных и гиперосновных магматических пород (Урал, Казакстан и другие местности).]

	1	2	3		5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	96,74	94,00	74,20	80,30	91,43	66,50	87,86	63,36	84,43	94,20	95,84	93,37
Al_2O_3	0,18	2,61	6,81	5,40	2,89	7,00	0,13	4,92	3,07	1,58	сл.	—
Fe_2O_3	—	0,12			0,73	2,50	0,73	14,71	1,91	0,17	2,68	—
Fe_2O	0,88	0,65	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	—	0,44	—	0,43	0,36	1,50	—	—	1,06	—	сл.	—
CaO	—	1,27	0,41	0,44	0,25	1,25	—		0,70	—	сл.	—
Na_2O	0,18	0,38	0,30	сл.	0,63	—	—	3,30		—	сл.	—
K_2O	0,31	0,55	0,02	0,30	0,32	—	—		0,92	—	сл.	—
H_2O	—	1,37	13,30	10,90	3,80	19,00	8,43	13,71 [1]	7,88 [1]	3,06 [1]	1,50 [1]	4,17
Орган. вещ.	2,28 [2]	0,42 [2]	4,20	1,30	—	—	2,28		—	—	—	1,50
Σ	100,57	102,00	99,63	99,07	100,41	97,75	100,18	100,00	99,97	99,86	100,02	99,04
Уд. вес	—	—	1,944	1,862	—	2,08	—	—	—	—	2,490	—

1. Кремневый сланец, черный, плотный — Triebenreuth, Сосновые горы.
2. Кремневый сланец, — Hengstrücken близ Lerbach, Гарц. (Содержит 0,06 Cl, 0,13 медного колчедана).
3. Полировальный сланец — Kutschlin около Bilin — верхняя часть отложения, белая. (Содержит 0,12 SO_3, 0,24 P_2O_5, 0,03 NH_3.)
4. Так называемый всасывающий сланец — там же — нижняя часть отложения.
5. Коричневый миоценовый полировальный сланец — река Little Truckee, Невада, США.
6. Клеевый сланец — Ménilmontant, близ Парижа.
7. Инфузорная земля — Oberohe, западнее Ebsdorf, Lüneburger Heide — почти белая, верхние пласты. (Содержит 0,75 $CaCO_3$.)
8. Инфузорная земля—Tütelwiese около Tiefwerder, Шпандау. (34,39% SiO_2 являются растворимыми.)
9. Кремневый сталактит — Большой гейзер, Исландия.
10. Кремневый сталактит — Taupo, Новая Зеландия, северная часть острова на краю озера Rotomahana. (Содержит 0,85 NaCl.)
11. Кремневый сталактит — Верхний гейзеровый бассейн на Firehole River, Иеллоустонский парк, США.
12. Высохшие водоросли на краю одного из гейзеров, Иеллоустонский национальный парк, США.

[1] Потеря при прокаливании.

[2] Уголь.

Кизельгур, или *инфузорная земля*, представляет рыхлую, мучнистую, реже легко растираемую мелоподобную или глинистоподобную массу белого, желтоватого, реже светлокоричневого цвета, которая обладает тем же составом, что и полировальный сланец (анализы 7 и 8). Они встречаются в районах развития торфа и, аналогично нахождению отпечатков листьев в полировальных сланцах, часто загрязнены растительными остатками. Известными местонахождениями являются: Oberohe близ Ebsdorf в Lüneburger Heide, Берлин, Hochsimmer около Лаахерского озера, Altenschlirf у Vogelsberg, Kleinsauternitz в Лаузице, Franzensbad в Чехии. Радиоляриевый мергель с острова Барбадос (Вест-Индия) является также биогеновой кремнистой породой. Образование кизельгура происходит в настоящее время в прудах, озерах, реках и на некоторых морских побережьях.

Если диатомовые пелиты содержат в заметных количествах горючие органические вещества, то они называются, по терминологии Потонье *диатомовыми сапропелями* [1] при более жидкой консистенции и *диатомовыми сапроколами* при более прочной желатинообразной консистенции, в которой жиры являются существенной составной частью (H. P o t o n i é. Abhandl. d. Königl. preuss. geolog. Landesanstalt und Bergakad. Neue Folge, Heft 49, Berlin, 1906).

§ 345. *Кремневые накипи* представляют собою светлые до ослепительно белых, иногда ярко и пестро окрашенные окислами металлов, более или менее прочные, иногда пористые, местами рыхлые или компактные массы из аморфного гидрата кремнезема. Они имеют каплевидную, почковидную или сталактитовую поверхность (анализы 9 — 11). Кремневые накипи осаждаются вблизи горячих источников, особенно около гейзеров в вулканических районах при остывании растворителя и при содействии некоторых водорослей (анализ 12) и образуют часто мощные, большой протяженности террасы живописной формы.

Эти образования развиты у исландских гейзеров, особенно же у новозеландских горячих источников, в теплом озере Rotomahana, у гейзеров Национального парка в США. Более мелкие местонахождения известны в Santa Fiora в Тоскане, Mont Dore-les-Bains в центральной Франции и в других местах.

Кварцит пресных вод, или *лимнокварцит*, представляет собой светло-окрашенную, обычно желтовато-белую, сильно пористую до пещеристой кремневую породу, которая по поверхности своих полостей часто покрыта корочкой халцедона. Несмотря на свое пещеристое строение она является достаточно прочной. Состоит она преимущественно из аморфной и халцедоноподобной кремнекислоты. При увеличении количества гальки и песка переходит в песчаники и конгломераты. Главным местонахождением этой породы является парижский третичный бассейн. В местах своего распространения она часто употребляется на жернова, откуда и происходит ее название *жерновый кварцит*.

[Относительно диатомовых пелитов и кремневых осадочных пород см. оригинальные работы П. Н. Маркова, Е. М. Янишевского и Е. В. Рожкова в «Трудах Института прикладной минералогии», вып. 42.]

[1] Сапропель (гнилостный ил) образуется на дне стоячих водоемов из органических, преимущественно растительных остатков при процессе саморазложения при отсутствии кислорода воздуха. Сапроколл образуется из сапропеля при высыхании последнего в желеобразную массу.

Семейство карбонатных пород

§ 346. К *карбонатным породам* относятся те отложения, которые или преимущественно или целиком состоят из кальцита, доломита или из механической смеси этих карбонатов; наряду с последними они часто содержат значительные массы глины, песка, битумов и т. д. Породы эти характеризуются растворимостью в соляной кислоте, иногда только при нагревании; после растворения остается большей частью загрязняющая их механическая примесь. Их твердость ниже 4. Наиболее распространенным представителем семейства является *известняк*. Это плотная, до тонкозернистой, беловатая, желтоватая, серо-голубая или серая, реже красноватая, буроватая до черной порода, с плоско-раковинчатым изломом, легко царапаемая ножом; порода обычно компактная и даже при легком смачивании с ясным вскипанием растворяется в холодной соляной и даже уксусной кислоте; состоит она из аллотриоморфно-зернистого аггрегата индивидуумов известкового шпата. Удельный вес чистого известняка 2,72, но благодаря примесям он колеблется в достаточно широких границах. Многие известняки состоят из аутигенного кальцита, в других же между аутигенными частицами виден тонкий илоподобный кальцитовый цемент. В некоторых известняках имеются в большем или меньшем количестве остатки различных организмов, обломки раковин моллюсков, брахиопод, гастропод, обломки кораллов, иглокожих, лилий, фораминифер, литотамний, гиропорелл и т. д. Некоторые известняки почти сплошь состоят из таких остатков лишь с незначительной примесью аутигенного кальцита. Их называют тогда по преобладающим организмам: криноидный известняк, фузулиновый известняк, гиропореллевый известняк, коралловый известняк, нуммулитовый известняк, губковый известняк и т. д. *Ракушечным известняком* называют известняк, состоящий преимущественно из раковин моллюсков. На свежей поверхности известняка входящие в его состав организмы часто совершенно незаметны, но они обнаруживаются иногда на выветрелой поверхности, или их присутствие открывает микроскоп. Этот инструмент часто позволяет обнаружить постепенное изменение «органического кальцита», т. е. исчезновение раковин и органического строения и превращение массы в анорганически-зернистый кальцитовый аггрегат. Чрезвычайно редко можно распознать формы роста и скелеты кристаллов, на которых медленно осаждается выпадающий из раствора карбонат кальция. Наряду с аллотриоморфными, компактными, соприкасающимися со всех сторон кальцитовыми аггрегатами во многих известняках встречаются хорошо ограненные идиоморфные ромбоэдры, которые часто бывают желтоватой или коричневатой окраски, не имеют распространенных у кальцита полисинтетических двойников по тупому ромбоэдру и при обработке тонких шлифов уксусной кислотой не растворяются. Это автигенные ромбоэдры доломита и бурого шпата. Если их много, то известняки называются *доломитовыми*. Акцессорными веществами или примесями известняки бедны, если не считать окрашивающих веществ (окиси марганца и железа, битумы, глауконит). Чаще встречается *кварц* в виде маленьких кристалликов горного хрусталя, затем *пирит* в виде кубиков и пентагональных додекаэдров, который в распыленном виде придает породе голубоватый оттенок. На термальные процессы указывают присутствующие в некоторых местах приме си *свинцового блеск*

и *цинковой обманки*; эти примеси вырастают иногда в ценные рудные месторождения, образование которых нередко связано с доломитизацией известняков. В известняках неоднократно доказано присутствие растворимой кремнекислоты, частично происходящей от растворения остатков кремневых организмов; ее концентрация ведет к образованию конкреций *кремня* и *роговика*. Богатое содержание фосфорной кислоты, также без сомнения органического происхождения, ведет к образованию встречаемых в некоторых известняках *фосфоритовых конкреций*. На присутствие соединений Ba и Sr указывает не всегда скудное количество *барита* и *целестина* по трещинам и в окаменелостях. Герман Фишер (Geognostische Jahreshefte, 1908, Bd. XXI) наблюдал автигенные кристаллики *целестина* и *барита* в *Orbicularis'*овых мергелях, в пенистых известняковых банках и денталиевых банках нижнего раковинного известняка; баритом особенно богата ангидритовая группа в нижнем раковинном известняке, кристаллами *ангидрита* и *гипса* — энкринитовые известняки в районе Würzburg. Большой интерес представляет широкое распространение автигенных кристаллов *полевого шпата* в юрских, меловых и третичных известняках Dauphiné, Парижского бассейна и Нормандии, сведениями о которых мы обязаны Лори, Кайо и Гранжану. Совершенно свежие с гладкой поверхностью и острыми краями кристаллы дают комбинации по P, M, T и являются таблицеобразными по M или по P. При преобладании M они вытянуты по клинодиагонали, иногда по вертикали, при преобладании P вытянутость исчезает, или она следует по клинодиагонали. Лори, Кайо и Фишер, которые наблюдали этот полевой шпат в триасе Würzburg, определяют его как ортоклаз, Гранжан — как микроклин. * Циркон, анатаз, рутил, турмалин встречаются вообще редко в виде крошечных индивидуумов, иногда окатанных, иногда аутигенных; они различаются под микроскопом в нерастворимом остатке после обработки кислотами.

О химическом составе говорят следующие анализы 1 — 14.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$CaCO_3$ . . .	89,30	98,23	68,10	87,79	81,32	95,3	86,5	82,26	96,97	95,35	93,40
$MgCO_3$ . .	8,93	0,26	0,85	—	5,10	1,2	5,8	1,52	0,50	1,78	—
$FeCO_3$ . . .	—	0,19	1,80	—	—	—	—	—	—	0,17	—
SiO_2	сл.	—	29,10	7,10	—	0,5[2]	2,8[2]	—	—	—	4,59
Al_2O_3 . . .	сл.	—	0,15	1,80	1,29	2,6	3,7	2,61	—	—	1,89
Fe_2O_3 . . .	0,61	—	—						0,11	—	
Щелочи . .	—	—	—	0,69	—	0,4[3]	1,2[3]	—	—	—	0,25
Глины . . .	—	0,15	—	—	—	—	—	12,28	0,86	2,70	—
H_2O	0,13	—	—	—	2,39[1]	—	—	—	—	—	—
Остаток . .	0,78	—	—	—	10,42	—	—	—	—	—	—
Σ	99,98	98,83	100,00	99,87	100,52	100,0	100,0	98,67	100,01	100,00	100,17
Уд. ве . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* [Гораздо пожалуй чаще, чем те или иные калишпаты, встречается в известняках альбит, который при недостаточной внимательности можно легко принять за кварц. П. А. Земятченский уже давно обращал внимание на нахождение щелочных полевых шпатов в палеозойских известняках Союза. Насчет известняков см. оригинальные работы Я. В. Самойлова, В. А. Зильберминца, В. П. Маслова и др. в Трудах Института прикладной минералогии.]

	12	13	14	15	16	17	18	19	20
$CaCO_3$ . . .	97,70	94,18	97,94	85,62	81,06	81,46	99,15	98,77	90,20
$MgCO_3$ . .	0,61	1,37	0,82	4,26		1,99	сл.	0,90	9,30
$FeCO_3$ . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	0,31
SiO_2	—	—	0,12	1,52[4]	10,60[4]	9,09[4]	5,05[4]	0,16	—
Al_2O_3 . . .	0,40	1,41	0,51	—	2,00	1,80	0,55	0,08	—
Fe_2O_3 . . .			0,17	0,31	3,00	3,65	0,70		—
Щелочи . .	—	—	—	—	0,50	—	—	—	—
Глины . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O	—	0,55	—	8,15[5]	0,83[4]	0,98[5]	2,80[1]	—	—
Остаток . .	0,36	3,49	0,28	—	—	—	—	—	0,55
Σ	100,36	101,00	99,84	100,04	100,00	100,21	100,00	99,91	100,52
Уд. вес . .	—	—	2,702	—	—	—	—	—	—

1. Известняк верхнего силура — Dworec близ Праги. (Содержит 0,23 фосфата кальция.)
2. Стрингоцефаловый известняк девона — Linder Mark около Giessen. (Содержит 0,006 битумов, 0,007 P_2O_5.)
3. Плитняковый известняк кульма — Oesetal, выше Haus Edelburg, Вестфалия. (SiO_2 присутствует в распыленном виде.)
4. Вонючий известняк серо-черный битуминозный, средний цехштейн — Wüstes Kalktal у Frankenhausen близ Kelbra. (Содержит 0,70 CaO, 0,80 MgO, 0,59 SO_3, 0,04 Cl, 0,36 битумов.)
5. Голубой мергелистый известняк из волнистого известняка — Alvensleben-Bruch, Rüdersdorf близ Берлина. (Остаток содержит целестин, K_2O, Na_2O, Li_2O.)
6. Трахитовый известняк из верхнего раковинного известняка — Hühnerberg близ Hasmersheim на р. Неккаре.
7. Трахитовый известняк из верхнего раковинного известняка — Einöde близ Hasmersheim на р. Неккаре.
8. Глинистый известняк из лейаса — Balingen, Вюртемберг.
9. Оолитовый известняк доггера — Blumenberg близ Kolmar. (Содержит 0,94 фосфата кальция, 0,45 K_2CO_3, 0,18 Na_2CO_3.)
10. Литографский сланец из Золенгофена в Баварии.
11. Верхние кремнесодержащие слои известняка с чешуями раков, белая юра — Böhmenkirch, Вюртемберг. (Содержит 0,04 P_2O_5.)
12. Лейтовый известняк — Mailberg, Нижняя Австрия. (Содержит 1,29 $Ca_3P_2O_8$.)
13. Мел — White Cliffs, Sevier County, Арканзас, США.
14. Литотамниевый известняк — Syrakus.
15. Глобигериновый ил—между островом Кубой и Флоридой. (Содержит 0,18 P_2O_5.)
16. Глобигериновый ил — с глубины 1 485 *м* близ острова Neu-Amsterdam, Индийский океан. (Содержит 0,50 Mn_2O_3, 1,50 CaO, 0,01 MgO.)
17. Глобигериновый ил — с глубины 4 618 *м* севернее острова Мадейра, Атлантический океан. (Со следами Mn_2O_3, CaO, MgO, P_2O_5, 0,47 K_2O, 0,57 Na_2O, 0,20 TiO_2.)
18. Глобигериновый ил — с глубины 2 789 *м* между Новой Зеландией и Новым Южным Уэльсом, Тихий океан. (Со следами Mn_2O_3, CaO, MgO, P_2O_5, 0,32 K_2O, 0,43 Na_2O.)
19. Зернистый известняк — Carrara (Каррара).
20. Зернистый известняк — очень грубозернистый с фукоидами, древнепалеозойский — Leifsaet, Salten, северная Норвегия. (Содержит 0,16 $MnCO_3$.)

[1] Потеря при прокаливании. [2] Преимущественно силикаты. [3] Преимущественно потеря. [4] Частично песок. [5] Органическое вещество.

При выветривании известняка карбонат кальция выносится, и остаются кремнисто-глинистые примеси, а также железо и марганец в виде красного глинисто-кремнистого вещества (terra rossa) либо желтоватой или коричневатой глины, в которой находят иногда многочисленные шарики лимонита и пиролюзита величиной от горчичного зерна до горошины.

§ 347. Текстура известняков явно слоистая и обнаруживается микроскопом в поперечных шлифах. Изгибы и вздутия встречаются не только в складчатых областях, где они сопровождаются часто перекристаллизацией обычно весьма хлопьевидных примесей глинистого материала, но также наблюдаются и в отдельных пластах среди совершенно ненарушенных слоев. Они являются следствием скользящего движения более молодого осадка, как это описано Геймом для известняков из озера Zug и из Öhningen. Также известна в известняках дискордантная параллельная текстура. Для ее образования необходимо, чтобы первоначально осадочный материал был не химически выпавшим карбонатом кальция, а механически образованным известковым песком. Некоторые известняки в Германии, особенно в цехштейне и в волнистом известняке (Wellenkalk), обладают тонкопористой текстурой *(пенистый известняк)*, которая образуется при выветривании и удалении оолитовых зернышек или известковых водорослей; другие пенистые известняки состоят из арагонита, который образовался из гипса. В тех случаях, когда плоские линзы известняка окружены сеткой глинистых полос, известняки называются узловатыми или почковидными; известняк из вестфальского девона называется в просторечии Kramenzelkalk («известняк с переборками»). При выветривании известняки становятся друзовидными. В друзах образуются в таком случае наросшие кристаллы кальцита, которые часто обнаруживают разнообразную форму, повторяющуюся с большой правильностью в различных формациях и системах; особенно распространенным является скаленоэдр ($2\bar{1}3\bar{1}$) («свиные зубы», по народному выражению), ($02\bar{2}1$) и ($03\bar{3}1$).

По присутствию загрязняющих известняк примесей различают *глинистые известняки* (до 10% глины), которые переходят в известняковые мергели (с 10 — 20% глины), мергели (с 20 — 50% глины), глинистые мергели (с 50 — 80% глины) и в известковистые глины с количеством глины, превышающим 80%. Но эти границы в номенклатуре не строго выдержаны. *Кремнистые известняки* содержат сильно рассеянный растворимый кремнезем (до 50%) и оставляют после выветривания пористую губковидную массу. *Песчаные известняки* содержат кремнезем в виде кварцевого песка и при уменьшении извести переходят в известковистые песчаники. *Битуминозные*, или *вонючие известняки* [1] издают при раскалывании или трении битуминозный запах; они темноокрашены и часто содержат кристаллы вонючего кварца (область Pforzheim). *Глауконитовые известняки*, называемые также *зелеными известняками*, содержат многочисленные зерна глауконита и вследствие этого часто обладают зеленой окраской. *Известковый сланец* является очень тонкослоистым известняком, как, напр., золенгофенский литографский сланец и др.

§ 348. *Оолитовый известняк*, или *оолит* (рис. 76), состоит из густо скученных шариков известкового шпата величиной от макового зерна до горошины, сцементированных умеренным количеством известковой массы, или также из единичных шариков, погруженных в последнюю.

---

[1] Антраконит (Молль) представляет собой окрашенный битумами (достигающими по содержанию 1,5%) в черный цвет иногда зернистый, иногда плотный известняк, который образует линзы и желваки в скандинавских квасцовых сланцах.

Нередки уклонения от шарообразной формы, когда возникают овоиды, а также как бы развальцованные и часто сильно искривленные трубовидные тельца. Структура этих шариков очень разнообразна; иногда они одновременно скорлуповато-концентрические и радиально-лучистые, и тогда в центре располагается постороннее тело (напр. кусочек раковины какой-нибудь окаменелости), или центр состоит из одного зерна кальцита или аггрегата таковых. Повидимому, более распространено только концентрически-скорлуповатое строение, а радиально-лучистая текстура отсутствует. Часто скорлуповатое сложение исчезает, и концентрические отложения заменяются неправильным, но почти всегда тонкозернистым кальцитовым аггрегатом *(псевдооолиты)*.[1] Весь шарик может быть — правда, очень редко — замещен также одним кальцитовым индивидуумом. В оолитовых зернах часто присутствует равномерно распределенный органический (?) пигмент, расположенный иногда только периферически, иногда центрально, и образующий также темную оболочку и осевую часть. Еще чаще примешана бурая гидроокись железа, располагающаяся иногда неправильно, иногда концентрическими — сплошными либо прерывистыми — слоями; создается впечатление, что она занимает место первоначального кальцита. Кембрийские оолитовые мергелистые известняки из Китая, с правильно образованными оолитами величиной с горошину, названы Рихтхофеном *глобулитовыми известняками*. *Икряными известняками* называют оолиты, частично богатые глинистым или мергелистым цементом, как напр. те, что распространены в пестром песчанике северной и средней Германии.

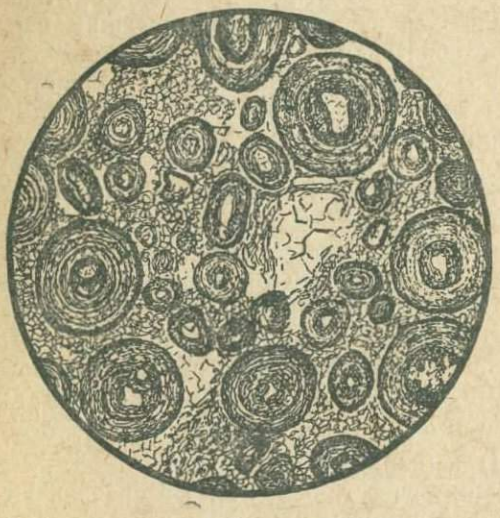


Рис. 76. Оолит. Brauner Jura. Schönberg близ Фрейбурга в Брейсгау. Увелич. 30 : 1.

[1] Сравнение анализа нормального оолита концентрического строения с реки Iowa (США) с граносферическим оолитом (анализ 2) говорит о том, что изменения вещества в связи с этим процессом не происходит. Оолиты окремневают, так же как и другие известняки; анализ 3 представляет состав одного нормального оолита из восточной Пенсильвании; анализ 4 — ту же породу в окремненном состоянии (Amer. Journ., 1890, XL, p. 246).

	1	2	3	4
$CaCO_3$	85,99	84,33	88,71	16,84
MgO	8,52	7,50	8,09	2,60
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$ . .	3,20	3,40	1,42	1,50
SiO_2	2,10	4,56	3,70	56,50
H_2O	—	—	—	12,54
Σ	99,81	99,79	101,92	89,98

§ 349. *Мелом* (анализ 13 на стр. 492) называют мягкие, растирающиеся бесцветные известняки, состоящие главным образом из раковин фораминифер с обломками и растертыми частицами раковин моллюсков, иглокожих, мшанок, кораллов и т. д. наряду с крошечными кружочками (так называемые кокколиты), столбиками и формами нарастания выпавшего из раствора карбоната кальция; кроме того в мелу находятся также тончайшие хлопья и пылевидные частицы повидимому аморфного известкового ила. В большем или меньшем количестве примешаны кремневые остатки диатомей, радиолярий и губок, которые поставляют материал для микро- и макрокремневых конкреций. Значительная примесь глинистых частиц дает *мергелистый мел*, или *меловой мергель*, примеси глауконита — зеленый *глауконитовый мел*, примесь больших обломков кораллов, мшанок и известковых водорослей образует рыхлый *меловой туф*.

Подобно мелу современный известковый глубоководный ил, который по присутствию широко распространенной *Globigerina bulloides* называется *глобигериновым илом*, состоит преимущественно из раковин отмерших фораминифер, кокколитов и их многочисленных разновидностей, из тонкого, кажущегося аморфным, известкового ила, с незначительной примесью пылевидной и хлопьевидной глины наряду с кремневыми радиоляриями, диатомеями, иглами губок, кусочками пемзы и мельчайшими кусочками кварца и других минералов. При увеличении количества неизвестковой части возникают мергелистые, кремнистые разновидности ила и, наконец, глинистый ил. Химический состав такого глобигеринового ила дают анализы 15 — 18 на стр. 492 (из высушенного при 100° материала). Этот глобигериновый ил занимает в больших океанах при средней глубине в 3 650 *м*, по Меррею и Ренару, область в $49^1/_2$ миллионов английских квадратных миль.

[Громадные залежи более или менее чистого мела находятся в Центральной Черноземной Полосе СССР.]

§ 350. Под *озерным мелом*, *горным* и *луговым мергелем* (Seekreide, Alm und Wiesenmergel) подразумевают иловатую, на воздухе рыхлую или легко растирающуюся, а также состоящую из отдельных кусков массу высохшего известкового карбоната мелоподобного вида. Он образуется на дне мелких водоемов, в старых руслах рек, в торфяных болотах, на влажных лугах под влиянием жизнедеятельности растений, которые отнимают у находящегося в растворе карбоната кальция молекулу углекислоты и тем его осаждают. Иногда озерный мел состоит почти исключительно из карбоната кальция и бывает тогда белым, как мел (отсюда названия Rheinweiss в верхней долине Рейна, Bleke в Швеции); иногда он светлосерый и содержит в таком случае примеси глины и других минеральных веществ. Проба одного такого мергелеподобного озерного мела из Martebo Moor близ Visby на Готланде содержала (по Вестербергу): CaO — 33,14, MgO — 0,89, $F_2O_3 + Al_2O_3$ — 2,56, Na_2O — 0,04, K_2O — 0,18, CO_2 — 26,16, P_2O_5 — 0,09, SO_3 — 0,31, SiO_2 (растворимого в соде) — 3,77, нерастворимого в соде и в HCl остатка — 21,93, органических веществ и воды — 11,40, при этом 0,44 азота; сумма 100,47; гигроскопической воды 2,76. (Geol. Fören. i. Stockholm Förhdl. 1895, XVII, 124.)

Дэвис (Ch. A. Davis. The natural history of Marls. Journ. of Geol. Chicago, 1900, VIII, 485 и 1901, IX, 491) нашел при изучении озерного мела озера Мичиган, что он содержит преимущественно водоросли

из семейства харовых и схизотрикс, которые из растворимых в воде солей кальция воспринимают кальций клеток в форме растворимой в воде соли и именно в виде янтарнокислого кальция. Живые харовые водоросли не содержат в своих клетках карбонатов кальция, но снаружи покрыты редкими кристаллами этого вещества, количество которого на отмерших частях растений возрастает. В озерном мелу уже можно обнаружить небольшие количества растворимых солей кальция. Еще не установлено, каким образом янтарнокислый кальций клеток при выступании из клеточной оболочки и после отмирания растений превращается в карбонат кальция. Пока органическое вещество выделяющих извести водорослей и других организмов не окончательно окислено, озерный мел содержит переменное количество сапропеля или сапрокола, и тогда говорят (как это предложено Потонье) о сапроколовом известняке, при более слабом содержании сапрокола, и об известковом сапроколе, при бо́льшем содержании сапрокола. (H. P o t o n i é. Klassifikation und Terminologie der rezenten brennbaren Biolithe und ihre Lagerstätten. Abhandl. d. K. Preuss. geol. Landesanstalt und Bergakademie. Neue Folge. Heft 49, Berlin, 1906).

Известковый туф, *известковый рыхляк* (Duckstein), *травертин* представляет неплотную, пористую, пещеристую карбонатную массу, скорлуповатую и подушкообразную, но не имеющую ясной слоистости. Он осаждается из богатой карбонатом воды рек и источников, большей частью при содействии мхов и водорослей. Очень часто в нем заключены раковины улиток и отпечатки листьев. Известковый туф образует во всех районах развития известняков обломочно-холмообразные массы и террасы. Известными являются травертин из Тиволи близ Рима и известковые террасы горячего источника Mammoth в Иеллоустонском парке в США. В Германии такие туфовые отложения известны близ Cannstatt, Nördlingen, Steinheim в Тюрингии и в других местах. *Ониксовый мрамор* представляет компактный, прозрачный, белый, желтоватый или зеленоватый известняк (состоящий из арагонита или кальцита), который образуется из отложений источников в Мексике (близ Puebla), в Египте, Оране.

[Известковые туфы как отложения и холодных и горячих источников известны во многих местах Союза. Около г. Красногвардейска находятся отложения первого рода (пудожский камень). В отношении поствулканических травертинов следует отметить месторождения Горячей горы в Пятигорске, где травертины несомненно связаны с криптолакколитом Машука. Замечательно, что магматические — не видные на поверхности — породы этой небольшой горы доставили уже около кубического километра (!) этих травертинов. Очевидно, горячие воды, отложившие этот травертин и служащие поствулканическим продуктом магматических пород, имели еще гораздо больший объем. Напомню также, что при извержении Везувия в 1906 г. было доставлено на земную поверхность твердых и затвердевших продуктов около 0,2 *куб. км* (в том числе только 0,015 *куб. км* лавы) и около 10 000 *куб. км* (!) газообразных продуктов, в том числе 7 000 *куб. км* водяного пара, что дает около $1^3/_4$ *куб. км* воды. Все такого рода подсчеты, понятно, приблизительны. Вышеприведенные цифры взяты у И. В. Мушкетова (отца) и Иммануэля Фридлендера — у последнего для Везувия.]

§ 351. Насколько легко понятным является отложение извести из пресных вод, настолько же трудно поддается объяснению образование морских известняков, которые распространены несравненно более, чем первые. Содержание карбоната кальция в морской воде недостаточно

велико, чтобы объяснить выпадение его вследствие пересыщенности. [1]

Приносимый реками в море углекислый кальций в большей своей части уже вблизи берега усваивается морскими организмами и идет на строение их раковин и внутреннего прочного скелета; кальций морской воды связан главным образом в виде сульфида и хлорида. Из этих солей, по наблюдениям Штейнмана и одновременно Меррея и Ирвинга, при разложении органического белкового вещества образуется карбонат аммония, который при двойном обмене дает карбонат кальция. При этом сначала возникают, как это также экспериментально доказано, повидимому метастабильные модификации арагонита и ватерита, которые только позже переходят в кальцит. От действия углекислоты эти осадки на морском дне защищены тонким налетом хитиноподобного органического вещества, которое образуется как остаток при гниении. При выпадении $CaCO_3$ в тропических и субтропических морях играют также роль, по Дрью, нитробактерии; в особенности немалозначительная роль принадлежит *Bacterium calcis*. Эти нитробактерии переводят азот морской воды в аммиак, который в соединении с углекислотой обусловливает выпадение $CaCO_3$. Большинство морских известняков, напротив, заведомо органической природы. Углекислая известь выделяется прежде всего в твердых скелетах животных и растений частью в виде кальцита, частью в виде арагонита. Раковины свободно плавающих организмов после их смерти опускаются на дно и образуют бо́льшую часть пелагических илов, как это наблюдается сейчас в Атлантическом океане. В литоральной зоне накопляются обломки и продукты разрушения окаменелых остатков известковых водорослей, губок, кораллов, иглокожих, моллюсков, частично смешанных с известковым детритусом, механически доставляемым реками. Возникшие таким путем рыхлые отложения претерпевают постепенно, под влиянием углекислоты морской воды, перекристаллизацию, отвердевают и теряют органическую структуру; арагонит превращается в кальцит. Поэтому плотные бесструктурные морские известняки являются главным образом диагенетически преобразованными кластическими продуктами разрушения органических остатков. Встречающиеся в этих известняках незначительные количества других минералов представляют собою терригенный осажденный совместно материал.

Икряный камень и *оолиты* встречаются во всех формациях, в особенности часто в средней юре (оолитовая формация). Они образуются еще сейчас на берегу моря около Суэца, на берегах Флориды, Бахамских островов и Great Salt в Юте. [2] Все современные, ближе изученные оолиты состоят из арагонита, ископаемые же — из кальцита. По широко распространенному мнению они, по крайней мере частично, минерогенного происхождения. Как это экспериментально доказано

[1] Джонстон и Виллиамсон изучили растворимость $CaCO_3$ в зависимости от температуры и содержания CO_2 в воде и пришли к заключению, что возможно непосредственное выделение его в тропических районах и в сильно нагретых верхних слоях моря; быть может это явление имеет и более важное геологическое значение. (The rôle of Inorganic Agencies in the Deposition of Calcium Carbonate. Journ. of Geol. 1916, 24, p. 729.)

[2] Оолитовый песок с озера Great Salt в Юте содержит, по Четарду, 51,33 CaO, 0,72 MgO, 41,07 CO_2, 0,89 SO_3, 0,20 Al_2O_3 + Fe_2O_3, 0,63 Na_2O + K_2O, 0,83 H_2O, 0,27 органических веществ, следы P_2O_5, 4,03 нерастворимого в HCl остатка; сумма 99,97.

Линком, сульфат кальция морской воды может быть осажден при известных условиях при помощи карбоната аммония или натрия в форме сферолитов ватерита или арагонита. Ватерит быстро переходит в арагонит, а этот последний постепенно переходит в кальцит. Шарики кальцита (ооиды) ископаемых оолитов образовались, по этим воззрениям, из таких сферолитов. Другие геологи, как Ротплец и Кальковский, защищают биогеновое происхождение оолитов. Согласно обстоятельным исследованиям Вофана на берегах Бахамских островов и Флориды, современные оолиты образуются следующим образом. Под влиянием жизнедеятельности нитробактерий, количество которых достигает, как доказано, 160 миллионов в 1 *куб. см*, в особенности под влиянием *Bacterium calcis*, $CaCO_3$ выпадает в виде геля. Этот гель превращается в тонкий арагонитовый ил, в котором благодаря диагенетической перекристаллизации развиваются ооиды. В иле, свободном от таких ооидов и сохранявшемся под поверхностью морской воды, можно было обнаружить после нескольких месяцев появление и дальнейший рост подобных образований.

§ 352. *Зернистый известняк*, или *мрамор* (скульптурный мрамор), представляет собой от грубозернистого до тонкозернистого, иногда ясно слоистый, иногда массивный известняк, более или менее чисто-белый, также серый, голубовато-серый или черновато-серый, реже красноватый. Излом его ясно-кристаллический и дает зеркальные поверхности плоскостей спайности кальцита. При тонком зерне излом дает слабое поблескивание. Твердость 3. Растворимость в слабых кислотах и удельный вес такие же, как у обыкновенного известняка, от которого мрамор отличается большей грубозернистостью и чистотой окраски. Порода состоит из компактной смеси почти одинаковых по величине аллотриоморфных индивидов кальцита, которые обнаруживают весьма распространенную полисинтетически-двойниковую штриховку по (0112); реже среди зерен большего размера встречается мелкозернистая и тогда менее прозрачная и слабее окрашенная связующая масса. Среди пигментирующих веществ наиболее широко распространенными являются графитоид, графит и железный блеск. Наряду с очень чистыми породами встречаются более или менее доломитизированные (анализы 19 и 20 на стр. 492). Глинистые примеси обыкновенных известняков в них отсутствуют; вместо этого встречаются разнообразные примеси, в которых обыкновенный известняк превращен в кристаллические образования, подобно тому как и углистые примеси превращены в графитоид и в графит. Зернистый известняк является тем звеном ряда слоистых карбонатных пород, которым они связываются с метаморфическими породами; он представляет собою аналог кварцита в ряду песчаников.

Примеси зернистого известняка могут быть объединены в определенные группы. Повсюду распространенными и часто происходящими из первоначальной составной части породы, измененной метаморфизмом, являются *графит* (нередко в очень тонких гексагональных табличках или в виде округленных телец), *графитоид* (в виде аморфных чешуек и комочков), *кварц* (в виде водянопрозрачных кристаллов и зерен), *полевые шпаты* (альбит, плагиоклазы, анортит, также калиевые полевые шпаты), *гранат* (главным образом гроссуляр), *везувиан*, *эпидот* и *цоизит*, *волластонит*, *скаполит*, *диопсид* и *авгит*, *тремолит*, *актинолит*, *роговая обманка* и *паргасит*, а в доломитовых известняках *оливин*, *монтичеллит*, *форстерит* и *хондродит* и продукты их превращения, равным образом *брусит*, *бронзит* и т. д., далее *флогопит*, *мусковит*, также *фуксит* и *титанит*, наконец, *корунд*, *диаспор* и *шпинели*. Местными причинами обусловлено происхождение незначительных количеств сульфидов (пирит, марказит, мышьяковый колчедан, магнитный колче-

дан, цинковая обманка, молибденовый блеск). Пирохлор, коппит, кнопит и близкие минералы, содержащие редкие земли, встречаются только в зернистых известняках, залегающих в контакте с фойяитовыми породами (Alnö, Кайзерштуль). Контактовым минералом является также лазурит (озеро Байкал).

Случайные примеси первой группы обнаруживают обычно своеобразные, как бы оплавленные ребра и углы. Они скопляются часто в известняках в контакте с глубинными породами и говорят о том, что многие зернистые известняки были первоначально мергелями. Так возникают породы, называемые *известковым диопсидовым сланцем*, *известковым пистацитовым сланцем* и т. д. Они переходят в конце концов в чистые силикатовые породы, подобно тому как мраморизованный известняк контактовой зоны переходит в известково-силикатный роговик. *Чиполины*, или *циполины* (Cipoline), представляют богатые слюдой зернистые известняки; *офикальциты* (Броньяр) — зернистые известняки с большим количеством серпентина в зернах, который образуется из первоначального оливина или хондродита. *Кальцифир* (Броньяр) представляет зернистый известняк, похожий, благодаря включениям силикатов, на порфир. *Хислопит* (Hislopit, Хаутон) является зернистым известняком из Takli в Индии, окрашенным глауконитом в зеленый цвет.

Что зернистые известняки образовались из обыкновенных известняков, доказывается: 1) появлением их в контактовых зонах с эруптивными породами; 2) постепенными переходами известняков, содержащих ископаемые, в зернистые известняки, что́ многократно доказано в гористых местностях; 3) находками ископаемых остатков в зернистых известняках (так, в триасовых зернистых известняках Апуанских Альп около Каррары найдены гиропореллы и *Nodosinella*, по Пантанелли, — *Psiloceras*, по Мойсисовичу, в силурийских зернистых известняках из Osören около Бергена, по Реушу, найдены цепочковые кораллы и гастроподы); 4) наличием в обыкновенных плотных известняках в складчатых горах альбита с кристаллами, окрашенными углем (Col de Bonhomme, Малый Сен-Бернар); точно так же в альбитах глинисто-известнякового сланца (содержащего 84,49 $CaCO_3$, 0,97 $MgCO_3$, 10,21 SiO_2, 4,22 $Al_2O_3 + Fe_2O_3$, следы Na_2O и K_2O; сумма 99,89). Из нижнего эоцена около Rovegno в верхней долине Треббии Иссель нашел окремнелые радиолярии.

Зернистый известняк большей частью теряет слоистую текстуру (рис. 77), но она выступает иногда очень резко в параллельном расположении графитового и графитоидного пигмента или вследствие богатой примеси листочков слюды; при увеличении количества последней зернистые известняки переходят в известково-слюдяные сланцы. Сланцеватость часто обнаруживается под влиянием давления горообразовательных процессов (юрский мрамор из Andermatt, рис. 78); иногда встречается также структура искусственного цемента (Каррара). Своеобразная шаровая текстура образуется вследствие того, что богатые пигментом шлиры облекают чешуями сферические, яйцеобразные или плосколинзовидные бедные или лишенные пигмента части породы (силурийский зернистый известняк из Trengereid около Бергена в Норвегии, зернистый известняк в гнейсах из Watthollma севернее

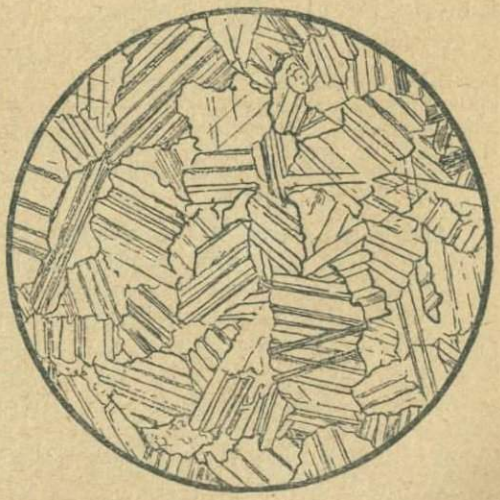


Рис. 77. Кристаллический известняк. Wunsiedel, Сосновые горы. Увелич. 30 : 1. Николи +.

Упсалы в Швеции). Своеобразное распределение пигмента указывает там и сям на присутствие исчезнувших ископаемых остатков.

Зернистый известняк появляется в контактовых зонах, затем в складчатых осадочного происхождения горах, как мрамор Афин и его окрестностей (Pentelikon, Hymettos и Lykabettos), в меловой системе, зернистый известняк Бернских Альп в верхней юре, мрамор из St. Béat в Пиренеях в лейасе, каррарский мрамор в триасе, мрамор с полуострова Bergen и его окрестностей в силуре. Главные месторождения приурочены к гнейсам и слюдяным сланцам, как, напр., около St. Philippe недалеко от Markirch и в других местах Вогезов, в Auerbach около горной дороги в Оденвальде, у Wunsiedel в Сосновых горах, в Рудных горах, в Баварском Лесу, в Богемском Лесу, в Скандинавии и Финляндии и особенно в Канаде.

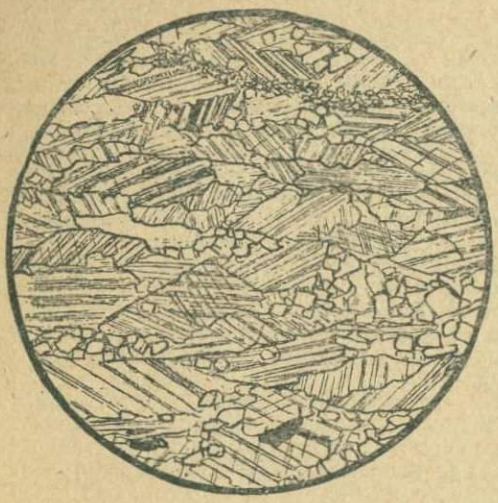


Рис. 78. Сланцеватый кристаллический известняк, перпендикулярно к сланцеватости. Andermatt на Сен-Готарде. Увелич. 30 : 1. Николи +.

[Громадные залежи мраморов находятся в Прибайкалье и Забайкалье, где они принадлежат к раннему палеозою и докембрию. Мраморы встречаются также во всех почти горных областях Союза. Около Свердловска известны горношитские палеозойские мраморы. В Крыму, на Кавказе, Алтае, Тарбагатае мраморов сравнительно мало. На севере известны ломки мраморов в Карельской АССР; большая нужда в этих породах и известняках ощущается на Кольском полуострове; эти карбонатовые породы могут оказаться чрезвычайно необходимыми и дорогими продуктами в промышленности (металлургии). Укажу также на «Карту месторождений каменных строительных материалов» с отметкой месторождений песчаников, известняков, валунов и пр. Европейской части Союза, составленную А. Н. Гейслером. Изд. Комиссии естеств. производит. сил при Академии наук СССР, № 54, Л., 1925.]

В общем зернистый известняк кристаллических сланцев образует большие линзообразные массы незначительного протяжения; в Канаде же он дает далеко прослеживаемые слоистые тела.

§ 353. *Доломит* как горная порода не всегда совпадает с минералогическим понятием доломита как двойной соли $CaMgC_2O_6$ с 54,2 $CaCO_3$ и 45,8 $MgCO_3$. В геологии доломитами называются магнезиальные известняки; название «доломит» часто употребляют также для обозначения определенного геологического горизонта (напр. пограничный доломит — Grenzdolomit), хотя в определенных местах порода представляет только доломитовый известняк. Доломиты являются белой, часто желтоватой до коричневатой, также черной, плотной до топкозернистой, реже среднезернистой, чаще сахаровидной слоистой породой, которая в чистом виде при действии уксусной кислоты не вскипает, при действии же соляной кислоты едва вскипает. Ясное вскипание показывает на большое содержание $CaCO_3$. Удельный вес больше, чем у известняков, и в чистых

доломитах достигает 2,87; твердость больше 3, достигает 4. Загрязнители и примеси те же, что и в известняках, и обусловливают те же подразделения на битуминозные, глинистые, мергелистые и песчанистые доломиты и такой же переход в доломитовые мергели и т. д. Случайные примеси те же, что и в известняках.

Сравнение анализов 1 — 12 с нормальной породой показывает, как это отмечено выше, что только триасовые доломиты Альп, залежь свинцового блеска во франконском кейпере и древний палеозойский доломитовый мрамор северной Норвегии являются доломитами в собственном смысле слова, все же остальные являются частично или очень богатыми доломитом известняками или кальцитсодержащими доломитами. Везде присутствуют небольшие количества $FeCO_3$ и $MnCO_3$, которые однако в анализах проявляются — вследствие легкой окисляемости этих соединений — в форме Fe_2O_3 и соответственно MnO_2. Неоднократно доказано также присутствие, как и в известняках, следов Zn и других металлов. Приблизительное суждение о количестве MgO в доломитах можно получить растворением в H_2SO_4; труднее растворимая соль $CaSO_4 + 2H_2O$ выпадает при прибавлении алкоголя; в фильтрате находится $MgSO_4 . 7H_2O$, который при испарении выделяется в виде блестящих игл.

	1	2	3	4	5	6
$CaCO_3$	61,84	63,27	57,50	59,10	54,75	53,86
$MgCO_3$	36,60	35,97	35,33	19,05	44,81	46,14
$FeCO_3$	—	—	—	—	—	—
SiO_2	0,42		5,00	13,35	—	—
Al_2O_3	1,24	0,41	1,00	3,60	—	—
Fe_2O_3	—	—	0,50	0,70	0,33	сл.
Щелочи	—	—	—	—	—	—
Нерастворимые	—	—	—	—	0,11	сл.
H_2O	—	—	—	2,00	—	—
Битумы			—	2,00	—	—
Σ	100,10	99,65	99,33	99,80	100,00	100,00

	7	8	9	10	11	12
$CaCO_3$	54,48	36,38	44,39	50,45	58,33	54,16
$MgCO_3$	31,16	25,57	37,10	42,33	24,10	45,09
$FeCO_3$	—	—	—	—	—	0,32
SiO_2	—	—	—	3,79	13,17	—
Al_2O_3	6,71	2,61	2,20	1,77		—
Fe_2O_3	2,17			0,09	—	—
Щелочи	2,09	—	—	0,55	—	—
Нерастворимые	2,85	35,41	16,46	—	—	0,46
H_2O	—	—	—	0,46	4,37[1]	—
Битумы	—	—	—	0,23	—	—
Σ	99,46	99,97	100,15	100,16	99,97	100,03

1. Доломит плотный белый, силурийская система — Kuchelbad близ Праги.
2. Доломит девонский, валун — Эйфель. Другая часть того же образца дала 57,75 $CaCO_3$ и 41,32 $MgCO_3$.
3. Доломит (Magnesian limestone) — Нью-Кестль, Англия.
4. Доломит черный из известняка-ракушника — Reutte в Lechtal.
5. Доломит (шлерн-доломит), слои Wengener — замок Wolkenstein близ Gröden.
6. Верхний триасовый доломит — Gairachtal, близ Römerbad, Каринтия.
7. Доломит (волнистый доломит), голубовато-зеленый — Ittersbach в Бадене.

8. Сильно песчанистый доломит у нижней трахитовой банки — Grosse Klamm севернее «Äbtissin-Büschen» близ Wolmünster, Лотарингия — со следами Mn.
9. Глинистый доломит, нижняя часть слоев с *Orbicularis*—Rohrbach, Лотарингия.
10. Банка со свинцовым блеском в кейпере — мельница между Euershausen и Königshofen в Grabfeld, Франкония — с 0,35 FeO, 0,02 MnO, 0,09 SO_3, 0,03 Cl, следами P_2O_5. В солянокислой вытяжке следы Ni, Co, Pb.
11. Доломит белой юры — Staffelberg, Франкония.
12. Зернистый доломит, или доломитовый мрамор — Elvsfjord южнее Fuglevikstrand, Ranen, северная Норвегия.

[1] Потеря при прокаливании.

Структура доломитов не аллотриоморфно-зернистая, как в известняках, но более или менее панидиоморфно-зернистая (рис. 79), в которой каждый доломитовый индивид обладает отчетливой ромбоэдрической формой и достигает большего или меньшего совершенства. Затем отдельные индивиды соприкасаются не со всех сторон, как в известняках, но только в отдельных пунктах, и структура у них более пористая, сахаровидно-зернистая. В том случае, когда угловатые полости заполняются кальцитом, доломит принимает также и компактное строение. Полисинтетическое двойниковое строение по $(01\bar{1}2)$, в противоположность кальциту, у зерен доломита отсутствует. * Также и оолитовая текстура встречается лишь случайно.

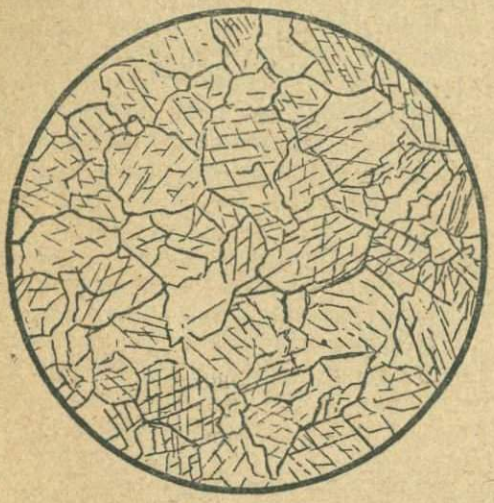


Рис. 79. Кристаллический доломит. Rothenzechau, Силезия. Увелич. 30 : 1.

Различают *плотный доломит*, который соответствует обыкновенному известняку, *ячеистый доломит*, или *шероховатую вакку*, характеризуемую многочисленными — по большей части угловатыми, реже округлыми — порами, стенки которых покрыты мелкими кристалликами доломита, и *доломитовый пепел* рыхлого до пылевидного облика. Доломитовый пепел представляет доломит в состоянии дезаггрегации. Доломит встречается во всех формациях как нормальный член слоистого комплекса. В Германии он распространен главным образом в цехштейне Тюрингии и ближайших районов, в волнистом доломите (Wellendolomit), в пограничном доломите (Grenzdolomit), на границе между раковинным известняком и кейпером.

В верхнем альпийском триасе залегают так называемые мендола-доломит и шлерн-доломит. Богата доломитами также франконская юра.

§ 354. Что *минерал* доломит выделяется из водных растворов, доказывают его кристаллы в наших собраниях минералов. Происхождение же морских доломитовых пород, которые преимущественно встречаются в гипсовых и богатых ангидритом породах совместно с коралло-

* [Или, во всяком случае, наблюдается очень редко и всегда не с такой частотой в отдельных зернах одной и той же породы, как у зерен кальцита.]

выми образованиями, еще не выяснено. Выделение доломита или богатых магнезией карбонатов организмами из морской воды не происходит, хотя, по Бючли, некоторые твердые части, как, напр., у известковых водорослей, могут содержать до 17% $MgCO_3$.

По исследованиям Линка, из морской воды при известных условиях может непосредственно выделяться карбонат состава доломита, который при незначительном нагревании переходит в доломит. Также Пфафф экспериментально доказал возможность образования доломита неорганическим путем. Такое образование частично несомненно имеет место, на что указывает чередование известняков и доломитов. Бóльшая часть морских доломитов, наоборот, возникла повидимому путем воздействия морской воды на известняки, которые медленно доломитизировались благодаря обмену Ca и Mg. Арагонит легче подвержен подобному превращению, чем кальцит. Такой процесс доказан особенно для коралловых рифов. Исследования Скитса в большой серии коралловых островов Тихого океана и атолле Фунафути показали, что с течением времени происходит несомненное обогащение кораллового известняка $MgCO_3$. Буровые пробы в этом атолле с глубины 1 100 футов (335 *м*) дали 40% $MgCO_3$. Еще не выяснено, происходит ли метасоматическое превращение в мелком море или на больших глубинах и какие факторы благоприятствуют этому процессу. Термальные воды, которые привносят металлы в известняки, содержащие метасоматические месторождения руд свинца, цинка и меди, часто их доломитизируют. Так как карбонат кальция много легче растворим, чем карбонат магния, то при помощи растворения первого доломитовый известняк может перейти в доломит. Этот процесс многократно наблюдался в рейнском стрингоцефаловом известняке тюрингенского цехштейна, в известняке триаса и белой юры, а также был доказан Е. Филиппи в южноальпийском конходонтовом доломите (Neues Jahrb. f. Min., 1899, Bd. I, S. 32).

Пористая текстура некоторых доломитов, как в шероховатой вакке и пористом доломите, являются, быть может, следствием такого процесса.

§ 355. *Зернистый доломит*, или *доломитовый мрамор*, связан рядом переходов с плотным доломитом и относится к последнему так же, как зернистый известняк к плотному известняку. Переходные члены также содержат альбит, кварц и другие кристаллические новообразования, и так же, как там, они встречаются в доломитах складчатых гор. Вышеупомянутая порода (стр. 499) из Col de Bonhomme ближе стоит к доломитам, чем к известнякам. Такими зернистыми доломитами в складчатых осадочных горах и в кристаллических сланцевых являются известные по встречаемым в них минералам доломиты из Campo lungo близ Faido и из Binnental в Швейцарии, из Wunsiedel в Сосновых горах, из Schmiedeberg в Силезии, из Stotzenhann в Чехии. Доломитовые мраморы в Salten и Ranen (северная Норвегия) и на Цейлоне, находящиеся здесь вместе с кристаллическими известняками и итабиритами, обнаруживают двойниковую штриховатость в зернах по острому ромбоэдру $(02\bar{2}1)$. Силикатовые примеси те же, что и в зернистом известняке, в особенности же преобладают минералы, богатые соединениями Mg.

[О доломитах, их образовании и пр. имеется на русском языке монография Б. П. Кротова — см. «Труды Общества естеств. при Гос. Казанском университете», т. 50, вып. 6, Казань, 1925.]

§ 356. *Мергель* и *доломитовый мергель* являются собственно механическими смесями кристаллического кальцита и соответственно доломита вместе с глинистым веществом мало известной природы. Кроме того имеются такие примеси, которые растворяются в разведенной соляной кислоте, также каолин, хлоритовые минералы, мусковит, обломки полевых шпатов. Чаще всего различимы зерна кварца. В силикатной части породы, растворимой в горячей соляной кислоте, находятся также магнезия и значительная часть щелочей, в особенности K_2O. Песчаные мергели содержат большое количество зерен песка, вплоть до вытеснения глины. Цвет обычно серый, также коричневый, красный, зеленоватый, голубоватый или черный, часто в ярких и пестрых тонах. [1] Все мергели распадаются при соприкосновении с водой или на землистую рассыпча-

	1	2	3	4	5
$CaCO_3$	71,44	64,77	21,59	34,47	63,86
$MgCO_3$	1,51	0,86	1,68	0,88	0,40
$FeCO_3$	—	1,55	—	—	—
SiO_2	—	23,62	45,89	—	20,30
Al_2O_3	—	4,45	13,24	6,34	6,64
Fe_2O_3	0,80	3,54	3,88	3,00	3,84
FeO	—	—	—	0,82	—
MnO	—	—	—	—	—
MgO	—	0,18	1,32	—	сл.
CaO	—	0,50	—	—	сл.
Na_2O	—	—	0,47	—	0,54
K_2O	—	—	2,31	—	0,81
H_2O	—	1,18	4,16	—	2,21[2]
Глина	26,25	—	—	18,22	—
Песок	—	—	—	—	—
Органическое вещество	—	—	3,47	36,27[1]	—
Σ	100,00	100,65	100,08	100,00	98,61

[1] Муди (G. T. M o o d y. The causes of variegation in Keuper marls and in other calcareous rocks. Quarterly Journ. Geol. Soc. of London, 1905, LXI, p. 431) показал при помощи большого количества анализов, что столь часто встречаемая в одном и том же пласте мергеля пестрого кейпера красная и зеленая окраска связана с бо́льшим содержанием окиси железа и с меньшим содержанием карбоната в красном мергеле по сравнению с зеленым. Это соотношение он объясняет привносом $FeCO_3$ при наличии зеленого мергеля, у которого воды, приносящие карбонат железа, растворяют и уносят $CaCO_3$ и $MgCO_3$. Красная окраска породы образуется при превращении принесенного карбоната железа в гидрат окиси железа и затем в окись железа. Он убедился, также путем опыта, что искусственный раствор бикарбоната железа, пропущенный через смесь песка и порошка мела под давлением CO_2, заменил весь свой $FeCO_3$ на $CaCO_3$. Тот же результат был получен, когда смесь песка и мела была заменена магнезитом, доломитом и зеленым мергелем. Обработанные таким образом породы принимали постепенно на воздухе красную или коричневую окраску. Анализ 1 дает состав зеленой части пестрого мергеля, анализ 2 — его красной части, анализ 3 — состав зеленого мергеля, который был искусственно окрашен указанным способом в красный цвет.

	1	2	3
Fe_2O_3	0,87	3,80	4,96
FeO	0,96	0,91	0,61
CaO	7,37	5,18	4,92
MgO	6,10	5,42	4,77
CO_2	13.01	10,21	9,61
Не опред.	71,69	74,48	75,13
Σ	100,00	100,00	100,00

	6	7	8	9	10	11
$CaCO_3$	12,11	56,73	26,82	46,35	29,34	45,20
$MgCO_3$	1,31	11,24	11,40	28,35	24,49	34,26
$FeCO_3$	—	—	—	—	2,69	0,88
SiO_2	57,94	—	30,94	—	—	13,31
Al_2O_3	10,04	0,84	15,90	1,70	—	4,86
Fe_2O_3	5,16		2,09		1,82	1,71
FeO	—	—	—	—	—	—
MnO	0,16	—	0,19	—	—	—
MgO	—	—	—	—	—	—
CaO	—	—	—	—	—	—
Na_2O	2,39	—	1,62	—	—	—
K_2O	1,22	—	3,04	—	—	—
H_2O	5,61[2]	—	3,10	2,45	3,34	0,41
Глина	—	6,75	—	—	37,56	—
Песок	—	24,44	—	19,60		—
Органическое вещество	—	—	2,24	—	—	—
Σ	100,28	100,50	99,88	98,45	99,24	100,63

	12	13	14	15	16	17
$CaCO_3$	3,68	36,91	20,50	8,60	6,30	22,69
$MgCO_3$	0,84	28,40	15,62	7,22	4,43	7,13
$FeCO_3$	—	—	—	—	—	8,24
SiO_2	47,93	19,37	43,46	46,72	63,88	44,65
Al_2O_3	17,39	5,66	8,73	15,56	9,77	3,12
Fe_2O_3	7,08	2,11	1,35	5,00	3,86	1,27
FeO	1,45	0,66	0,66	1,30	1,44	—
MnO	сл.	0,06	0,06	—	0,21	—
MgO	6,54	1,88	2,71	3,51	3,25	—
CaO	—	—	—	—	—	—
Na_2O	0,68	0,40	0,62	0,58	0,20	3,09
K_2O	4,58	1,27	1,87	4,49	3,45	0,88
H_2O	5,42	2,47	2,40	4,10	2,48	6,24
Глина	—	—	—	—	—	—
Песок	—	—	—	—	—	—
Органическое вещество	—	—	—	—	—	—
Σ	100,05	100,48	99,40	100,70	100,14	99,68
Уд. вес	2,556	2,753	2,686	—	—	—

1. Известковый мергель, голубовато-серый, так называемый цементный мергель— Öfele близ Gerhausen, южнее Blaubeuren, Швабская Юра.
2. Песчаный мергель турона, зеленовато-серый — Hörde, Вестфалия.
3. Мергельный сланец — Rush Creek, Колорадо, США. Содержит 0,52 TiO_2, 0,17 P_2O_5, 1,38 гигроскопической воды.
4. Горючий сланец, лейас — Boll, Вюртемберг.
5. Ил с глубины 5 207 *м* — Атлантический океан к юго-востоку от Канарских островов.
6. Ил из Северного моря у норвежского берега с глубины 300 *м*. Содержит 4,34 Cl, следы P_2O_5.
7. Доломитовый мергель, песчаный, силурийский — приход Klinte, Швеция. Содержит 0,24 P_2O_5, 0,26 SO_3.
8. Черный доломитовый мергельный сланец из медистых сланцев — Mellrichstadt, Франкония. Содержит 0,55 TiO_2, 1,67 FeS_2, 0,31 ZnS, 0,01 Cu_2S, следы Li_2O.
9. Доломитовый мергель раковинного известняка — Hüfingen близ Donaueschingen.
10. Доломитовый мергель среднего кейпера (Anatinen-Bank) — Karfreitagmühle близ Tiefenbach.
11. Доломитовый мергель триаса — Neidenstein, Баден.
12. Мергельный сланец темнокоричнево-красный, пестрый кейпер — замок Ro-

seck, Unter-Jessingen, Вюртемберг. Содержит 0,18 P_2O_5, 4,28 гигроскопической воды.

13. Мергельный сланец темнокоричнево-красный, более твердый, чередующийся с 12. Содержит 0,07 P_2O_5, 1,22 гигроскопической воды.
14. Зеленый мергель довольно прочный — там же. Содержит 0,09 P_2O_5, 1,33 гигроскопической воды.
15. Красный мергель с слабо зелеными прослоями — там же. Содержит 0,06 P_2O_5, 3,56 гигроскопической воды. 12—15 происходят из одного и того же профиля и содержат очень мало SO_3, HCl и органических веществ, а также TiO_2, по микроскопическому исследованию также рутил в неопределимых количествах. Ba, Sr, Li и F не были обнаружены.
16. Доломитовый песчаный мергель — Raceville, штат Нью-Йорк, США. Содержит 0,47 TiO_2, 0,08 P_2O_5, 0,05 BaO, 0,27 гигроскопической воды.
17. Доломитовый песчаный мергель — Arroio del Cerro, Калифорния. Содержит 0,16 P_2O_5, 0,80 CO_2, 1,41 гигроскопической воды.

[1] Включая воду и потери.
[2] Включая органические вещества.

тую массу или на крошки и чешуйки; последние образуются у более прочных — называемых *каменистыми мергелями* — разностей. Названия: гипсоносный мергель, соленосный мергель, слюдистый мергель, глауконитовый мергель — указывают на богатую примесь веществ, упомянутых в этих названиях. Очень тонкослоистые мергели называются *мергельными сланцами*. Сильно битуминозные мергели, вроде встречаемых в швабском лейасе, называются *горючими сланцами* (анализ 4).

Химический состав дается анализами 1—17; отдельные составные части упомянутых механических примесей колеблются в широких пределах, так как они представляют переходные формы между известняками и доломитами, с одной стороны, и глинами и песчаниками — с другой. На дне современных морей отлагаются мергелистые осадки, что показывают анализы 5 и 6.

Мергели встречаются всюду в областях распространения слоистых горных пород, наряду с известняками и доломитами, а также с песчаниками, чередуясь с ними в виде тонких прослоев.

§ 357. *Лёссом* называют иногда неслоистую, иногда ясно слоистую, очень тонкозернистую и рыхлую, сухую на-ощупь смесь угловатых и с закругленными краями песчаных зерен с небольшим количеством глинистого вещества и более чем с 30% кальцита, светлой окраски в свежем состоянии и коричневатой в выветрелом. Известь образует часто тоненькие оболочки вокруг песчаных зерен и обусловливает их весьма характерное энергичное, но не продолжительное вскипание при смачивании соляной кислотой. Неслоистая порода крайне однообразна, слоистая же содержит тонкие прослойки песка, пропластки галечек, а также полосами расположенные конкреции перекиси марганца и лимонита величиной от зерна пшена до дробинки. Карбонат кальция перемещается в породе, и накапливание его наблюдается главным образом в лежачем боку отложений в виде фигурных конкреций (лёссовые куклы, журавчики), которые часто обладают внутри полым каналом. В полых каналах нередко видна их связь с корнями растений. Очень распространены в лёссе тонкие цилиндрические перпендикулярные каналы, стенки которых усеяны снежно белыми скоплениями кальцита. Они возникли при разложении корней растений.

Химический состав в неизмененной породе исключительно постоянен и представляет слегка глинистый песчаный мергель (анализы 1—6).

Выветривание приводит к дальнейшему окислению закиси железа в окись, что создает бурую окраску, и к постепенному полному выносу извести. Этот процесс идет всюду сверху вниз. Лишенный извести лёсс дает *суглинок* (Lehm) и называется в южной Германии Laimen (анализы 7 и 8).

Лёсс обнаруживает переходы к эоловым пескам. Он довольно часто богат примесями; широко распространены полевые шпаты, слюда (мусковит), затем гранат, турмалин и титанистые минералы.

Лёссоподобным является состав отложения осадков Рейна в дельте Боденского озера, сентябрь 1851 г. (анализ 9).

Очень характерной для лёсса является большая прочность вертикальных стен несмотря на его пористость; параллельно таким стенам он легко отслаивается. Лёсс является чрезвычайно легко подвижной породой и большей частью встречается не в первичном залегании. Поэтому, как первоначально указывал Рихтхофен для Китая, он является эоловым отложением. Такое же происхождение, по современным воззрениям, приписывают первичным залеганиям лёсса в европейском плейстоцене. Здесь он или совсем неслоистый или очень неясно слоистый и совершенно не содержит фауны или содержит лишь раковины наземных улиток. Слоистый лёсс является речным или озерным отложением, часто содержит богатую пресноводную фауну и обладает иногда параллельной дискордантной текстурой.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	52,38	62,30	56,60	54,51	58,97	59,39	73,64	69,26	50,14
Al_2O_3 . . .	6,60	7,25	7,52	7,77	9,97	8,84	11,36	17,59	4,77
Fe_2O_3 . . .	2,75	3,02	3,00	4,57	4,25	4,00	4,44	5,21	2,69
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	3,23
MnO . . .	—	0,14	0,16	—	—	0,08	0,18	—	0,35
MgO . . .	2,85	2,25	2,22	2,22	2,04	2,05	1,23	0,78	0,93
CaO	16,81	11,22	12,61	14,82	11,32	10,45	1,25	0,36	18,00
Na_2O . . .	1,27	1,03	0,34	0,91	0,84	1,06	1,18	0,63	0,54
K_2O	1,22	1,06	1,52	1,21	1,11	2,06	1,43	1,69	0,55
H_2O	0,81	2,32	5,99	0,72[2]	1,37[1]	1,64	5,18	4,93	0,99
P_2O_5 . . .	0,41	0,15	0,10	0,14	—	0,12	0,15	—	—
CO_2	13,92	9,22	10,40	12,92	11,07	9,36	—	—	16,15
Σ	99,02	99,96	100,46	99,79	100,94	100,07	100,04	100,45	100,00
Уд. вес. . .	—	2,637	—	—	—	—	2,579	—	—

1. Лёсс — стены около Elsenz, Баден.
2. Лёсс верхний — Geissackerbohl близ Umstadt, Гессен-Дармштадт.
3. Лёсс нижний — Geissackerbohl близ Umstadt, Гессен-Дармштадт.
4. Лёсс — Heidingsfeld близ Würzburg.
5. Лёсс — между Oberdollendorf и Heisterbach, Siebengebirge.
6. Лёсс — рудник Ziegelei близ границы Geisenheim-Eibinger, Rheingau. Содержит 0,26 SO_3, 0,76 гигроскопической воды.
7. Суглинок — Geissackerbohl близ Umstadt, Гессен-Дармштадт.
8. Суглинок — Solln у Grosshesselohe вблизи Мюнхена.
9. Отложения р. Рейна в дельте Боденского озера в сентябре 1851 г. Потеря 1,66 относится, повидимому, за счет органических веществ.

[1] Потеря при прокаливании.
[2] Органические вещества.

По суглинистым прослоям в эоловом лёссе, иногда даже прослоям гумусированного суглинка (старым, выветрелым поверхностям отложений) можно заключить о весьма многократно повторявшемся процессе

его образования. Лёсс широко распространен в Китае, Северной и Южной Америке, затем по краю покрытых ледником в ледниковую эпоху районов Европы, как в северной Германии, в южной Германии в долинах Рейна, Майна, на Баварском плоскогории, у подножия Карпат и т. д

Не установлено точно, является ли знаменитый чернозем, покрывающий обширные пространства Европейской части РСФСР и содержащий от 5 до 16% органических веществ, декарбонатизированным лёссом или нет; по своему плодородию он аналогичен лёссу и лёссовой глине.

Семейство железистых пород

Железистые породы характеризуются большим содержанием технически ценных соединений железа (карбонаты, гидроокиси и окиси). Наиболее важными видами являются следующие.

§ 358. *Шпатовый железняк* представляет аггрегат от грубо- до тонкозернистых табличатых, но не идиоморфных индивидов карбоната железа; в свежем состоянии белый до желтоватого, он становится вследствие окисления и перехода в лимонит буроватым, а при высоком содержании $MnCO_3$ при тех же условиях — черновато-бурым. В соляной кислоте растворим, в особенности в порошковатом состоянии, и легко царапается ножом. Удельный вес достигает 3,7—3,9. Частыми примесями являются пирит, гематит и медный колчедан. При сильной лимонитизации порода становится пористой. Структура та же, что и у плотного или зернистого известняка. В Германии шпатовый железняк образует пластовые залежи в цехштейне, как, напр., в Тюрингии близ Kamsdorf, Liebenstein, у Stahlberg близ Schmalkalden, в Гессене около Bieber и в других местах. Эти породы метасоматического происхождения. Известняк и доломит цехштейна вдоль трещин превращен в сидерит железосодержащими водами. Жилы шпатового железняка в Siegerland залегают в девоне; их считают непосредственно выделившимися из растворов. Альпийские залежи сидерита, которые известны начиная от Hall в Тироле и до железорудных месторождений в Штирии, принадлежат отчасти силуру. Скопления шпатового железняка в Каринтии (Lölling, Hüttenberg) образуют вместе с известняком линзовидные залежи в слюдяном сланце, так что эту породу, так же как известняк и доломит, можно проследить начиная от зоны нормальных осадков вниз до зоны кристаллических сланцев. Значительные залежи шпатового железняка округа Gogebic в Мичигане и района Penokee в Миннезоте считаются также альгонкскими. Они иногда очень богаты кремнекислотой в форме роговика.

[Месторождения шпатового железняка известны во многих местах СССР. Особенно богаты Бакальские месторождения на Урале; затем имеются месторождения в Алапаевском округе на Урале, в районе Днепропетровска и Орлова, в Донбассе и т. д.]

Углистый железняк, глинистый сферосидерит (Blackband в Англии) представляет смесь железного шпата (наряду с незначительным количеством $MgCO_3$ и $MnCO_3$) с окислами железа, глиной, песком и углем в переменном количестве. Он образует иногда непрерывные слои, иногда рядами одна за другой расположенные плоско-чечевицеобразные конкреции в слапцеватой углистой глине, сопровождаемой углем. Порода черновато-коричневая до черной, матовая или слабо блестящая. Она

образует непрерывные слои в северноанглийском и шотландском карбоне, в вестфальском карбоне (района Bochum, Gelsenkirchen), а также в Нижней Силезии. Сферосидеритовые конкреции окрашены светлее, в середине часто трещиноваты, благодаря чему в трещинах выкристаллизовываются кальцит, бурый шпат, железный шпат, кварц, барит, пирит, свинцовый блеск, цинковая обманка. В середине сферосидеритовых линз часто находят окаменелости (рыб, ящеров, растений), а также копролиты; кроме того некоторые слои углистого железняка содержат фосфориты. Известными являются сферосидериты в районе Saarbrücken близ Lebach в нижнем красном лежне, в карбоне Zwickau, в южном Уэльсе, близ St. Etienne во Франции. Они также встречаются в нижнерейнской (район г. Бонна) и богемской (Bilin) буроугольной формации. Некоторые сферосидериты богаты марганцем, как, напр., песчаные сферосидериты в фукоидных сланцах баварских Альп около Traunstein и Sonthofen.

§ 359. *Железистый оолит*, или *железистый икряной камень*, содержит в скудной известковистой, мергелистой, песчанистой или глинистой основной массе плотно скученные темнокоричневые или темнокрасные линзообразные, реже круглые, также деформированные от взаимного давления, концентрически-скорлуповатые зерна глинистого, бурого или красного железняка. Поперечник зерен колеблется около 0,25 *мм* и редко превосходит 0,5 *мм*. При обработке соляной кислотой часто остается нерастворимый кремневый скелет.

В некоторых лотарингских железистых оолитах Буржа наблюдал при вытравливании соляной кислотой скелетные образования мшанок и полипов. Ван Вервеке нашел, что зерна определенных пластов лотарингского железистого икряного камня покрыты тонкой зеленой пленкой, которая повидимому состоит из турингита или близких железистых силикатов. Многократно наблюдалось превращение зерен железистого оолита в магнетит. Железистые икряные камни распространены главным образом в бурой юре, как в южном Люксембурге и в северо-западной Лотарингии, близ Gutmadingen в Бадене, близ Aalen и Wasseralfingen в Вюртемберге, также в Англии и СССР; они встречены в лейасе Helmstedt в Брауншвейге, в Echte, Calefeld и т. д. в Ганновере, в мелу департамента Марны и Уазы во Франции, в силуре в Zbirow в Чехии.

Железистый оолит самой верхней части бурой юры из Windgällen в кантоне Ури состоит не из зерен окисных руд железа, а из плоскосжатых, эллипсоидальных, диаметром до 2 *мм*, концентрически-скорлуповатых зеленых прозрачных шариков турингитоподобного минерала (анализ 1) в чешуйчатой массе, состоящей из карбоната, окиси железа и магнетита. Оолитовые зерна также частично превращены в магнетит. Вся порода сильно полосата, от серо-черной до буро-черной окраски. Близкими являются *шамозит* Бертье в оксфордском известковом сланце из Chamosontal в Валлисе и в чешском силуре из Chrustenic (оолитовые зерна шамозита обладают составом, указанным в анализе 2) и турингитовые железистые оолиты в силуре Schmiedefeld близ Saalfeld в Тюрингии, цемент которых состоит из $FeCO_3$, а также турингитовые сланцы Сосновых гор. Анализ 3 дает состав турингита из Schmiedefeld, анализ 4 — оолитовых зерен из породы области Mesabi в Мичигане, которая содержит минерал гриналит.

	1	2	3	4
SiO_2 . .	24,84	25,60	22,35	30,08
Al_2O_3 . .	19,66	18,72	18,39	—
Fe_2O_3 . .	—	—	14,86	34,85
FeO . .	37,57	42,31	34,34	25,72
MgO . .	4,65	2,13	1,25	—
CaO . .	0,57	—	—	—
H_2O . .	12,71	11,24	9,81	9,35
Σ . . .	100,00	100,00	101,00	100,00

Такие породы удобно назвать *турингитовыми оолитами*.

§ 360. *Бобовой рудой* называют отложения глину- или кремнеземсодержащего лимонита горошко- и бобовидной формы, охряно-желтой, бурой или грязнозеленой окраски, погруженного в глинистую или песчаную связующую массу. Поперечник бобовых зерен колеблется от немногих миллиметров до почти 10 *см*; их текстура концентрически-скорлуповатая. Бобовую руду часто сопровождают шары яшмы или роговика, иногда превышающие размером голову, и желваки фосфорита. Интересным является неоднократно доказанное присутствие ванадиевой кислоты наряду с мышьяковой и фосфорной кислотами. Бобовые руды относятся к нижнему эоцену и залегают пластами незначительной протяженности в мульдах, воронкообразных углублениях, в трещинах и расселинах в висячем боку белой юры в юго-западной Германии (Breisgau,

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	—	—	15,62	46,47	26,97	6,3
Al_2O_3	—	—	4,27	0,70	1,30	—
Fe_2O_3	—	—	8,14	0,86	2,31	52,7
FeO	44,9	54,93	32,85	28,57	39,77	—
MnO	10,3	1,54	5,06	0,40	0,29	сл.
MgO	1,6	0,45	2,66	2,30	1,94	—
CaO	1,0	3,08	0,81	0,49	0,66	—
H_2O	—	—	0,68	0,60	0,51	11,3[2]
P_2O_5	—	—	—	сл.	0,03	1,9
S	—	—	—	—	—	0,2
CO_2	37,0	37,40	30,32	19,24	26,20	—
Σ	99,0	98,94	100,41	99,73	100,17	99,8

	7	8	9	10	11	12
SiO_2	22,2	7,9	9,9	15,1	33,6	19,4
Al_2O_3	3,2	2,3	5,5	5,2	4,2	17,7
Fe_2O_3	54,0	45,5	60,6	57,0	45,5	31,7
FeO	—	0,4	—	0,3	—	19,8
MnO	3,2[3]	—	—	—	—	0,2
MgO	2,0	0,5	0,5	0,5	0,5	1,7
CaO	2,0	19,0	6,2	5,2	5,3	1,5
H_2O	12,6[2]	8,0	10,1	9,3	6,6	8,0[2]
P_2O_5	0,12[4]	1,7	1,8	1,7	1,6	—
S	0,07	0,1[1]	1,1[1]	—	0,1[1]	—
CO_2	—	14,3	4,9	4,6	4,1	—
Σ	99,39	99,7	99,6	98,9	100,5	100,0

[1] SO_3.
[2] Органические вещества.
[3] Mn_3O_4.
[4] P.

1. Шпатовый железняк — Stahlberg близ Siegen. Содержит ,2 остатка.
2. Шпатовый железняк, так называемая белая руда — Eulenlohe, Сосновые горы. Содержит 1,54 остатка. Относится к зернистому известняку из Wunsiedel.
3. Шпатовый железняк — район Penokee, Висконсин.
4. Шпатовый железняк — Palms Grube, область Gogebic, Мичиган. Содержит 0,10 TiO_2.
5. Шпатовый железняк — область Marquette, Мичиган. Содержит 0,09 щелочей и 0,10 гигроскопической воды.
6. Дерновая железная руда — Emscher близ Sterkrade. Содержит 27,4 остатка.
7. Дерновая железная руда — озеро Kolsnar, Södermanland, Швеция.
8. Железистый оолит, так называемая минетта, серые пласты — Люксембург, Лотарингия.
9. Железистый оолит, красные пласты — там же.
10. Железистый оолит, черные слои — там же.
11. Железистый оолит, красные кремневые слои — там же.
12. Турингитовый оолит — Quellenreuth, Сосновые горы.

Hegau, Швабский Альб), в швейцарской юре, на швейцарском и французском склонах и в других таких местах, где отсутствуют более древние морские третичные отложения. Возможно, что бобовая руда является (по Шмидту) продуктом выветривания железосодержащего доломитового известняка или мергеля и накопилась в продолжительные континентальные периоды. Ранее бобовую руду считали также отложением источников. В строгом смысле слова она, так же как и terra rossa, не является горной породой. *Бобовидные* конкреции накопляются передко в лёссе, в глине, образовавшейся при выветривании раковинного известняка, и т. д.

§ 361. *Красный железняк* встречается в виде горной породы в форме жил и пластов в различных формациях, особенно в более древних и при нарушенном их залегании.

Некоторые месторождения известны псевдоморфозами по железному шпату (Верхнее озеро); другие находятся в тесной связи с диабазами, мелафирами и прочими излившимися породами, как, напр., месторождения Гарца (Rübeland, Elbingerode и т. д.), Нассау (Weilburg и Dillenburg), вестфальские (Brilon и Giershagen) и др. Красная железная руда, в особенности в виде пластов железного блеска, спускается вплоть до кристаллических сланцев.

Бурые железняки встречаются часто в сопровождении шпатового железняка и красного железняка. Они по большей части являются только железной шляпой окисления карбоната железа. *Дерновой рудой, болотной* и *озерной рудой* называют частью рыхлую, частью прочную и пористую породу, которая состоит главным образом из лимонита в смеси с другими гидратами окиси железа, с переменным количеством соединений железа с фосфорной, гумусовой и кремневой кислотами, с песком, глиной, мергелем. Она возникла под влиянием организмов и отложилась на дне мелких озер, топей и болот.

Озерные руды Скандинавии и Финляндии образуются только в мелких местах озер на глубине от 0,5 до 7 *м*, редко на бо́льшей, и бывают весьма разнообразными. Чаще они состоят из концентрически-скорлуповатых шариков величиной с горошину (гороховая руда), реже пороховидны (порошковатая руда) или состоят из маленьких кружков (Pennigerz) и содержат в среднем 38—40% Fe и 0,75—2% Mn. Эти разности желто-бурого цвета, довольно прочные и твердые. Другие — черного цвета, рыхлые, довольно богаты Mn и Si. По исследованию Ашана при действии гумусовой кислоты на выветрелую породу образуется растворимый в воде феррогумат, который постепенно переходит в ферригумат и медленно осаждается.

Из него под влиянием жизнедеятельности бактерий возникает на дне озера болотная руда.

Образование железных руд, если не считать болотную и озерную руду, всесторонне еще не выяснено. Окисные железные руды, если они не магматического происхождения, в большинстве образовались из шпатового железняка, а этот последний произошел метасоматически из известняка и доломита. Оба эти процесса прослежены во многих местах, как, напр., в большом железорудном районе Бильбао. Сомнительным является образование шпатового железняка непосредственно как морского осадка; по крайней мере среди современных отложений подобные еще не найдены. Залегание и присутствие окаменелостей (*Orthis* в Сосновых горах, иглокожие в валлийской юре) указывают на первичное морское происхождение турингитоолитов. Искусственным способом турингит до сих пор не получен. Для минетт Лотарингии и близких оолитов бурого железняка принимают такой же способ образования, как для озерных руд, с которыми они также очень сходны по структурам. По Вервеке железо приносится с суши реками и ручьями в мелкие озера, в которых оно отлагается в весьма разнообразных формах, частью в виде силиката (шамозит), частью в виде карбоната, сульфида, закиси-окиси железа или гидроокиси. По другим воззрениям железистые оолиты возникли из первоначально известковистых оолитов, образование которых, по крайней мере хотя бы частично, было биогеновым. Гауб (Neues Jahrbuch f. Min. 1908, Bd. II, S. 87) считает оолиты бурого железняка среднего и верхнего доггера Швабского Альба образовавшимися из кальцитовых оолитов, с которыми они связаны переходами и у которых также имеется органическое ядро (обломки плеченогих, пластинчатожаберных, членики морских лилий и фораминиферы). После обработки соляной кислотой они, так же как и лотарингские железные оолиты, оставляют бесцветный кремневый скелет (3%) и содержат кроме того около 8% Al_2O_3. В оолитах бурого железняка и особенно отчетливо в их кремневых скелетах Гауб различает присутствие милиолид *(Ophthalmidium oolithicum)*. Оолиты возникли по его мнению потому, что лежащие на дне мелких озер обломки раковин покрывались офтальмидиями, которые отлагали кальцит под влиянием выделяющегося при их разложении карбоната аммония. Из пирита породы выделялось железо. Окисление пирита давало сульфат железа и свободную серную кислоту, которая частично растворяла содержащуюся в породе глину. Из растворенных сульфатов железа и алюминия выпадают под влиянием карбонатов гидроокиси железа и гидрат окиси алюминия. Автор наблюдал в слоях с *Murchisonae* в Швабском Альбе оолиты кальцита и шамозита с такими офтальмидиями и считал, что они образовались из оолитов кальцита и лимонита. В слоях с *Murchisonae* из Aalen в северном Альбе он нашел железистые оолиты, которые состояли не из лимонита, а из более бедной водой гидроокиси железа, обладали вместо органического ядра кварцевым зерном и лишены были какой-либо органической структуры. Они также оставляли после обработки соляной кислотой скелет из кремнезема, что указывает на первоначальное их состояние в виде шамозита.

Семейство глинистых пород

§ 362. *Глинистые породы* в общей своей массе являются пелитовыми осадками в неизмененном или более или менее измененном состоянии; существенную роль в них играют водные алюмосиликаты из группы глинозема и слюды. Изменения проявляются во все большем и большем затвердевании первоначально илистого осадка, превращающегося в хорошо слоистую или также сланцеватую от давления породу; рука об руку с этим идет образование аутигенных примесей. Эти изменения могут привести почти к полной перекристаллизации породы. Сообразно с этим в ряду глинистых пород различают: 1) *глину*, 2) *сланцеватую глину*, 3) *глинистый сланец*, 4) *филлит*, или *глинисто-слюдистый сланец*, которые все связаны друг с другом незаметными переходами. До сих пор еще не удалось точно определить в этих породах минералогический состав глинистой основной массы, и во всяком случае ошибочно принимать ее огулом за каолин. Твердо установлено рядом химических анализов, что в глинах широко распространены гидросиликаты алюминия,

которые легко растворяются частью в соляной кислоте, частью в щелочах. Точно не установлено, принадлежат ли они тому или другому известному растворимому в соляной кислоте минералу группы глинозема (галлоизит, аллофан, коллирит) и являются ли они строго стёхиометрическими соединениями, или представляют собою скорее гидрогели. Химики-агрономы считают за составную часть глины также цеолитовые вещества, так называемые почвенные цеолиты, но до сих пор не удалось доказать их присутствие минералогическим путем. Многократно точно установлено анализами присутствие в глинах аморфного гидрата кремнезема.

В качестве механической примеси всюду широко распространен тончайший кварцевый песок. Увеличение его содержания обусловливает переход к суглинкам и к глинистым пескам или к глинистым песчаникам. Точно так же часто можно доказать наличие тонкого полевошпатового детритуса, а также хлорита и мусковита в тончайших листочках. Увеличивающаяся примесь кальцита и доломита ведет к образованию мергелей и мергелистых сланцев, известково-глинистых сланцев и известковистых филлитов. Органическое вещество — битумы или угли — часто богато представлено и обусловливает распространенную темную окраску пород. Характерным является для многих глинистых пород часто наблюдаемый тонко распределенный пирит — продукт воздействия возникающего при разложении организмов сероводорода на железосодержащие составные части породы.

§ 363. *Глина* * в сухом виде представляет тонкоземлистую без блеска, растирающуюся в руках массу, которая при дыхании на нее издает известный запах глины, прилипает к губам, жадно поглощает воду и тогда становится более или менее пластичной с матовым блеском при царапании. В чистом виде она бесцветная, также часто серого, голубого, зеленого, красного, черного цвета, частично с равномерным, частично с полосатым, языкообразным, пламенеобразным и неравномерным распределением окраски. Некоторые глины загрязнены гипсом, каменной солью, карбонатами. Акцессорные составные части конкреционной природы образуют пирит, марказит, редко фосфорит, часто кальцит (так называемая септариевая глина), сферосидерит и др. Доказано повсеместное присутствие в виде новообразований микроскопически мелких индивидов рутила в виде тончайших иголочек, часты изящные гемиморфные призмы голубовато-лилового турмалина, и редок гранат. Циркон и многочисленные другие минералы являются аллотигенными примесями. Содержание рутила — от 0,5 до 1% и даже немного более.

Различаются следующие виды: *фарфоровая глина* — бесцветный почти чистый каолин с составом $H_4Al_2Si_2O_9$, содержащий 46,5 SiO_2, 39,5 Al_2O_3, 14,0 H_2O; эта глина отлагается в виде пространственно ограниченных масс, преимущественно в областях развития гранитов и гнейсов, как продукт их выветривания, после короткого процесса отмучивания, отделяющего ее от песка.

Гончарная глина представляет собою фарфоровую глину, загрязненную окисями железа, небольшим количеством органического вещества

* [На русский язык переведена под редакцией В. И. Лучицкого большая монография Райса «Глины» (Госхимтехиздат, 1932).]

и песком; она окрашена в желтоватый, красноватый или сероватый цвет; при обжиге благодаря присутствию железа становится красной, но не плавится и не изменяет формы.

Битуминозная глина богата битумами или углем. Она темносерого до черного цвета. *Квасцовая глина* (анализы 17 и 18), или витриоловая глина, часто смешанная с бурым углем, годна для получения квасцов благодаря большому содержанию тонко рассеянного пирита.

Жирными (Letten) называют глины, поглощающие много воды и благодаря этому очень непроницаемые, очень жирные на-ощупь, неустойчивые в огне; они часто обладают яркой окраской и при высыхании распадаются на лепестки.

Суглинки представляют собою очень песчаные и потому нежирные на-ощупь глины или глинистые пески. Их желтоватая до бурой окраска зависит от присутствия гидроокиси железа. *Сукновальная глина* (анализ 13) представляет зеленоватую, содержащую магнезию глину, жирную на-ощупь, не пластичную, в воде распадающуюся на крошки, жадно поглощающую жиры и масла и потому употребляемую в сукновальном производстве.

Картину очень переменного состава глин дают анализы 1—18. Очень бедную кварцем глину дает анализ 6, тогда как анализ 8 представляет породу, приближающуюся к глинистым песчаникам. Между ними расположены различные смеси глины и песка. Переход в мергели дают анализы 9 и 15. Характерным является низкое содержание CaO и MgO, при почти сплошь преобладающей MgO, которая связана в виде хлорита. Исключение представляет только сукновальная глина, связанная, как неоднократно доказано, с выветриванием основных изверженных пород. Количество окисей железа зависит по большей части от лимонита и гематита, отчасти от хлорита, также быть может в некоторых случаях от понтронита. Щелочи, между которыми преобладает K_2O, указывают на мусковит и полевой шпат. Количество микроскопически определимых слюд и полевых шпатов однако в большинстве чересчур незначительно для объяснения химически доказанного количества щелочей, так что приходится вспомнить о свойстве глины поглощать щелочи, в особенности калий. Отсутствие TiO_2 в этих анализах объясняется тем обстоятельством, что ранее это вещество не определялось.

Различные виды глин широко распространены среди геологических образований как современных, так и более древних — до юры и еще древнее. Они различного происхождения, частью непосредственно ледниковые отложения (ледниковая глина), частью, как многие суглинки, являются продуктами выветривания лёссовых пород. Валунная глина представляет суглинок, наполненный валунами (часто со шрамами) ледникового периода. Другие являются флювиальными и озерными, большей же частью морскими отложениями. Многие глины представляют также непосредственный и не отмытый продукт выветривания подлежащих пород, как terra rossa и так называемая *базальтовая глина*. Ярко красный, пористый латерит, который образуется из разнообразных пород под влиянием тропического климата (высокая температура, большие осадки), является по большей части не глиной, а железосодержащим гидратом окиси алюминия (ср. § 73). Такие массы, представляющие продукты выветривания ранее существовавших пород, оставшиеся на том же месте, не являются, строго говоря, самостоятельными поро-

дами; во всяком случае они не являются слоистыми породами в смысле нашего определения. Это настоящий химический детритус горных пород, не обладающий признаками геологического оформления.

Точное изучение структуры глин под микроскопом весьма затруднительно. Рекомендуется удалять металлический пигмент путем обработки кислотами, а присутствующие органические вещества сжигать при не очень сильном накаливании. Тогда различают рыхлую ткань хлопьевидной до чешуйчатой консистенции, очень разнообразного сорта, каолин, леверьеит [1] и т. д. или также бесструктурную, не действующую ясно на поляризованный свет массу [коллоидальный алюмосиликат?] с зернами кварца и полевого шпата очень разнообразной по сравнению с глиной, частью крупной, величины наряду с листочками слюды, столбиками турмалина и рутила и другими посторонними примесями. Так как высокая температура изменяет строение богатого водой глинистого вещества, то лучше всего исследовать глину в форме илистого порошка. Некоторые глины, подобно мергелям, содержат немного серы, тонко рассеянной или также в виде кристалликов. Эта сера происходит из разложившегося белкового вещества отмерших организмов.

На дне современных морей на больших глубинах отлагается глинистый глубоководный ил красного цвета, который очень походит по структуре и химическому составу на глины более древних геологиче-

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	54,48	57,09	56,24	52,65	57,30	49,37	64,80
TiO_2	0,98	1,27	—	0,80	0,90	—	—
Al_2O_3	15,94	17,24	16,94	22,21	17,70	30,10	24,47
Fe_2O_3	8,66	5,07	10,39	11,09	6,40	3,89	1,72
FeO	0,84	2,30			—	—	—
MnO	1,21[1]	0,12	1,28[2]	2,25[2]	—	0,01	сл.
MgO	3,31	2,17	1,54	3,30	0,65	0,01	0,87
CaO	1,96	2,04	1,62	2,75	0,16	0,38	1,08
Na_2O	2,05	1,05	4,92	1,83	—	сл.	сл.
K_2O	2,85	2,25	2,82	1,74	1,54	сл.	0,29
H_2O	7,04	7,18	5,29[3]	0,98[3]	11,80	16,24	6,72
CO_2	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,00	100,00	101,04	99,60	99,95	100,00	99,95

	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	77,03	58,11	61,32	56,45	57,81	51,21	75,18
TiO_2	—	—	0,66	—	—	—	сл.
Al_2O_3	14,06	14,65	12,27	29,50	25,46	12,25	10,01
Fe_2O_3	1,35	2,07	3,62	0,97	2,96	2,07	5,41
FeO	—	3,03	4,18	—	—	—	0,22
MnO	—	—	0,27	—	—	—	сл.
MgO	0,47	3,23	1,76	—	—	4,89	0,73
CaO	0,35	4,40	0,99	0,43	—	2,13	0,72
Na_2O	0,33	0,61	0,42	—	0,10	—	1,27
K_2O	1,26	2,08	3,59	—	0,30	—	3,97
H_2O	5,17	6,40[3]	10,73	10,88	13,53	27,89	2,82[3]
CO_2	—	5,02	—	—	—	—	—
Σ	100,02	100,36	100,32	98,23	100,16	100,44	100,39

[1] Леверьеритом Термье назвал слюдоподобный минерал из углистых сланцев в бассейне Rive de Gier и департаменте Гар (Gard); состав его приближается к формуле $HAlSiO_4$, в котором некоторая часть H заменена K, а часть Al заменена Fe.

	15	16		17	18
SiO_2	54,32	55,29	SiO_2	40,00	60,88
TiO_2	—	0,31	Al_2O_3	16,00	11,35
Al_2O_3	16,55	25,18	Fe_2O_3	—	5,15
Fe_2O_3	5,18	3,88	FeO	6,40	—
FeO	1,85	—	MgO	0,25	0,46
MnO	—	0,09	$FeSO_4$	1,80	0,02
MgO	2,80	0,72	K_2CO_4	1,50	0,05
CaO	2,47	0,52	$CaSO_4$	1,50	0,53
Na_2O	1,01	1,33	KCl	0,50	0,02
K_2O	2,64	0,86	H_2O	10,75	10,27
H_2O	7,71	12,19[3]	битумы	—	3,78
CO_2	2,92	—	уголь	19,65	7,25
Σ	98,97	100,37		101,20	99,92

1. Красная глубоководная глина. Анализ смеси из 51 пробы, из которых 8 собрано в Атлантическом океане, 2 в Индийском и 41 в Тихом экспедициями Челленджера и других. Пересчитано на 100 после исключения растворимой в воде соли (5,53%), $CaCO_3$ (8,39%) и гигроскопической воды (3,28%). Содержит: 0,012 Cr_2O_3, 0,039 NiO + CoO, 0,056 SrO, 0,20 BaO, 0,035 V_2O_3, 0,001 As_2O_3, 0,30 P_2O_5, 0,024 CuO, 0,008 PbO_2, 0,005 ZnO, следы MoO_3.
2. Анализ смеси из 52 проб терригенной голубой и зеленой глины с глубины 256—3 880 *м* из всех океанов, с исключением тех же веществ. Содержит: 0,05 Cr_2O_3, 0,03 SrO, 0,06 BaO, 0,03 V_2O_3, 0,21 P_2O_5, 0,13 S, 0,02 CuO, 1,69 C.
3. Глинистый глубоководный ил с глубины 5 422 *м* между Новой Зеландией и Таити. Со следами P_2O_5, $CaCO_3$, $MgCO_3$.
4. Глинистый глубоководный ил с глубины 4 256 *м* к западу от островов Товарищества в Тихом океане. Со следами P_2O_5, $CaCO_3$, $MgCO_3$.
5. Листоватая глина — Kinkora, Нью-Джерсей. 31,80% SiO_2 присутствует в виде песка.
6. Олигоценовая глина — Klingenberg близ Aschaffenburg.
7. Олигоценовая глина светлосерая — Ebernhahn, Нассау. Со следами SO_3, P_2O_5, NH_4, Cl, органических веществ. 18,29% SiO_2 присутствует в виде песка.
8. Олигоценовая глина серовато-белая — Hillscheid, Нассау. 56,95% SiO_2 присутствует в виде песка.
9. Голубовато-серая, достаточно пластичная септариевая глина — Offenbach, долина Майна. Содержит 0,11 SO_3 (гипс), 0,65 FeS_2, 23,31% SiO_2 присутствуют в виде песка.
10. Зеленовато-серая глина — New Ulm, Миннезота. Содержит 0,05 BaO, 0,27 P_2O_5, 0,19 SO_3.
11. Белая глина меловой формации — Ullersdorf западнее Naumburg на Queis.
12. Глина чисто белая, древний аллювий — Balg, недалеко от Oos, Баден.
13. Сукновальная глина — Cilli, Steiermark.
14. Суглинок (лёссовидный суглинок) — Ziegelhausen около Гейдельберга. Содержит 0,06 P_2O_5.
15. Зеленый, пластичный глинистый мергель дилювиальный — восточная сторона озера Stienitz у Rüdersdorf близ Берлина. Содержит 0,63 SO_3, 0,79 S, 0,02 Cl, 0,08 P_2O_5.
16. Белая глина верхнего миоцена — Pfirsching близ Malgersdorf, Бавария.
17. Квасцовая глина из бурого угля — Freienwalde на Одере. Содержит 2,85 S.
18. Квасцовая глина — Бокуп, Мекленбург. Содержит 0,16 сульфата алюминия.

[1] MnO_2.
[2] Mn_2O_3.
[3] Потеря при прокаливании.

ских отложений, на что указывают анализы 1, 3 и 4. Но к нему почти повсеместно примешаны мельчайшие частицы вулканических пород (волокна пемзы, осколки обсидиана, обломки авгита, кристаллики плагиоклаза и т. п.), а также цеолитовые новообразования, которые в более древних глинах до сих пор не найдены. Этот глубоководный ил содержит

затем не малое количество окиси марганца, вернее перекиси марганца, которая обнаруживается при обработке соляной кислотой благодаря свободно выделяющемуся хлору. В анализе 4 содержание марганца доходит до 2,25%. Марганец находят в концентрически-скорлуповатых конкрециях, окружающих пемзу, или в обломках костей, в так называемых марганцевых желваках, которые, по Гюмбелю, будучи высушены при 110°, содержат в анализах 27, 46 Fe_2O_3, 23,60 MnO_2, 17,82 H_2O, 16,03 SiO_2, 10,21 Al_2O_3, 2,36 Na_2O, 0,94 Cl, 0,92 CaO, 0,66 TiO_2, 0,48 SO_3, 0,40 K_2O, 0,18 MgO, 0,05 CO_2, 0,02 P_2O_5, 0,02 CuO, 0,01 CoO + NiO, 0,01 BaO, при сумме 101,17. После исключения веществ, растворимых в царской водке, получается остаток, который после высушивания при 110° состоит из 73,16 SiO_2, 11,98 Al_2O_3, 4,56 Fe_2O_3, 1,01 MgO, 1,86 CaO, 0,57 Na_2O, 0,83 K_2O, 4,51 H_2O и соответствует, следовательно, богатому кварцем суглинку. Состав преимущественно голубой или зеленой терригенной глины из умеренных глубин дает анализ 2.

§ 364. *Сланцеватая глина* отличается от обыкновенной глины большей прочностью, ясной слоистостью и свойственной ей листоватой отдельностью. Химический и минералогический состав тот же, что в глинах (ср. анализы 1—9 ниже), таковы же и переходы в родственные группы пород. Обнаруживается такая же изменчивость в содержании щелочей и щелочных земель и такое же преобладание MgO над CaO, а также K_2O над Na_2O. Окраска серая до черной, также зеленоватая, красная и бурая и обусловлена теми же пигментами. Равным образом и случайные примеси те же самые. *Углистыми сланцами* называют сланцеватые глины, богатые обуглившимися растительными остатками, которые возникают преимущественно вперемежку с флецами угля. *Горючие сланцы* представляют собою богатые битумом и углем сланцеватые глины (анализ 7). *Сланцеватыми суглинками* или *суглинковыми сланцами* (Lettenschiefer) называют красные или бурые, легко раскалывающиеся на угловатые черепки разновидности. Сланцеватые глины встречаются в более древних осадочных формациях вместо глин, в особенности в пестром песчанике и угольной формации, но также распространены вверх до третичного периода и вниз до кембрия, в соединении с другими сланцевыми породами. Они совершенно отсутствуют в сильно складчатых областях, где вместо них встречаются глинистые сланцы и слюдисто-глинистые сланцы или филлиты.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2 . .	55,02	60,40	67,35	57,82	47,40	61,91	51,03	60,80	63,60
TiO_2 . .	0,65	—	—	2,20	0,96	—	—	0,47	0,66
Al_2O_3 . .	21,02	18,58	20,66	25,80	36,10	21,73	13,47	15,63	16,74
Fe_2O_3 . .	5,00	7,16	2,55	0,45	0,40	—	8,06	4,62	4,63
FeO . .	1,54	—	—	—	—	4,73	—	—	—
MnO . .	сл.	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO . .	2,32	2,89	0,31	0,55	0,64	0,59	1,15	2,73	1,19
CaO . .	1,60	0,43	сл.	0,05	0,36	0,09	0,78	1,63	0,68
Na_2O . .	0,81	0,21	не опред.	—	0,15	0,25	0,41	1,45	0,29
K_2O . .	3,19	4,70		—	0,17	3,16	3,16	2,55	2,92
H_2O .	5,65	5,04	6,70[1]	13,21	13,68	6,73[1]	0,81	4,16	5,99
P_2O_5 . .	0,06	—	—	—	—	—	0,31	0,10	0,16
Σ	100,54	99,41	97,57	100,08	99,96	99,89	102,90	100,20	100,20

1. Среднекембрийская сланцеватая глина — Coosa Valley, Алабама. Содержит

0,04 BaO, 0,03 Li_2O, 2,44 гигроскопической воды, 0,83 CO_2, 0,02 SO_3, 0,32 углистых веществ.

2. Сланцеватая глина серо-голубая с красными полосами, кембрийская—близ Kundascher Bach восточнее Reval, Эстляндия.
3. Сланцеватая глина в подошве саарбрюкенского угля.
4. Каменноугольная светложелтовато-серая с желтыми жилками — Rothellschacht, лист Zweibrücken, Рейнская Бавария.
5. Сланцеватая глина, каменноугольная — Nordfeld, там же. Со следами Li_2O.
6. Сланцеватая глина, каменноугольная — Англия. Содержит 0,70 органических веществ.
7. Сланцеватая глина, каменноугольная, черная — Dry Gap близ Lafayette, Walker co., Георгия. Содержит 7,29 S, происходящей из пирита, 13,11 твердого углерода, 3,32 летучей углекислоты. После вычета S, отвечающей O = 2,74%, сумма равна 100,16.
8. Сланцеватая глина — Nushbaum Spring, Колорадо. Содержит 3,19 гигроскопической воды, 2,87 органических веществ.
9. Сланцеватая глина — Rock Creek, Колорадо. Содержит 2,88 гигроскопической воды и 0,46 органических веществ.

[1] Потеря при прокаливании.

§ 365. *Глинистые сланцы* * представляют прочные, не растирающиеся руками, хорошо слоистые или также сланцеватые и потому прекрасно листоватые породы, большей частью умеренной твердости, которые по поверхности главного разлома более или менее матово блестят, но изредка совершенно не имеют блеска, на поперечном разломе совершенно его лишены, невооруженному глазу и под лупой кажутся совершенно плотными и на вид однородными. Их окраска преимущественно серая до голубовато-серой или зеленовато-серой и зависит от углистого вещества (серая), или хлорита (зеленая); фиолетово-красная и красная окраска зависит от окиси железа, желтая до бурой — от гидроокиси железа, темносерая до черной — от богатой углистой примеси. Частыми сопутствующими составными массами являются железный колчедан в кристаллах и конкрециях, кварц в виде обломков, неправильных образований, зерен и линз; реже встречаются карбонаты и фосфорит. На поверхностях слоистости и сланцеватости иногда появляются ирризирующие пленки лимонита. Очень распространены тонкие морщинки на главных разломах, являющиеся следствием горообразовательного давления и обусловливающие шелковистый блеск. Также встречаются морщинки, расположенные по перекрещивающимся направлениям.

[Такие сланцы приобретают уже шелковистый блеск и называются филлитовидными глинистыми сланцами.]

Минералогический состав глинистого сланца может быть определен только под микроскопом, лучше всего в поперечных срезах по отношению к слоистости или сланцеватости. Встречаются, в общем реже, слабо развитые глинистые сланцы, которые ничем существенным не отличаются от сланцеватых глин; более сильно развитые совершенно незаметно переходят в глинисто-слюдистые сланцы. Исследование нормально развитого глинистого сланца обнаруживает две главных составных части: кварц в виде крошечных зерен и линз и бесцветный до зеленоватого слюдистый минерал, принадлежащий к ряду мусковита. *Кварц* образует угловато-закругленные отдельные зерна или плоский и часто вытянутый в длину линзообразный аггрегат, который еще ясно обнаруживает кластическое, аллотигенное происхождение, как и в сланцеватых глинах. Также очень широко распространено новоотложение кремнезема, который в микроскопических размерах имеет те же свойства, что и в кристаллических песчаниках, только нигде не обнаруживает кри-

* [Уже очень давно отмечалось, что в глинистых сланцах, по сравнению с сланцеватыми глинами и глинами, микроскопически ясно заметно развитие хлорита.]

сталлографических ограничений. Этим все более и более стирается кластический характер породы. Плоский линзообразный кварцевый аггрегат, плохо различимый в шлифах по главному, т. е. продольному, разрезу, становится благодаря этому процессу прочным однородным телом. Бесцветная до зеленоватой слюда * образует в шлифах, перпендикулярных к слоистости или сланцеватости, линзообразные сечения, в которых ясно видна спайность, параллельная обеим вытянутым линиям ограничения; в шлифах по главному разрезу слюда представляет неправильно ограниченные листочки без видимой спайности. Таким образом она лежит своим пинакоидом в плоскости главного разреза породы; нередко ее листочки располагаются в виде розетки вокруг несколько больших кварцевых зерен, или они изгибаются волнисто вокруг линзообразных кварцевых аггрегатов. Как третью составную часть все глины содержат в переменном, но не очень большом количестве отдельные чешуйки и листочки или скопления чешуек *хлоритового минерала*, который по спайности, по показателю преломления и двупреломлению, плеохроизму, отношению к кислотам точно так же определяется иногда как светлая слюда ряда мусковита. Более или менее постоянными примесями являются: *рутил* в виде чрезвычайно крошечных оптически положительных иголочек с большим показателем преломления и большим двупреломлением; он имеет красную окраску ** и встречается также в виде коленчатых двойников, иногда в виде сагенита; кроме того наблюдаются отдельные призмы *турмалина*, просвечивающие почти бесцветно или голубоватым и фиолетовым цветом *** и легко отличимые по кристаллической форме (призма первого рода с тупым ромбоэдром на одном полюсе и базисом на другом) и оптическим свойствам. Оба последних минерала лучше всего изучать в изолированном состоянии, что достигается обработкой порошка сланца плавиковой кислотой. Количество рутила лишь редко превышает 1,5%, количество турмалина — исчезающе мало. Далее все глинистые сланцы содержат железорудные минералы и именно чаще, повидимому, железную слюдку в виде красноватых, желтоватых или сероватых табличек, чем магнетит.

Все эти примеси расположены по сланцеватости или на поверхности напластования. Другой частой примесью, также микроскопической, является *пирит*, нередко в очень правильных кристаллах (иногда кубах, иногда пентагональных додекаэдрах, изредка в разнообразных комбинациях). Характерным является то, что он, так же как крупные пириты для невооруженного глаза, образует текстурный центр, окруженный оболочкой радиально расположенных листочков слюды или кварцевого стебля (может быть псевдоморфозы по волокнистому гипсу). От обломков полевого шпата и хлопьев глины в более раскристаллизованном глинистом сланце не остается большей частью никаких следов: они исчезают очень рано при образовании глинистого сланца из сланцеватой глины. Только у очень богатых углем глинистых сланцев, кластический характер сохраняется долее; они раскристаллизовываются, очевидно, много труднее, чем более бедные углем; поэтому кварцовые сланцы и сами графитоидные гнейсы удерживают еще отчетливые следы своего кластического происхождения. *Углистое вещество*, чаще всего легко сжигаемое (после измельчения породы в порошок), распространено почти повсеместно в тонко распыленном состоянии и очень мешает изучению препаратов; лучше его сжечь, а рудные частицы удалить при помощи кислот. От первоначального кластического состава глинистого сланца при его высоком развитии сохраняется таким образом частично только кварц. Циркон, апатит и другие случайно встречае-

---

* [Во всех случаях было бы осторожнее — без детальных исследований — говорить о слюдообразном или слюдистом минерале, так как с термином «слюда» связывается у петрографа представление по меньшей мере о сериците и мусковите, между тем как слюдистые минералы в сланцеватых глинах, глинистых сланцах и даже в слюдистых микросланцах (филлитах) далеко не всегда можно отличить от каолиновых и леверьеритовых минералов и парагонита; на возможно частое присутствие последнего в филлитах указывал уже давно Бекке.]

** [Иглы рутила при субмикроскопических своих размерах едва ли могут обнаруживать явственную окраску в проходящем свете.]

*** [В довольно многочисленных шлифах глинистых сланцев и слюдистых микросланцев, исследованных мною (В. Сибирь), встречающийся почти повсюду в них турмалин (два-три и очень редко до десятка очень мелких — сотые доли миллиметра — кристалликов на шлиф) ни разу не имел ни голубого ни фиолетового цвета. Турмалины таких пород в шлифах имеют чаще всего грязно-зеленую, буро-зеленую и зелено-бурую окраску.]

мые примеси являются не аутигенными; они носят явные следы переноса. Такие следы совершенно отсутствуют у турмалина и рутила. До сих пор неизвестны такие породы, из которых они могли произойти, если не считать местных собственно термических продуктов превращения гнейсов и других пород в непосредственной близости от рудных жил (Фрейберг) и серицитовых выполнений трещин в горных породах (Арденны) в сильно нарушенных горных областях.

[Весьма интересные геохимические исследования бора произведены недавно В. Гольдшмидтом и Петерсом (см. «Göttingen Nachrichten» за 1932 г.). Оказывается, что бора гораздо больше в морских глинистых осадках, чем в каких-либо других породах, причем и в морских осадках его больше в более древних, чем в современных. В магматических породах отношение $Al_2O_3 : B_2O_3 = 15\,000 — 30\,000$, в глинистых элювиальных образованиях — 35 000—120 000, в палеозойских глинистых осадках — 150, в современных — 500, и в морских железных рудах $Al_2O_3 : B_2O_3$ достигает, по данным авторов, даже 30. Бор является таким образом талассофильным элементом, что, вероятно, объясняется конденсацией его одновременно с первой на земле магматической водой и продолжающимся выделением B_2O_3 при подводных вулканических извержениях. Интересно было бы проследить выводы авторов на большем и более разнообразном статистическом материале.]

Так как в сланцеватых глинах не нарушенных или слабо складчатых слоистых горных областей кластическая составная часть породы представляет еще существенную массу, а в глинистых сланцах она тем более полно исчезает, чем интенсивнее тектонические изменения, которые испытала порода, то эта перекристаллизация могла еще начаться под влиянием нормального диагенеза, но главным образом должна быть причинно связана с процессами складкообразования.

Приведенный состав глинистых сланцев весьма определенно доказывается также парциальным анализом. Сначала порошок горной породы обрабатывается соляной кислотой или смесью соляной и азотной кислот (последняя прибавляется для растворения колчеданов), а затем нерастворимый осадок — серной кислотой. Остающийся еще материал анализируется путем сплавления с углекислыми щелочами. Анализ 1 a дает состав растворимой в соляной и азотной кислотах части (12,63% породы), анализ 1 b — части, растворимой в серной кислоте (39,32% породы), анализ 1 c — нерастворимого остатка (48,05% породы) в светлом твердом глинистом сланце из-под трех башен к юго-востоку от Донос-мта на Кавказе. Незначительное количество CO_2 и немного происходящей из пирита серы не были приняты во внимание.

	I a	I b	I c
SiO_2	26,36	46,20	91,58
TiO_2	—	—	0,84
Al_2O_3	31,21	37,21	4,04
Fe_2O_3	—	1,59	—
FeO	25,88	—	—
MgO	7,47	0,10	0,07
CaO	2,90	0,02	0,45
Na_2O	—	2,52	2,34
K_2O	—	8,42	0,68
H_2O	6,16	4,62	—
Σ	99,98	100,68	100,00

1 a представляет, главным образом состав одного хлорита с небольшим количеством кальцита и пирита.

I b представляет состав одной слюды из семейства мусковита.

1 c содержит наряду с кварцем и рутилом еще альбитовый минерал.

Химический состав глинистых сланцев (анализы 1—18) повторяет состав сланцевых глин и вполне подтверждает данные микроскопического исследования. Чрезвычайно характерно преобладание MgO по отношению к сильно уступающему количеству CaO, при сравнительно высоком содержании окисей железа и глинозема, а также преобладание K_2O над Na_2O. Одна и та же причина обусловливает преобладание в глинистом сланце MgO над CaO и K_2O над Na_2O, а также исключительно

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	67,61	62,26	61,63	60,72	60,28	59,70	58,32	58,15	57,99
TiO_2	0,56	0,60	0,68	—	0,69	0,79	0,98	0,93	0,32
Al_2O_3	13,20	16,89	16,33	22,59	22,61	16,98	20,00	18,93	23,42
Fe_2O_3	5,36	1,76	4,10	—	2,53	0,52	2,01	2,91	0,49
FeO	1,20	4,55	2,71	6,03	0,45	4,88	4,98	5,64	5,06
MnO	0,10	—	0,09	сл.	сл.	0,16	0,22	0,07	—
MgO	3,20	2,95	2,92	2,05	1,35	3,23	1,85	2,70	1,20
CaO	0,11	0,42	0,50	0,41	0,13	,27	0,66	0,60	1,65
Na_2O	0,67	2,29	1,26	0,86	0,54	1,35	1,26	1,17	1,32
K_2O	4,45	3,02	5,54	3,69	5,73	3,77	4,49	3,92	3,50
H_2O^+	2,97	3,88	3,24	3,01	3,62	3,82	4,05	4,56	3,39
H_2O^-	0,45	0,70	0,31	—	0,60	0,30	0,05	—	—
P_2O_5	0,05	0,20	0,16	0,13	0,03	0,16	0,15	0,12	—
Σ	100,00	99,52	99,98	100,06	99,57	100,05	99,97	99,86	100,37
Уд. вес	—	—	—	—	—	—	2,798	—	—

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	57,68	57,08	56,38	54,49	53,77	53,30	52,89	49,32	49,25
TiO_2	—	0,89	0,78	0,72	0,13	0,94	0,52	0,79	—
Al_2O_3	17,22	16,62	15,27	25,60	15,96	22,56	25,03	19,52	17,05
Fe_2O_3	1,67	4,03	1,67	0,89	18,27	2,56	1,83	1,55	8,99
FeO	5,73	6,30	3,23	2,00	0,65	3,31	5,76	6,22	11,90
MnO	сл.	0,60	0,09	—	1,96	—	0,17	сл.	—
MgO	4,85	3,40	2,84	1,18	1,38	3,17	3,09	5,02	2,43
CaO	1,97	0,78	4,23	1,90	0,18	1,43	0,20	2,92	2,10
Na_2O	1,25	2,29	1,30	0,28	1,62	2,17	0,48	1,60	0,15
K_2O	3,62	3,51	3,51	6,67	2,37	5,03	1,60	4,35	2,26
H_2O^+	5,37	3,69	4,09	3,91	2,95	3,65	4,62[1]	6,19	5,55[1]
H_2O^-	—	0,49	0,77	0,33	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,05	0,13	0,17	0,08	0,34	сл.	—	сл.	0,35
Σ	100,39	100,31	100,39	99,83	99,58	99,68	98,93	101,08	100,03
Уд. вес	—	—	2,783	—	—	—	—	—	—

1. Глинистый сланец (кровельный сланец) красный — Hampton Village, Нью-Йорк. Содержит 0,04 BaO, 0,03 FeS_2.
2. Глинистый сланец область Mesabi, Миннезота. Содержит некоторое количество C.
3. Глинистый сланец, кембрийский кровельный сланец — South Poultney, Вермонт. Содержит 0,06 BaO, 0,41 CO_2, 0,04 FeS_2.
4. Глинистый сланец, кембрийский кровельный сланец — Guilford, Вермонт. Содержит 0,57 C.
5. Глинистый сланец, Нижнегуронский — Mansfield, Мичиган. Содержит 0,04 BaO.
6. Глинистый сланец, кембрийский, черный — Benson, Вермонт. Содержит 1,40 CO_2, 0,08 BaO, 1,18 FeS_2, 0,46 C.
7. Глинистый сланец кембрийско-силурийский, материал представляет смесь 13 образцов — Stavanger, Норвегия. Содержит 0,10 BaO, 0,43 CO_2, 0,06 S, 0,36 C.
8. Глинистый сланец, кембрийский кровельный сланец — Hydeville, Вермонт. Содержит 0,16 SO_3.
9. Глинистый сланец кульм — Herzog Georg-Wilhelmschacht близ Klaustal, Гарц. Содержит 0,17 S, 1,12 CO_2, 0,74 органических веществ.
10. Глинистый сланец силурийский — Sölvsberget, область Осло. Содержит 0,98 C.
11. Глинистый сланец девонский — Lupphodetal, Гарц. Содержит 0,50 C, следы CO_2, Cl.
12. Глинистый сланец, черный кровельный сланец — Slatington, Пенсильвания. Содержит 3,67 CO_2, 0,08 BaO, 1,72 FeS_2, 0,59 C, следы SrO, Li_2O.
13. Глинистый сланец кембрийский — Field, Британская Колумбия. Содержит 1,54 CO_2, 0,24 S.

14. Глинистый сланец кембрийский, фиолетовый, богатый железной слюдой — Viel Salm, Арденны.
15. Глинистый сланец девонский — Treseburger Blankschmiede, Гарц. Содержит 0,13 FeS_2, 0,25 CO_2, 1,14 органических веществ (0,68 C, 0,38 H, 0,08 O).
16. Глинистый сланец, девонский вторичный сланец — Trautenstein, Гарц. Содержит 0,34 апатита, 0,97 пирита, 1,31 карбонатов.
17. Глинистый сланец силурийский — Tyveholmen, область Осло. Содержит 0,29 FeS_2, 3,31 CO_2, 0,47 C (не в сумме), следы SrO, Li_2O, Cl.
18. Глинистый сланец верхнедевонский красный — Langen-Wolschendorf, Тюрингия.

[1] Потеря при прокаливании.

низкое содержание извести. В глинах и глинистых сланцах заключается тончайший механический детритус кварцевополевошпатовых пород; имевшийся в них силикат кальция унесен в виде растворимого бикарбоната, и таким образом в этом детритусе может находиться лишь немного Ca-Na полевого шпата. Магнезиальные силикаты оставляют после своего распадения наряду с карбонатами много нерастворимого хлорита. Колеблющееся в узких границах около 3—4% содержание воды указывает на то, что она связана молекулярно; количество это увеличивается вместе с увеличением хлорита и, следовательно, MgO и окисей железа. Никакие другие группы пород не обладают химическим характером глинистого сланца, вследствие чего становится возможным распознать его дериваты среди кристаллических сланцев. Щелочи с частью воды и глинозема, а также небольшой частью окиси железа, обязаны своим содержанием слюде, которая по большей части является калийной слюдой (серицит), а иногда в немалом количестве также и парагонитом (анализы 2 и 11). Оставшаяся часть глинозема вместе с MgO и значительной частью окиси железа приходится на хлорит; за вычетом последнего получают количество свободного кварца. Ряд анализов показывает, что количество кварца колеблется в широких пределах, и порода по анализу может достигнуть состава аркозового песчаника. Очень колеблется количество окиси железа. Насколько высоко поднимается иногда содержание железного блеска, показывает анализ породы итабиритового состава, содержащей залежи известного, так называемого, люксембургского точильного камня.

Текстура глинистых сланцев явно параллельная (ср. рис. 80 и 81), причем текстурной поверхностью является то поверхность слоистости, то слацеватости или обе вместе. Иногда параллельно этой поверхности чередуются весьма тонкие прослойки кварца с такими же тонкими прослойками хлопьев глины и зернышек полевого шпата или кварца и серицита, иногда же в каждом слое присутствуют кварц и остальные примеси, но явно в разнообразных количественных соотношениях; иногда плоские линзы одной составной части, окружены чешуйчатыми тяжами других (рис. 80), причем в подобных случаях они располагаются так, что в богатых кварцем сланцах кварц образует чешуйчатые тяжи, а в бедных кварцем — плоские линзы. Своеобразное розетковидное расположение определенных составных частей вокруг большего размера кварцевых зерен, кристаллов пирита или их псевдоморфоз (центром могут быть также и другие случайные примеси, вроде граната) ведет к оцеллярной текстуре. Морщинистость на плоскостях слоистости выступает в тонких шлифах (рис. 81) перпендикулярно главному разрезу в виде тон-

ких волнистых линий различной длины, следовательно в некотором роде микроскопических седловидных и мульдовидных изгибов, у которых средний склон вытянут часто в тончайшие слои, седла же и мульды утолщены вплоть до настоящих микроскопических сбросов.

Кровельным сланцем называют очень тонколистоватый и плотный притом плоско расслаивающийся глинистый сланец, который употребляется для покрытия крыш. Совершенная его делимость на плитки отвечает повидимому всюду кливажу. *Аспидным сланцем* называют кровельный сланец с большим содержанием угля и потому черного цвета, удобный для писания на нем. *Грифельный сланец* представляет глинистый сланец, который раскалывается на тонкие и длинные шестики благодаря сланцеватости, идущей по двум непараллельным поверхностям, или вследствие сланцеватости, пересекающей вполне сохранившуюся слоистость. *Рисовальный сланец* представляет мягкий и богатый углем глинистый сланец, которым самим или перемытыми богатыми углем и потому легкими продуктами которого можно писать.



Рис. 80. Филитовый глинистый сланец с линзами и слоями кварца. Ulriken, Валлис, Швейцария. Увелич. 30 : 1.

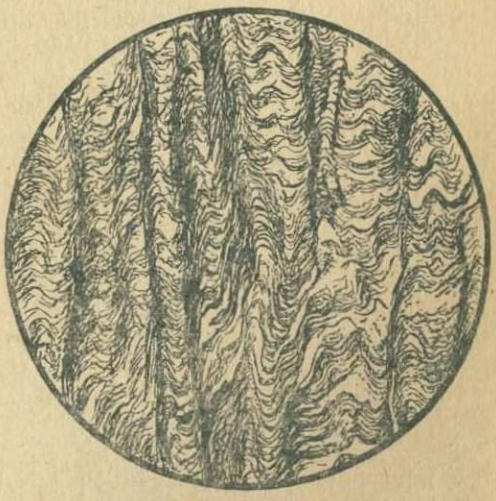


Рис. 81. Складчатый глинистый сланец. Via mala, Graubünden. Перпендикулярно к сланцеватости. Увелич. 30 : 1.

Глинистые сланцы встречаются во всех формациях, от докембрия до третичной, если они смяты в складки. В областях развития осадочных пород с ненарушенным напластованием они или отсутствуют или вряд ли ясно отличимы от сланцеватых глин.

По химическому и минералогическому составу от нормальных глинистых сланцев отделяется целый ряд подвидов, которые в свою очередь, как показывает сравнение анализов, связываются с ними при помощи переходов и промежуточных членов. Сюда относится *известково-глинистый* сланец (анализы 1—3 на стр. 524), который отчасти соответствует глинистым мергелям нормальных осадочных пород; также имеются из-

вестково-глинистые сланцы, которые обладают составом настоящих мергелей, как напр. эоценовый аспидный сланец из Elm в кантоне Glarus, содержащий 32,16% $CaCO_3$. Поскольку карбонат этой породы представлен кальцитом, он проявляется в виде пластов и линз, которые чередуются с веществом глинистого сланца или окружены и пронизаны последним; при этом кальцит образует аллотриоморфно-зернистый аггрегат индивидов с двойниковой штриховкой, доломит же встречается чаще всего в идиоморфных ромбоэдрах. Глинистая масса породы обладает теми же формами развития, как и нормальный глинистый сланец.

	1	2	3	4	5
SiO_2	59,35	54,27	59,02	52,28	50,13
TiO_2	1,00	—	—	—	—
Al_2O_3	13,56	11,20	13,80	16,64	10,73
Fe_2O_3	1,10	6,54		—	2,27
FeO	4,75		—	6,96	—
MnO	0,05	0,15	—	—	—
MgO	3,60	1,46	1,65	1,10	1,00
CaO	5,20	8,74	11,68	1,53	0,40
Na_2O	1,48	1,69	—	—	—
K_2O	1,77	2,83	—	7,98	—
H_2O	3,41	$2,93_1$	не опред.	1,40	2,21
Уголь	—	—	—	4,37	22,83
CO_2	4,45	9,93	9,42	—	—
Σ	99,98	99,74	95,57	100,00	97,10

	6	7	8	9	10	11
SiO_2	52,30	59,86	51,66	48,62	48,73	46,52
TiO_2	—	—	—	—	сл.	1,17
Al_2O_3	21,67	15,89	24,50	19,96	19,38	23,54
Fe_2O_3	5,83	—	14,50	16,78	2,42	1,05
FeO	—	—	—	—	—	0,71
MnO	—	—	—	—	21,71	17,54
MgO	2,16	1,68	1,86	1,58	—	1,13
CaO	1,00	0,99	0,67	4,60	0,28	0,80
Na_2O	—	3,72	0,64	0,72	1,17	0,30
K_2O	—		2,28	3,07	3,51	2,69
H_2O	$5,08^1$	6,90	$4,56^1$	$5,46^1$	$2,40^1$	3,28
Уголь	0,80	8,65	—	—	—	0,02
CO_2	—	—	—	—	—	0,04
Σ	99,01	99,01	100,67	100,79	99,60	99,13

1. Известково-глинистый сланец (кровельный сланец, верхнедевонский) — Frankenberg близ Goslar, Гарц. (Содержит 0,16 S, 0,10 P_2O_5.)
2. Известково-глинистый сланец Geheg близ Lauenstein, Сосновые горы.
3. Известково-глинистый сланец близ университета в Осло.
4. Квасцовый сланец — Kinnekulle, Швеция. (Содержит 7,74 FeS_2.)
5. Квасцовый сланец — Garnsdorf близ Saalfeld. (Содержит 7,53 FeS_2.)
6. Квасцовый сланец — Witzelstein близ Saalfeld. (Содержит 10,17 FeS_2.)
7. Квасцовый сланец, остров Боригольм. (Содержит 0,82 S, 0,50 Fe.)
8. Точильный сланец, верхний девон — Steinach, Сосновые горы.
9. Точильный сланец, верхний девон — Gräfental, Frankenwald.
10. Точильный сланец, бледножелтый, кембрий — Recht в Hohen Venn.
11. Точильный сланец, кембрий — Viel-Salm. Пласт анализа 14 предыдущей таблицы. (Содержит 0,18 SO_3, 0,16 P_2O_5.)

[1] Потеря при прокаливании.

Квасцовые сланцы, соответствующие витриолевым или квасцовым глинам, представляют черные или буро-черные глинистые сланцы с высоким содержанием железного колчедана и большей частью значительным содержанием угля или битумов, как это показывают анализы 4—7. Они часто содержат акцессорные сульфаты глинозема и сульфаты окиси железа и заключают также линзы и гнезда содержащего уголь барита, так называемого хепатита, и антраконита или вонючего известняка. Встречаются в кембрие Скандинавии, в силуре Тюрингии, Vogland и Сосновых гор, в кульме Вестфалии, в углистом известняке Бельгии и т. д. Некоторые квасцовые сланцы очень богаты SiO_2 и переходят в кварциты.

Точильным сланцем называют все сланцеватые породы, из которых изготовляют точила. Они не имеют определенного и постоянного состава. Некоторые точильные камни представляют сланцеватые кварциты, но более известными и употребительными являются отнюдь не богатые SiO_2 породы, на что указывают анализы 8—11. Судя по анализам 8 и особенно 9 едва ли точильные свойства обусловлены кварцем,— можно предположить, что причиной является железный блеск; в знаменитых люксембургских точильных камнях из Viel-Salm (анализ 11) кварц едва ли представлен, порода состоит главным образом из серицита и марганцовистого граната в виде очень мелких кристалликов, и последние обусловливают пригодность породы в качестве точильного камня; порода из Recht (анализ 10) представляет такой же случай. Состав этой породы не соответствует составу глины, — она напоминает очень богатые Mn глубоководные отложения; там (см. § 363) марганец концентрируется в желваках, здесь же он равномерно рассеян по всей породе.

§ 366. *Филлиты*, или *глинисто-слюдистые сланцы*, представляют более кристаллически развитые глинистые сланцы, распространенные, главным образом в верхней части зоны кристаллических сланцев, которая по ним и названа древней сланцевой формацией или филлитовой формацией. Это более или менее тонколистоватые, с ровной, часто также складчатой поверхностью сланцеватые породы очень разнообразной окраски; по плоскостям главного сечения они блестят или поблескивают, как слюда; и часто содержат видные невооруженным глазом листочки слюды. На поверхности не блестящего раскола можно распознать их состав из слюды и кварца как главных составных частей. Иногда они белые до светложелтых, чаще же зеленоватые или голубовато-серые, также красно-коричневые и черные. Их окраска зависит от тех же пигментов и сопутствующих примесей, что и у глинистых сланцев, с которыми они связаны всеми переходами.

Микроскопическое исследование филлитов показывает, что они состоят, так же как и глинистые сланцы, из светлой бесцветной до зеленоватой слюды и зерен кварца в весьма переменных количествах, наряду с умеренным количеством хлоритового минерала. Величина зерен этой смеси вообще более значительна, чем у глинистых сланцев, и дает возможность более точно определить микроскопический и химический вид. Поэтому бесцветная и зеленоватая слюда приписывается преимущественно *мусковиту* (серициту); * она отличается однако от последнего

* [Как уже мною указывалось, с отождествлением слюды надо быть очень осторожным: минерал может оказаться принадлежащим и к парагониту и к группе каолино-леверьеритовых образований. Мусковит в филлитах представлен серицитом, а этот последний дает часто пониженное двупреломление по сравнению с настоящим мусковитом, у которого Ng—Np довольно постоянно и равно 0,040—0,042. Иногда серицит, имея в виду мелкость зерна, весьма трудно отличить от чешуйчатого каолина, и совсем недавно один польский исследователь только известной микрохимической пробой доказал, что в исследованном им сланце наряду с серицитом имеется неотличимый от него, по словам автора, каолиновый минерал. По-

во многих случаях по малому углу оптических осей (около 40° и менее в воздухе) и химически — по немалому содержанию окиси железа и своей растворимостью в серной кислоте, часто разумеется только после применения высокого давления (анализы 1—4). Наряду с этим, согласно некоторым анализам, обнаружена, повидимому, натровая слюда (*парагонит*), которая в некоторых породах даже преобладает (ср. анализ 5 на стр. 530).

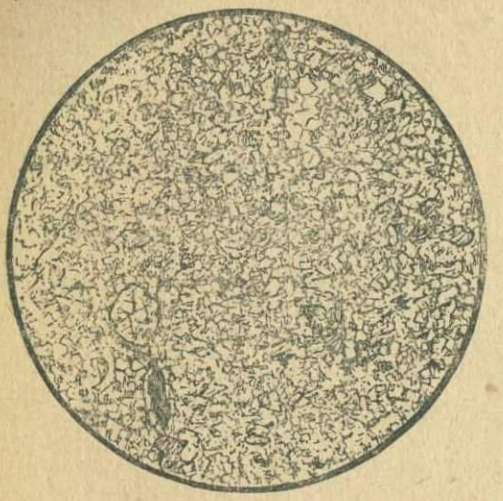


Рис. 82*a*. Филлит. Vagtdalen, полуостров Берген, Норвегия. Параллельно сланцеватости. Увелич. 30 : 1.

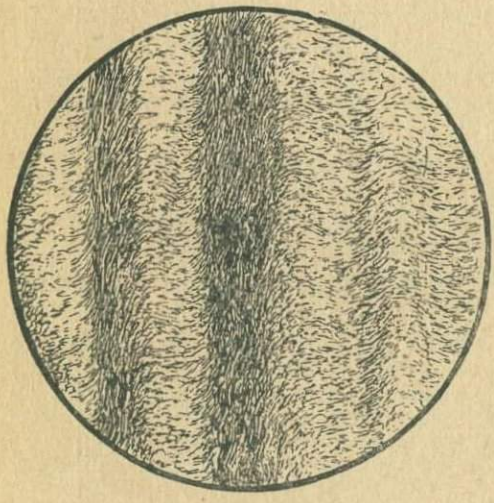


Рис. 82*b*. Филлит. Vagtdalen, полуостров Берген, Норвегия. Перпендикулярно к сланцеватости. Увелич. 30 : 1.

Как показывают тонкие шлифы по главному и поперечному сечению (рис. 82 *a* и *b*), эти слюдистые минералы ограничены пинакоидами (Basis), тогда как другие грани видимо отсутствуют; пинакоиды лежат в плоскости сланцеватости. *Кварц* встречается в тех же формах, что и в глинистых сланцах, только вообще он здесь более грубозернистый и без угловатого кластически-аллотигенового характера; у богатых углем пород аллотигеновый характер кварца чаще всего сохраняется. *Хлоритовая примесь* (анализы 5—7 на стр. 528) растворяется в соляной кислоте; она обладает теми же свойствами, что и в глинистых сланцах, но только ее листочки и чешуйки большего размера; она также лежит в плоскости сланцеватости; следует оттенить, что она является, повидимому, носителем незначительного количества CaO как в филлитах, так и в глинистых сланцах.

В виде примесей филлиты, так же как и глинистые сланцы, содержат тот же *рутил* — частью в виде крошечных иголочек, коленчатых двойников и сагенитовых образований, частью в виде сердцевидных двойников по (301) — и *турмалин*. В виде характерной примеси наиболее широко распространены *пирит* и его псевдоморфозы (гетит), образующие часто также и здесь текстурные центры. *Гранат* в виде ромбического додекаэдра в нормальных филлитах встречается редко и представлен скудно. *Углистое вещество* встречается частично в виде угля, как в глинистых сланцах, частично в виде графитоида (C = 99,76, H = = 0,24); в некоторых породах в зависимости от местных условий углерод представлен также в виде *графита*. В последнем случае он встречается в виде гексагональных листоч-

---

этому, если слюда не обнаруживает высоких — соответствующих мусковиту — цветов интерференции, ее лучше называть неопределенно «слюдистым минералом», не вводя ни себя ни читателя в заблуждение относительно природы минерала.

Так как термин «филлит» обозначал (обозначает иногда и теперь) известный геологический (возрастной) горизонт, то лучше, по-моему, избегать применять его

ков, дисковидных и круглых пластинок или неправильных лепесточков с металлическим блеском в отраженном свете. Гораздо реже, чем это можно было бы ожидать, встречается *полевой шпат*, который частью в виде аллотриоморфных зерен перемешан с кварцем и слюдой, частью же выделяется в виде зерен большего размера, более или менее идиоморфных, похожих на вкрапленники. По данным анализа он принадлежит *альбиту* (анализы 8 и 9). Характерными для него являются простые двойники, отсутствие полисинтетической полосчатости или даже нередкое отсутствие какого бы то ни было двойникового сложения. Менее достоверно доказано присутствие *ортоклаза* (анализ 10). Во многих филлитах полевой шпат совершенно отсутствует. * В филлитах некоторых областей распространена обусловливающая особую их группу примесь *хлоритоида* или *сисмондина* и близкого к нему богатого Mn *оттрелита* (анализы 11—17). Последний также встречается в большего размера идиоморфных индивидах (более толстые шестисторонние таблицы) или раздавленных линзовидных зернах, заметных невооруженному глазу

в петрографии, на что давно уже указывал и Вейншенк. Вместо «филлита» можно было бы в таком случае применять название «слюдистый микросланец». Определительное слово «слюдистый» (а не слюдяной), прекрасно оттеняемое гибкостью русского языка, указывает на не определенную точно автором, но отчетливо слюдообразную природу минерала, а существительное «микросланец» давно уже следовало бы ввести в терминологию сланцеватых пород: если в магматических породах выделяются — и это совершенно необходимо — микрограниты, микродиориты и т. п., то в кристаллически-сланцевых породах такой термин необходим вдвойне, так как здесь величина зерна зависит от большего числа факторов (температура перекристаллизации, количество растворов, глубина зоны метаморфизма, большая или меньшая отдаленность от интрузии, большее или меньшее предварительное раздробление или мелкость зерна породы и т. д.) и, следовательно, играет и бóльшую генетическую роль. Кроме того — или, вернее, именно потому — одно только название породы «микросланец» совершенно определенно указывает на известную *фацию* кристаллического сланца, — микросланцы представлены не только слюдистыми разновидностями, но и так называемыми зелеными сланцами, некоторыми хлоритовыми, актинолитовыми сланцами, микрокристаллическими известняками (а не настоящими мраморами, где величина зерна достигает 0,25 *мм* и больше) и т. д.]

* [Едва ли полевой шпат и, в особенности, легко синтезирующийся, как было указано при известняках, альбит отсутствуют «во многих» слюдистых микросланцах. Такое утверждение Розенбуша я объясняю тем, что автор не пользовался в своих микроскопических исследованиях федоровским методом. Последний — при известном навыке — позволяет сравнительно легко производить исследования над зернами в 0,04—0,05 *мм* с совершенно убедительными и недвусмысленными результатами, причем такие результаты здесь, в федоровском методе, можно получить на любом разрезе в шлифе исследуемого минерала, в то время как в коноскопе сечения, близкие к NgNp, дают или неопределенный или мало убедительный результат. Розенбуш совершенно правильно оттеняет, что альбиты в филлитах часто бывают в простых, несдвойникованных, зернах. Последние, особенно в главных сечениях минерала (NgNp) или близких к ним, очень легко принять за кварц, и в то время как федоровский метод вполне определенно решает вопрос о природе минерала, коноскоп оказывается беспомощным. Кроме того, по федоровскому методу за какие-нибудь две-три минуты можно опробовать на одноосность десяток зерен, коноскоп же требует гораздо большего времени, имея в виду мелкость последних. Действительно, во многих исследованных мною слюдистых микросланцах альбит был обнаружен в большинстве случаев. Из двадцати опробованных на одноосность зернышек, похожих на кварц, два-три, а иногда и пяток, оказываются двуосными и положительными; т. е. во всяком случае не кварцевыми. Если исследовать одно-два из них более подробно, то легко иногда обнаружить, не производя нанесения на сетку результатов и следовательно не теряя много времени, что угол 2V достаточно велик, а в благоприятных разрезах получается и величина его, соответствующая таковой же для альбита (обыкновенно получается несколько пониженный угол: 2V = + ок. 70—74°, что быть может обусловлено очень низкой температурой образования этого минерала в условиях рассматриваемой породы), и т. д. Добавлю, что совсем недавно один норвежский исследователь показал — и анализами и микроскопическими исследованиями, — что альбит в глинистых и слюдистых микросланцах присутствует нередко.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	45,50	44,30	49,00	45,36	23,10	24,97	25,36	64,32	69,09[2]
TiO_2	—	—	1,59	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	38,21	34,01	23,65	32,92	17,92	23,07	22,92	23,00	19,01
Fe_2O_3	2,15	3,41	—	2,05	4,70	—	28,50	сл.	—
FeO	1,24	—	8,07	1,76	30,98	28,29	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,32	0,83	0,93	0,90	11,36	12,91	8,42	—	—
CaO	—	—	0,63	0,49	сл.	0,06	2,01	1,20	—
Na_2O	1,83	0,82	1,75	0,72	—	0,47	—	11,70	10,11
K_2O	6,79	10,13	9,11	11,67	—	0,16	—	0,61	1,79
H_2O	4,05	4,51	3,44	4,13	12,74	10,75	10,12	—	—
Σ	100,09	98,01	100,17	100,00	100,80	100,68	97,33	100,83	100,00
Уд. вес	—	—	2,892	2,809	—	—	—	2,608 — 2,62	2,61

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	64,50	28,04	28,48	26,30	41,65	43,34	33,20	23,40	37,58
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	1,19	—
Al_2O_3	19,41	36,19	36,86	37,10	29,47	24,63	29,00	39,31	20,45
Fe_2O_3	1,49	—	—	—	4,02	—	—	5,14	3,21
FeO	—	29,79	21,88	25,92	17,87	16,72	25,93	21,94	15,53
MnO	—	—	0,97	0,93	0,93	8,18	6,00	сл.	14,72
MgO	0,02	1,25	2,80	3,66	1,57	—	0,24	2,18	0,68
CaO	0,88	0,20	0,59	—	—	—	—	сл.	10,03
Na_2O	0,69	—	—	—	—	—	—	0,20	—
K_2O	13,97	—	—	—	—	—	—	0,20	—
H_2O	0,30[1]	5,88	8,09	6,10	5,84	5,66	5,60	6,81	—
Σ	101,26	101,35	100,36	100,01	101,35	98,53	99,97	100,37	102,20
Уд. вес	—	3,45	—	3,513	3,266	—	3,52	—	—

1. Слюда из филлита — Lerchenberg близ Zschorlau, Рудные горы (анализ 16 на стр. 530). После растворения в HCl растворимых хлоритовых примесей остаток под давлением был растворен в H_2SO_4.
2. Мусковит из полевошпатового филлита — секция Lössnitz Саксонской карты.
3. Серицит из серицитового сланца — Naurod, Таунус. (Содержит 1,69 SiF_4, 0,31 P_2O_5.)
4. Серицит из серицитового сланца — Halltarten, Таунус.
5. Хлоритовая примесь из филлита — Eulenhammer, Сосновые горы.
6. Хлоритовая примесь из филлита — Pfertschtal близ Gossensass.
7. Хлоритовая примесь из полевошпатового филлита — секция Lössnitz Саксонской карты.
8. Альбит из альбитового филлита — Burkhardtsdorf, Рудные горы.
9. Альбит из альбитового филлита — секция Lössnitz.
10. Ортоклаз из линзовидных выделений в филлите Rehau, Сосновые горы.
11. Хлоритоиды — Hetzschen, Vogtland — из хлоритового филлита.
12. Хлоритоиды — Würmalp близ Kaisersberg, Steiermark. (Содержит 0,69 органических веществ.)
13. Хлоритоиды — Leeds, Канада — из хлоритоводного филлита.
14. Сисмондин — Serpont, Арденны.
15. Оттрелит — Ottrez, Арденны — из оттрелитового сланца.
16. Оттрелит (мазонит) — Natic, Rhode Island — из филлита.
17. Сисмондин — Liberty, Frederick co., Мерилэнд, США.
18. Спессартин — Bastogne — из гранатового кварцита.

[1] Потеря при прокаливании.
[2] Определено по потере.

и легко определимых по своей хрупкости, большей твердости и стойкости по отношению к кислотам. Некоторые генетически близкие к доломитовым и богатым кремнеземом глинистым мергелям филлиты содержат много *марганцового граната* (анализ 18) в хорошо развитых ромбических додекаэдрах. Высоко развитые, приближающиеся к слюдяным сланцам филлиты содержат обычно бурую *магнезиальную слюду* частью в виде неправильных листочков, частью в виде гексагональных таблиц; как только она появляется — исчезает хлорит, совсем как при контактовом метаморфизме глинистых сланцев и филлитов. *Чрезвычайно характерным и знаменательным является то, что все эти порфировидно встречающиеся примеси — альбит, хлоритоид и оттрелит, гранат и магнезиальная слюда* — 1) *располагаются не в плоскости сланцеватости, а лежат в беспорядке*, 2) *заполнены в виде включений нормальными примесями филлитов* (*особенно кварцем, рутилом и турмалином*) *и* 3) *эти включения располагаются не согласно законам своего образования — слегка зонально, а слоями, которые соответствуют сланцеватости породы* (рис. 83 и 84). Эти обстоятельства дают возможность сделать заключение о времени возникновения этих минералов, которое без сомнения связано с давлением и складчатостью породы, и указывает далее на то, что превращение первоначальной породы в филлит происходило не в текучем состоянии, а, если можно так выразиться, в твердопластичном. То обстоятельство, что иногда встречаются вкрапленники этих минералов, содержащие полосы таких включений, расположенные слоями, секущими плоскости сланцеватости под малым или большим углом, указывает на то, что еще после их выделения происходили в породе движения. Иногда в филлитах встречаются *титанит*, *роговая обманка*, *ставролит* и т. д.

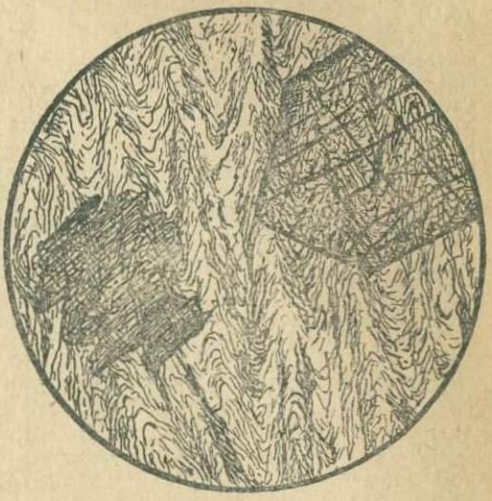


Рис. 83. Филлит. Val Piora у Айроло. С.-Готард. Текстура породы не изменяясь проходит через гранат и биотит. Биотит лежит поперек сланцеватости. Увелич. 30 : 1.

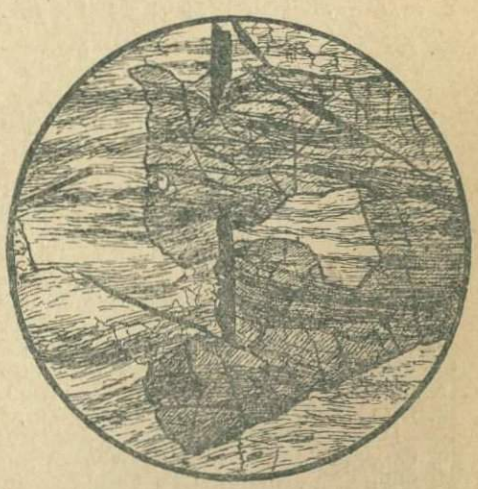


Рис. 84. Филлит со ставролитом. Перевал Сан - Джакомо, Швейцария. Полосы сланца проходят через ставролит. Увелич. 30 : 1.

Все филлиты содержат в небольшом количестве руды, а, именно чаще *магнетит*, чем *железный блеск*; их количество может быть значительным, как, напр., в магнетитовом филлите из Rimogne в Арденнах (см. анализ 11).

§ 367. Анализы филлитов в точности повторяют те же отношения, которые имеются в глинистых сланцах, на что следует обратить внимание и здесь. От пород с весьма незначительным содержанием кварца имеются переходы к таким, в которых количество кварца соответствует некоторым

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	74,13	67,70	64,87	62,93	62,83	62,54	61,57	61,56	61,50
TiO_2	—	1,22	1,63	—	0,70	—	1,31	—	—
Al_2O_3	11,20	17,07	18,37	15,72	22,44	22,84	19,22	20,12	21,98
Fe_2O_3	3,56	—	0,84	0,97	—	—	6,63	2,87	2,98
FeO	—	5,11	5,37	5,43	4,32	3,89	1,20	3,40	3,97
MnO	—	0,30	0,49	—	сл.	—	сл.	—	—
MgO	0,91	2,10	2,22	2,23	сл.	1,22	2,00	1,58	1,66
CaO	сл.	0,47	0,62	1,42	—	0,18	0,22	0,71	0,33
Na_2O	2,25	0,40	—	1,62	5,51	1,38	0,93	1,92	0,96
K_2O	2,68	2,89	3,01	5,96	2,74	5,24	3,63	4,84	3,98
H_2O	1,87[1]	2,60	4,20	2,83[1]	0,90	3,48[1]	3,25	3,05[1]	3,04
Σ	100,93	99,86	101,62	99,11	99,44	100,77	99,96	100,05	100,40
Уд. вес	—	2,741	—	—	2,74	—	—	—	—

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	61,43	58,78	58,12	54,05	52,04	51,12	50,01	43,3	30,90
TiO_2	0,73	2,28	—	0,89	—	—	сл.	1,2	—
Al_2O_3	19,10	19,52	22,73	21,24	26,66	25,52	27,93	26,2	17,70
Fe_2O_3	4,81	1,87	6,83	—	2,28	13,90	4,75	13,6	28,88
FeO	3,12	2,67	0,55	7,70	6,83		4,65		11,81
MnO	сл.	сл.	—	—	—	—	—	—	—
MgO	2,29	2,21	2,31	4,49	2,15	1,49	1,50	3,8	0,93
CaO	0,31	0,21	0,21	1,69	0,78	0,39	0,21	0,5	1,26
Na_2O	0,83	1,24	0,69	2,94	1,61	0,96	0,95	1,8	1,92
K_2O	3,24	3,11	3,46	5,26	4,36	2,43	4,36	4,6	1,09
H_2O	3,52	3,24	4,22[1]	1,74[2]	3,31	4,52[1]	4,68	4,5[1]	5,25
Σ	99,38	99,63	99,12	100,00	100,02	100,33	99,04	99,5	99,74
Уд. вес	—	—	—	—	—	—	—	—	2,74

1. Филлит. Unter Harteigen, Hardangervidde, Норвегия. (Содержит 4,33 угля.)
2. Филлит. Selgegrund близ Wechselburg, Саксония.
3. Филлит. Penna, Саксония.
4. Филлит — восточный берег Näsijärvi, Таммерфорс, юго-западная Финляндия.
5. Филлит почти чисто-белый, блестящий как слюда — Wernersreuth, Баварский Лес.
6. Филлит сильно блестящий — Arzberg, Сосновые горы.
7. Филлит фиолетовый — Fumay, Арденны.
8. Филлит сильно блестящий с коричневыми листочками слюды — Juliushammer, Сосновые горы.
9. Филлит Santa Guiliana близ Recoaro, Ломбардские Альпы.
10. Филлит серо-голубой, без магнетита — Rimogne, Арденны.
11. Филлит зеленовато-серый — Rimogne, Арденны. (Содержит 4,50 F_3O_4.)
12. Филлит, похожий на кровельный сланец, светлосерый с шелковистым блеском — Hasenschwanzbruch близ Lössnitz, Саксония.
13. Филлит серый, силур — Vagtdal, полуостров Берген.
14. Филлит — Königsquelle близ Recoaro, Ломбардские Альпы.
15. Филлит кровельный сланец — St. Loretto близ Eger.
16. Филлит — Lerchenberg близ Zschorlau, секция Schneeberg, Рудные горы.
17. Филлит зеленый — Blairmore, Cowall, Шотландия.
18. Филлит, похожий на кровельный сланец, плотный, слегка блестящий — Hopfau близ Erbendorf, Баварский Лес.

[1] Потеря при прокаливании.
[2] Потеря.

аркозовым песчаникам (анализ 1); количество углистого вещества определялось лишь изредка; в анализе 1 оно достигает 4,33%. Ненормальное содержание щелочей дает анализ 5; слюда этой породы в большей части своей должна быть парагонитом. Исходная осадочная порода анализа 13, принадлежащая полевошпатовому филлиту из метаморфизованного силура полуострова Берген, в котором Реуш открыл характерные ископаемые, так же как и в расположенных в нем линзах богатых углем зернистых известняков, — соответствует приблизительно доломитовому глинистому мергелю. Анализ 18 дает филлит исключительно богатый железом, как это видно из сравнения с анализом 14 глинистого сланца (стр. 521). Такие породы являются переходными к железнослюдковым сланцам.

Точно так же филлиты повторяют во всех отношениях, но в более отчетливых и ясных формах структурные особенности глинистых сланцев, но только среди них встречаются *порфировидные структуры*, обусловленные наличием подобных вкрапленникам большего размера зерен полевого шпата, биотита и т. д.; такие структуры в глинистых сланцах отсутствуют совершенно. Часты сдвиги и разрывы, возникшие при складкообразовании; они уменьшаются до микроскопических размеров как в глинистых сланцах, так и в филлитах. Места таких нарушений обыкновенно заполняются кварцем, который часто шестовидно вырастает с поверхности трещин.

§ 368. Главным подразделением филлитов являются *серицитовые*[1] *сланцы*, * или *серицитовые филлиты* (анализы 1 и 2 на стр. 533). Они представляют собою филлитовые породы, в которых мусковит образует ясноразличимые белые до оливково-зеленых, жирные на-ощупь, с шелковистым блеском, похожие на тальк листочки и чешуйки. Что серицит представляет не что иное, как мусковит, ясно показывают анализы; высокое иногда содержание SiO_2 зависит отчасти от механических включений зерен кварца (как TiO_2 у рутила), в других же случаях указывает на фенгитовую природу минерала. Своим шелковистым блеском этот мусковит обязан не волокнистой структуре, а весьма распространенной розетковидной аггрегации минерала и частью также необычайно изящной складчатости своих лепестков. Идентичность серицитовых сланцев и филлитов доказывается их микроскопическим изучением и их химическим составом.

Все известные среди филлитов виды наблюдаются и у серицитовых сланцев, как, напр., известково-серицитовый сланец, альбитово-серицитовый сланец и т. д. Встречаются также разновидности, у которых имеется указание на первоначальное мергелистое вещество, а также наблюдается переход в кварциты. Имеются представители, содержащие доломит и роговую обманку. Переходы в зеленые сланцы пояснены в § 282. Иногда белые, иногда зеленоватые, иногда красные или коричневые серицитовые сланцы распространены главным образом в Таунусе (названы поэтому *таунуссовыми сланцами* — Taunusschiefer) и в Soonwald и принадлежат здесь Рейнским Сланцевым горам; также

[1] Ср. с серицитовыми сланцами, которые произошли из кварцевых порфиров (§ 226).

* [Следовало бы сказать «микросланцы» — см. мое примечание к § 366.]

встречаются они в метаморфических фациях девона в Гарце и в других местах. [1]

Известковые филлиты содержат значительное количество карбонатов, которые то распределены в породе с некоторой равномерностью, то чередуются в виде тонких слоев с филлитовым материалом, подобно чередованию на рис. 85, то представляют плоские линзы и образования, подобные зернистому известняку. В известковом карбонате нередко развиваются актинолит, гранат, эпидот, цоизит, волластонит и диопсид, так что карбонат может быть полностью вытеснен известковыми силикатами и известковистыми алюмосиликатами. Известковые филлиты часто встречаются с пластами зернистого известняка. Если они одновременно содержат доломит, то последний всегда бывает идиоморфным. Филлиты, богатые доломитом или бурым шпатом, называются *бурошпатовыми филлитами*; в одном из них на реке Витиме в восточной Сибири наблюдалось замещение ромбоэдров доломита альбитом.

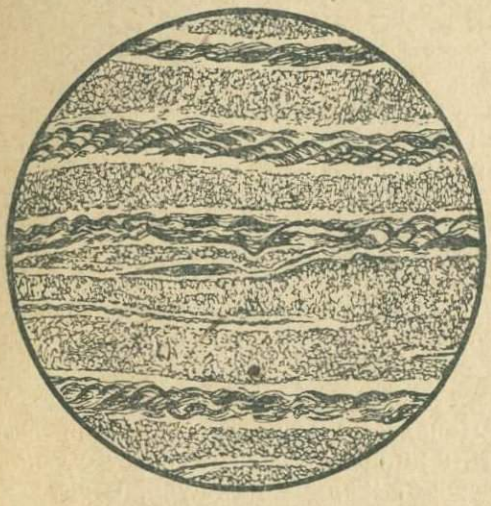


Рис. 85. Квартенский сланец и доломит рета. Puntaiglas-Lücke, Швейцария. Перпендикулярно к сланцеватости. Бесцветные полосы между глинистым сланцем и доломитом представляют главным образом кварц, расположенный в виде стебельков к поверхности ограничения и смешанный с кальцитом. Увелич. 30 : 1.

Магнетитовые филлиты (анализ 11 на стр. 530) содержит многочисленные заметные невооруженному глазу октаэдры магнетита, *гранатовые филлиты* — граната. *Кварцевые филлиты* представляют собою — если только под этим названием не подразумевается один геологический горизонт из докарбоновых альпийских осадков — богатые кварцем и бедные слюдой филлиты; если они содержат много графитового вещества, то называются *графитовыми сланцами* и *графитоидными сланцами*, как соответствующие кварциты, в которые они переходят.

Хлоритоидные сланцы или *хлоритоидные филлиты* и оттрелитовые сланцы представляют филлитовые породы с большим содержанием хрупких слюд. Как показывают анализы (3 — 7 и 11 — 14 на стр. 533), образование этих минералов не связано с определенным химическим составом; они развиваются как в богатых кварцем, так и в почти лишенных кварца, как в богатых углем, так и в бедных углем породах, но повсюду

[1] *Бесимаудитом* Цаканья называет (по Cima della Besimauda в Лигурийских Альпах) гнейсоподобную тальковую породу пермского возраста. Это название перенесено и в другие области (Mont Blanc, Vannoise, Апуанские Альпы и т. д.). Месторождения из областей Savona, Loana, из Frigidotal в Аруанских Альпах и из Vannoise, исследованные Розенбушем, представляют серицитовые сланцы, очень разнообразного происхождения. Подобные породы Гастальди называет *апеннинитами* (Apenninite).

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	55,84	58,11	34,92	60,36	51,93	45,60	53,33
TiO_2	0,51	0,81	3,37	1,35	0,92	0,90	1,34
Al_2O_3	15,62	21,84	32,31	24,08	27,45	31,95	24,30
Fe_2O_3	4,86	2,62	10,21	1,35	2,01	2,36	2,64
FeO	8,25	5,63	8,46	2,20	8,10	4,18	5,40
MnO	—	0,19	сл.	сл.	0,57	0,83	сл.
MgO	1,39	1,85	1,13	2,22	1,20	1,80	2,62
CaO	0,50	отсут.	0,36	0,28	0,18	0,39	0,39
Na_2O	1,70	0,97	2,12	1,17	0,79	1,25	0,73
K_2O	6,14	3,66	1,87	3,62	1,60	4,82	3,41
H_2O	5,19[1]	4,05	5,29	4,09	3,92	4,94	4,50
S	—	—	—	—	—	0,10	—
C	—	—	—	—	1,05	—	—
Σ	100,00	100,29	100,27	100,72	99,72	99,12	98,66
Уд. вес	2,882	—	—	—	—	—	—

	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	58,24	52,75	52,17	78,84	58,10	42,76	34,92
TiO_2	0,90	0,70	1,16	—	—	—	3,37
Al_2O_3	20,72	25,08	25,08	8,26	24,50	27,36	32,31
Fe_2O_3	3,45	4,77	1,85	—	—	—	10,21
FeO	7,86		7,01	6,48	5,03	7,13	8,46
MnO	1,62	3,50	3,71	сл.	сл.	сл.	сл.
MgO	1,62	3,18	2,16	2,69	1,02	2,38	1,13
CaO	0,06	0,25	0,26	0,29	0,84	0,49	0,36
Na_2O	0,37	1,72	0,48	—	0,93	2,03	2,12
K_2O	1,22	2,01	1,14	—	1,01	2,62	1,87
H_2O	3,45	6,08[1]	4,74	2,88	4,86	—	5,29
S	—	—	—	0,39	—	—	—
C	—	—	—	0,22	3,92	16,65[1]	—
Σ	100,62	100,34	100,30	100,05	100,21	101,42	100,27
Уд. вес	—	—	—	—	—	—	—

	15	16	17	18	19	20
SiO_2	55,82	69,34	78,60	70,99	59,91	56,58
TiO_2	0,42	—	—	0,14	0,44	—
Al_2O_3	19,67	12,07	10,73	13,77	15,00	22,21
Fe_2O_3	0,96	1,88	0,80	0,38	1,85	3,23
FeO	4,18	4,74	1,03	3,91	5,62	2,42
MnO	0,61	—	—	—	—	—
MgO	2,21	2,96	1,47	0,37	4,56	0,19
CaO	8,42	7,70	0,32	0,42	1,44	0,88
Na_2O	1,42	0,40	2,04	3,13	6,09	4,33
K_2O	0,39	—	1,87	4,81	2,44	6,40
H_2O	2,29	1,57	2,03	1,50	2,43[2]	3,07
S	0,69	—	—	—	—	0,09
C	4,80	—	—	—	—	—
Σ	101,88	100,66	98,89	99,42	99,83	99,53
Уд. вес	2,751	—	2,688	2,684	2,796	2,788

[1] Органического вещества + воды.
[2] + SiF_4.

1. Серицитовый сланец, фиолетово-красный (благодаря присутствию железной слюды) — Nerotal, Висбаден.
2. Серицитовый сланец — Ladiesburg, Frederick co., Мерилэнд, США. (Содержит 0,21 P_2O_5, 0,35 гигроскопической воды.)
3. Оттрелитовый сланец — Liberty, Frederick co., Мерилэнд. (Содержит 0,23 P_2O_5.)
4. Голубовато-черный оттрелитовый сланец — Mairus, Арденны, Revinien. (Содержит 20% оттрелита.)
5. Черный оттрелитовый сланец — гора L'Enveloppe к юго-востоку от Monthermé, Арденны, Revinien. (Содержит 46% оттрелита.)
6. Бледносерый оттрелитовый сланец — Forges de la Commune, правый берег Мозеля, Revinien. (Содержит около 25% оттрелита.)
7. Зеленовато-серый оттрелитовый сланец — Haybes, Арденны, Devillien. (Содержит 33% оттрелита.) В этих сланцах были найдены Oldhamia radiata и Nereites Cambriensis.
8. Серицито-оттрелитовый сланец — Дорога Wippra — Grillenberg на юго-востоке Гарца. (Содержит 0,26 P_2O_5, 0,25 гигроскопической воды.)
9. Серицито-карфолитовый сланец (Sericit-Karpholitschiefer) — Sengelberg близ Biesenrode на юго-востоке Гарца.
10. Карфолито-серицито-оттрелитовый сланец — там же. (Содержит 0,22 P_2O_5, 0,32 гигроскопической воды.)
11. Хлоритоидовый кварцит — Würmalp близ Kaisersberg, Верхняя Штирия. Нижний карбон. Углерод представлен в виде графита.
12. Хлоритоидовый сланец с отпечатками растений, обесцвеченный как графит — там же. Из середины пласта мощностью 1,5—2 *см*.
13. Хлоритоидовый сланец с отпечатками растений, обесцвеченный как графит — там же. С верхней поверхности слоя с растительными отпечатками и в непосредственной близости от них.
14. Хлоритоидный сланец — Liberty, Мерилэнд, США. (Содержит 0,23 P_2O_5.)
15. Так называемый гранатсодержащий кварцит (Quarzite grenatifère) — Bastogne, Арденны, Taunusien. (Состоит из 30,6 кварца, 20,9 парагонита, 4,8 графита, 4,1 спессартина, 1,5 апатита, 1,0 титанита.)
16. Так называемый роговообманкосодержащий кварцит (Quarzite hornblendifère) — Ourt, Арденны. (Главными составными частями являются 46,7 роговой обманки и 52,4 кварца со случайными гранатом, биотитом, апатитом, железным блеском, цирконом и т. д.)
17. Так называемый альбито-кварцевый порфироид — Schreckenstal между Treseburg и Altenbrak.
18. Альбито-серицитовый филлит, пятнистый — Sonnenberger Steinbruch, Таунус.
19. Зеленый альбито-серицитовый филлит — Naurod, близ старого медного рудника. Связан переходами с 18. (Содержит 0,05 CuO, следы P_2O_5.)
20. Бедный кварцем, альбито-хлоритовый серицитовый гнейс — Winterburg против Winterbach в Soonwald. (Содержит 0,06 SO_3, 0,07 CO_2.)

повидимому связаны с сильными нарушениями в залегании. По Мюгге встречаются в области Wippra (юго-восточный Гарц) наряду с серицито-оттрелитовыми и хлорито-оттрелитовыми сланцами, также *серицито-карфолитовые сланцы*, частью содержащие оттрелит, частью без него. Карфолит образует в этой породе неправильные лучистые и волокнистые образования, и, так же как оттрелит, он определим только под микроскопом (анализы 9 и 10). На определенные взаимоотношения между хлоритовыми сланцами и некоторыми парагонитовыми сланцами будет указано позже.

Биотитовые филлиты содержат большего размера листочки биотита, которые часто расположены поперек сланцеватости (рис. 83).

Полевошпатовые филлиты являются, насколько можно сейчас судить, главным образом *альбитовыми филлитами*. Ортоклазовые филлиты нуждаются в более точном химическом и микроскопическом определении, так как большинство их безусловно представляет собою динамически измененные эруптивные породы. Некоторые альбитовые

филлиты обладают внешним обликом, приближающимся к гнейсовидному, и неправильно принимаются за гнейсы. В Германии альбитовые филлиты распространены главным образом в нижней части филлитовой формации Рудных гор (секция Schellenberg, Burkhardtsdorf, Wiesental, Geyer, Elterlein, Lössnitz и т. д.),в Сосновых горах и в Таунусе, где их обозначают частью как серицитовые гнейсы (анализы 18 — 19), в Гарце (анализ 17), где они сброшены вместе с порфироидами, и т. д. Небольшое количество имеющихся анализов показывает те же отношения и такое же разнообразие, как и в филлитах, лишенных полевого шпата. Ромбоэдры доломита и титанит достаточно распространены: турмалин, рутил и т. д. — только в филлите. Некоторые так называемые порфироиды являются альбитовыми филлитами.

Для одной группы похожих на филлиты пород, которые близки к известковым филлитам и также образовались из первоначального мергелистого осадка, до сих пор в петрографии нет общего обозначения. Анализы 15 и 16 на стр. 533 дают примеры этой еще мало известной группы пород из Арденн. При большом разнообразии состава ее в настоящее время нельзя еще охарактеризовать в общих чертах.

Филлиты главным образом распространены в формации, названной их именем, которая появляется всегда там, где на отчетливо кристаллических породах зоны собственно кристаллических сланцев согласно залегают слои древнейших осадочных формаций, как, напр., в Рудных и Сосновых горах, в Баварском Лесу и т. д. Они встречаются также в нормальных осадочных формациях, часто в превосходном и типичном развитии, там, где последние были подвергнуты интенсивному динанометаморфизму, и притом во всех своих различных разновидностях, как напр., в кембрии Арденн, в силуре западной Норвегии, в докарбоновом осадочном комплексе Альп, а также вплоть до карбона (Kaiserberg в Штирии) и вверх до юры (Val Canaria и Val Piora).

Семейство углистых пород

§ 369. Во всех осадочных формациях встречаются иногда отложения углистых веществ, которые образовались под водой, при ограниченном доступе воздуха, благодаря медленному гниению растительных и частью животных организмов. При распаде умерших организмов различают: 1) разложение, 2) перегнивание, 3) торфообразование, 4) гниение.

Разложение (Verwesung) происходит при свободном доступе кислорода и влаги и ведет в конечном результате к образованию воды и двуокиси углерода; оно представляет медленное горение и не оставляет горючих, содержащих углерод, продуктов. *Перегнивание* (Vermoderung) происходит при недостаточном доступе кислорода, в присутствии влаги и оставляет перегной. *Торфообразованием* (Vertorfung) называют распад растительного вещества при первоначальном доступе кислорода, в присутствии влаги и при последующем отсутствии кислорода под стоячей водой. Продукт называется торфом. Перегной и торф являются гумусовыми веществами. Перегниванию и торфованию подвергаются преимущественно наземные и болотные растения. Настоящие водные организмы — как растительные, так и животные — подвергаются *гнению* (Fäulnis), распаду органического вещества без доступа кислорода в стоячей воде. Продукт называется сапропелем. Перегнивание и торфо-

вание являются процессами обугливания, гниение же представляет процесс битуминизации. Гумусовые вещества при дестилляции дают преимущественно богатые углеродом соединения ароматического ряда, сапропель, или гнилостный ил, дает более бедные углеродом соединения группы жиров. (H. Potonié. Abhandl. d. K. preuss. geol. Landesanstalt und Bergakademie, Neue Folge, Heft 49, Berlin, 1906.)

В последующем мы будем иметь дело главным образом с богатыми углеродом ископаемыми горючими веществами, продуктами загнивания и торфообразования.

По внешнему виду, химическому составу и геологическому возрасту, их можно расположить в ряд, который ведет от живого растения через торф, бурый уголь, каменный уголь, антрацит, графитоид к чистому углероду, при постепенном уменьшении количества кислорода, азота и водорода. Содержание углерода является в некотором смысле функцией геологического возраста; но возраст может быть в известной степени заменен складчатостью. Загнивание зависит также от других, менее известных, факторов; на это указывает то обстоятельство, что в одном и том же флеце имеются слои с различным содержанием углерода.

Торф представляет волокнистую ткань, состоящую из частиц растений еще с достаточно различимой структурой стеблей, корней, листьев, в которых с увеличением глубины волокнистое строение становится все менее и менее отчетливым и вся масса породы становится черной до бурочерной, кажущейся однородной; она имеет в разрезе восковой блеск; это так называемый жирный торф (Pechtorf). По растениям, принимавшим главное участие в образовании торфов, различают: *моховый торф*, состоящий главным образом из видов сфагний; *луговой торф* — преимущественно из трав, камышей, ситниковых и т. д.; *болотный торф* — преимущественно из *Calluna vulgaris* и *Erica tetralix* и *древесный торф* — с большим количеством остатков корней и древесных стволов.

Морского происхождения торф, чередующийся с богатой гумусом песчаной глиной (Schlick), с чистой глиной (Knick), песчано-известковистой глиной (Klei), из северноевропейской прибрежной области (восточная Фрисландия, Шлезвиг-Гольштиния) называют Darg.

Листоватым или *бумажным торфом* называют торф, распадающийся на тонкие слои и состоящий преимущественно из граминей. Так называемый *сланцеватый уголь* из Uznach, Dürnten, Zürich и St. Gallen представляет дилювиальный торф, покрытый наносами, песком и суглинком и с ними чередующийся.

Зола, которую оставляет в переменном количестве торф при сгорании, большею частью представляет нанесенную пыль и в меньшей — золу растений. * Состав торфа очень колеблется; кроме волокон растений он содержит гумусовую кислоту и ульминовую кислоту (часто связанную с известью), смолы, парафин, соединения серы в небольшом количестве (пирит, марказит), вивианит, гипс и т. д. Вследствие прогрессирующего перегнивания в торфяном болоте развиваются углекислота и болотный газ (рудничный газ). Торф встречается в дилювии и образуется в настоящее время. Погребенные торфяные болота снова вырастают при увеличении обводнения.

---

* [Первую золу, т. е. механические примеси, называют иногда внешней золой, вторую — внутренней.]

§ 370. *Бурый уголь* представляет сплошную массу, частью же сохраняет еще структуру дерева; иногда он плотный или землистый, желтобурый до черноватого, непрозрачный, матовый или с жирным блеском. Излом ровный до раковинчатого, при этом гладкий или землистый. Твердость 1 — 2,5; удельный вес 1,12 до 1,5. Едкий калий, взболтанный с бурым углем, окрашивается в темнобурый цвет.

Различают: *обыкновенный бурый уголь*, крепкий, плотный, часто слегка сланцеватый, блестящий до жирного блеска, иногда на продольном изломе блестящий и бурый, на поперечном изломе с жирным блеском и черный. *Лигнит* (*битуминозный уголь*) — это бурый уголь со структурой дерева, матовый или блестящий, мягкий, с раковинчатым изломом; в Исландии лигнит называется Surturbrand. *Лубчатый уголь* и *игольчатый уголь* (Bastkohle и Nadelkohle) образует эластичные, гнущиеся, с жирным блеском буро-черные или совсем черные массы в обыкновенном буром угле. *Листоватый уголь* состоит из тонких, часто еще гнущихся пластин; *смолистый уголь* (pechkohle) крепкий смоляно-черный, блестящий, хрупкий, с мелкораковинчатым изломом. *Землистый бурый уголь*—легко растирающийся, пачкающий руки, матовый. *Блестящий уголь*—прочный, твердый, густочерный, также с более светлыми и более темными полосами, с раковинчатым изломом, блестящий. Наиболее распространенными сопутствующими минералами являются: ретинит, пиауцит, элатерит, хартит, пироппссит и близкие вещества, далее медовый камень, затем железный колчедан и марказит и продукты их распада — железистый витриоль, также горькая соль, квасцы, гипс, очень часто кварц в виде изящных кристаллов и опал, сера, изредка медный колчедан, обманки, свинцовый блеск, кальцит, арагонит, барит, вивианит и т. д.

Бурый уголь широко распространен среди третичных отложений и образовался частью из растений на месте их произрастания, частью из растений, снесенных в болота, внутренние озера, эстуарии или к берегам. Материал для бурого угля поставляли лиственные деревья, хвойные, пальмы, цикадовые и папоротники.

§ 371. *Каменный уголь* представляет собою крепкий, листоватый, с раковинчатым и занозистым изломом, серо-черный до бархатисто-черного уголь. Черта черная; удельный вес 1,15 — 1,50; волокнистые и землистые разновидности встречаются редко. Едкий кали только слабо действует на каменный уголь и только слегка окрашивается. По отношению к нагреванию различают жирные и тощие угли: жирные угли сплавляются в однородную массу (спекающиеся угли) или также спекаются, не плавясь, в твердую массу (шлаковый уголь); тощие угли при нагревании не оставляют связной массы (песчаные угли). По внешнему виду имеем:

Блестящий уголь — густочерный, блестящий как стекло, хрупкий, листоватый; образуется преимущественно из кусков коры и древесины.

Матовый уголь — образующий тонкие пласты в блестящем, серо-черный до буро-черного, слегка блестящий, с неровным до раковинчатого изломом, без спайности; состоит главным образом из остатков листьев.

Кеннельский уголь — несколько хрупкий, серо-черный до бархатисто-черного, также смоляно-черный, слегка блестящий, годный для полирования, с ровным до плоскораковинчатого изломом, богатый спорами, спорангиями и образованиями, похожими на водоросли.

Волокнистый уголь образует только тонкие слои в других углях; серый до бархатисто-черного, с шелковистым блеском, марающий руки, тощий; состоит главным образом из древесины конифер, сигиллярий, каламитов, лепидодендронов и т. д.

Коптящий уголь — крепкий или рыхлый, расстирающийся, с жирным до матового блеском, смоляно-черный, марающий руки.

Гагат, или *смолистый уголь*—с сильным жирным блеском, похожий на смолу, крепкий, годный для полирования, очень прочный и твердый; встречается не в виде настоящих флецов, а скорее гнездообразно.

Примеси те же, что и в буром угле. Каменные угли весьма отчетливо слоисты; на поперечном изломе частью даже невооруженному глазу заметны чередующиеся слои глянцевитого, матового и волокнистого угля.

Каменный уголь встречается уже в формации вельда — Wealdenformation (близ Deister в Bückebung, Schaumburg и т. д.), в лейасе (близ Fünfkirchen в Бадене), в виде флёцов и как гагат в гнездах (Вюртемберг, Франкония) в более молодых отделах юры, в кейпере (мергелистый уголь), в раковинном известняке (Tarnowitz в Силезии), но главным образом распространен в формации, названной по его имени — каменноугольной. Материал каменного угля несколько различается в зависимости от геологического возраста, но состоит главным образом из сигиллярий, лепидодендронов, каламитов и папоротников. Анализ 13 показывает, что уголь встречается еще и в более глубоких геологических горизонтах. Здесь он образует частью тонкие, как бумага и до 2 *мм* толщиной пропластки в кварцитах Таунуса, частью же включен среди примесей породы. Его количество достигает 2,4% кварцита. При сгорании этот уголь оставляет 75 — 80% золы, которая состоит из 53,8% SiO_2, 22,5% Al_2O_3, 18,8% Fe_2O_3 и 4,9% щелочей. Анализы кварцита дают 86,9% SiO_2, 6,2% Al_2O_3, 1,4% Fe_2O_3 ,0,4% MgO, 0,5% Na_2O, 2,9% K_2O и 2,4 потери при прокаливании.

Кольм (Kolm — анализ 14) представляет уголь, который залегает линзами в шведских квасцовых сланцах и зола которого содержит уран. Средняя из трех проб золы содержала 1,8% U_3O_8. Он разрабатывается для добычи радия в Närke и западном Готланде.

Антрацит — крепкий, сильно блестит как стекло или почти как металл, иногда с пестрой побежалостью, бархатисто-черный хрупкий, с раковинчатым изломом, почти подобен шпату; он не разлагается едким кали, горит с трудом и только при большом доступе воздуха, небольшим пламенем и с малым количеством дыма; удельный вес 1,4 — 1,7.

Антрацит встречается вместе с каменным углем, но вполне преобладает в докарбоновых формациях (девон, силур, кембрий). Распространены переходы в каменный уголь. Иногда он встречается как фация контактового метаморфизма бурого угля или каменного угля в соседстве с изверженными породами.

§ 372. *Шунгит* представляет аморфный уголь, уже близко стоящий к графиту, в кембрии б. Олонецкой губернии. В этой форме уголь спускается до гнейсовой формации, где он встречается в виде *графитоида* в графитоидном гнейсе и наконец в виде *графита* в графитовом гнейсе. Эта связь доказывается тем обстоятельством, что графит встречается как контактово-метаморфическая фация бурого угля рядом с изверженными горными породами, как напр., по Бунзену около Meissner. Точно так же и зна-

чительное содержание азота (анализ 20), который был определен в углистом веществе графитового гнейса из Waldkirchen в Шварцвальде, доказывает его органическое происхождение.

§ 373. Химическая природа углистых пород освещается следующими анализами (см. ниже). Уголь представляет не гомогенное вещество, а смесь различных веществ, что доказывается их поведением при сухой перегонке; при этом освобождаются горючие газы и получаются смесь жидких углеводородов (деготь) и плотный остаток (кокс) пористого сложения с металлическим блеском. О продолжительности процесса перегнивания говорят рудничные газы. При помощи микроскопического исследования Гюмбель нашел (Sitzungsberichte der K. bayer. Akad. d. Wiss. math.-phys. Klasse, 1883, I), что главная масса угля состоит из вегетативного детритуса, пыльцы, спор, кусочков эпидермиса, древесины, коры, корней, листьев и т. д. В небольшом количестве встречаются крошечные, часто круглые частицы смолы и смолоподобных веществ, и все это пропитано и пронизано бесформенным веществом, которое называют карбогумином. Самый процесс углеобразования основывается главным образом на двух явлениях: одна часть растений отделяет, повидимому, легко кислород и водород и, сохраняя свою растительную структуру, превращается в уголь (обугливание); другая часть переходит в очень разнообразного состава жидкие соединения (гумин, ульмин и т. д.), которые пропитывают обугливающиеся растительные ткани, прилипают к ним и цементируют. Последующими — еще точно не установленными — процессами эти жидкие соединения превращаются в вязкий, и наконец, твердый, просвечивающий бурым цветом карбогумин. Совокупность этих процессов Гюмбель называет обугливанием (Inkohlungsprozess). Что горообразовательное давление может и должно играть значительную роль при процессе карбонизации, доказывают исследования Шпринга.

	1	2	3	4	5	6	7
C	55,93	48,87	57,12	70,47	74,72	86,65	78,08
H	5,78	5,11	4,65	5,59	4,67	4,31	3,91
O	36,35	30,65	36,04	18,93	17,87	7,69	7,32
N	1,04	3,25	0,20				
S	—	—	—	—	—	—	—
Зола	0,89	12,11	2,00	4,99	2,74	1,91	10,69
Σ	99,99	99,99	100,01	99,98	100,60	100,56	100,00
Уд. вес	—	—	1,12	1,27	—	—	1,356

	8	9	10	11	12	13	14
C	72,58	79,51	81,41	84,69	87,18	79,6	60,24
H	4,18	4,87	5,22	3,97	4,35	3,9	4,64
O	9,17	12,96	5,74	5,33	6,99	14,9	3,50
N	0,61		0,34			1,3	0,50
S	—	—	2,95	—	—	0,4	3,99
Зола	13,46	2,66	4,95	6,01	1,06	—	22,28
Σ	100,00	100,00	100,61	100,00	100,00	100,1	100,00
Уд. вес	—	—	1,192	1,327	—	—	—

	15	16	17	18	19	20
C	91,44	92,59	95,08	98,29	99,76	77,4
H	3,36	2,63	1,33	0,44	0,24	—
O	2,58	1,61	1,96	—	—	1,2
N	0,21	0,92				
S	0,79	—	—	—	—	—
Зола . . .	1,52	2,25	1,63	1,04	—	H_2O 3,5
Σ	99,90	100,00	100,00	99,77	100,00	98,2
Уд. вес . .	1,375	—	—	1,98	—	—

1. Торф, высушенный при 110° — Schluchsee, Шварцвальд (содержит 13,48% H_2O в невысушенном состоянии).
2. Торф — Thiergarten близ Dürrheim, Шварцвальд (содержит 16,37% H_2O в невысушенном состоянии).
3. Бурый уголь (лигнит) — Meissner, Гессен (содержит 10,30% H_2O в невысушенном состоянии).
4. Бурый уголь (землистый) — Dux в Чехии.
5. Бурый уголь (смолистый уголь) — Miesbach, Бавария.
6. Wealdenkohle (пламенный уголь) — Bentheim.
7. Уголь лейаса (спекающийся уголь) — Fünfkirchen, Банат (содержит 1,10% H_2O).
8. Каменный уголь — Duttweiler близ Saarbrücken (содержит 1,7 H_2O).
9. Каменный уголь — Gerhardflöz, Königsgrube, Верхняя Силезия (содержит 4,15% H_2O при 110° С).
10. Каменный уголь — Zwickau в Саксонии.
11. Каменный уголь — Рудник Carl Georg Victor, Waldenburg, Нижняя Силезия.
12. Каменный уголь (жирный уголь) — Chaptalschacht, Creuzot, Франция (содержит 0,42 H_2O).
13. Уголь из нижнедевонского Taunusquarzit — водяные штольни в 1 *км* вверх по долине от Fasanerie близ Висбадена. Анализ дает состав угля, свободного от вещества золы.
14. Кольм — из кембрийских квасцевых сланцев западного Готланда, Швеция (содержит 4,85 H_2O).
15. Антрацит — Уэльс (содержит 2,00 H_2O при 110° С).
16. Антрацит — Пенсильвания.
17. Антрацит — Грушевка, Донецкий бассейн.
18. Шунгит — из Карельской АССР.
19. Графитоид из графитоидного кварцита из Olbersdorf в Рудных горах.
20. Углистое вещество из графитоидного гнейса—ж.-д. станция Waldkirch, Шварцвальд (остаток в 16,1% состоял из рутила).

Голландский торф с многочисленными волокнами растений был превращен под давлением в 6 000 атмосфер в черную блестящую и твердую глыбу, похожую на каменный уголь и с такой же листоватой текстурой. Органическая структура совершенно исчезла, и куски этого спрессованного торфа так же спекались, как каменный уголь. В сильно складчатой части восточной Пенсильвании флёцы каменного угля состоят из антрацита, а в западной — при менее нарушенном залегании — из битуминозного каменного угля.

[Насчет происхождения углей см. М. Д. Залесский — Естественная история одного угля, «Труды Геол. комитета», № 139 за 1915 г.; того же автора — Очерк по вопросу об образовании угля, изд. Геол. комитета, Петроград, 1914, и Угли и основания классификации их по строению и генезису, «Известия Теплотехнич. института», № 10 (23). Недавно по тому же вопросу вышла в издании Всехимпрома (Л., 1930) монография Г. Л. Стадникова — Происхождение углей и нефти.]

Часть III

Метаморфические горные породы

Метаморфизм горных пород

§ 374. Если породы подвергаются изменению физико-химических соотношений (температура, давление или оба эти фактора вместе), действовавших при их возникновении, то входящие в состав этих горных пород компоненты не остаются более в равновесии и испытывают поэтому превращения, совершающиеся в твердом или почти твердом аггрегатном состоянии и известные под названием *метаморфизма*. Метаморфизм отвечает тенденции приспособления к новым, изменившимся, условиям существования или стремлению к установлению нового равновесия в системе. [1] Подобного рода изменения в небольших масштабах происходят при охлаждении изверженных пород, остывающих при высоких температурах; сюда, напр., относятся образования α-кварца из β-кварца и ромбического лейцита из его кубической модификации. Кроме того можно указать на геотермический метаморфизм каменных солей и сопровождающих их пород (образование твердых солей и т. п.). В рассматриваемом здесь метаморфизме в этот процесс втянута более или менее вся порода. При этом разнообразие превращений, которые испытывает подлежащая метаморфизму порода, будет зависеть как от природы действующих факторов, так и от ее состава, структуры и текстуры. Во многих случаях такое превращение ограничивается исключительно перекристаллизацией, без существенного изменения материи, в других же эта перекристаллизация нарушается и видоизменяется привносом материи извне. По природе важнейших действующих факторов различают: *контактовый метаморфизм* и *динамометаморфизм*.

Контактовый метаморфизм и контактово-метаморфические породы

§ 375. Контактовый метаморфизм, как это видно из самого наименования, обусловлен соприкосновением двух пород, из которых одна, всегда более молодая, вызывает превращения, другая же, более древняя, эти превращения испытывает. Первая всегда является изверженной породой, прорывающей в расплавленном состоянии последнюю и вызывающей явления метаморфизма главным образом своей высокой температурой. Вторая порода может быть как изверженной, так и осадочной или же кри-

[1] О сущности метаморфизма ср. P. Niggli. Die physikalisch-chemische Bedeutung der Gesteinsmetamorphose. Ber. d. mat.-phys. Klasse Sächs. Gesellsch. d. Wiss. Bd. 67, Leipzig, 1915, S. 223.

сталлическим сланцем. Совершенно очевидно, что сам метаморфизм, его вид и интенсивность, могут очень сильно зависеть еще от той глубины, на которой эти процессы происходят, и около излившихся пород он совершенно иной, чем около интрузивных. Но и около этих последних пород все происходящие при этом явления, — как сила прогревания боковых пород магмой, скорость следующего за этим прогреванием падения температуры, сила, с которой выделяющиеся из магмы пары внедряются в боковую породу, воздействие на нее этих паров, равно как и другие обстоятельства, — несомненно зависят от того глубинного горизонта, на котором они имеют место. В то время нак на умеренных глубинах перекристаллизация происходит обычно с сохранением химического состава и при более или менее резко намечающейся плоскости контакта, на больших глубинах часто имеет место изменение материи или даже сплавление обеих пород; последние переходят при этом постепенно, без всяких резких границ, друг в друга и связаны между собою зоной так называемых смешанных пород.

[Надо иметь всегда в виду, что интенсивность метаморфизма зависит прежде всего от *количества* внедряющейся магмы и большого или меньшего *богатства* ее флюидами, производящими при посредстве повышенной температуры *главную работу* всех превращений].

Точно так же нередко изменяющаяся изверженная порода обнаруживает на контакте иные, чем в основной своей массе, свойства как в смысле своего состава, так и в смысле структуры или текстуры; здесь она отвердевает в других условиях, чем вдали от контакта. Сюда относится, как уже и раньше было отмечено, появление, напр., в глубинных породах краевой фации основного или кислого состава, порфировой или тонкозернистой аплитовой структуры и параллельной текстуры; кроме того сюда же можно причислить изменения в составе материи, вызванные ассимиляцией (поглощением) боковых пород. Подобного рода уклонения от нормальных соотношений можно обозначить термином *эндоморфные* контактовые воздействия (в противоположность *экзоморфным*). Они не относятся к понятию метаморфизма.

Контактовый метаморфизм в излившихся породах

§ 376. Воздействия, производимые излившимися породами на боковые породы, всегда очень незначительны и прослеживаются на небольшие расстояния, достигающие в лучших случаях нескольких метров. Они ограничиваются чистыми температурными воздействиями (*термальный метаморфизм*), выражающимися в спекании, расплавлении и остеклования пород, и только подчиненным образом с ними связаны новые минеральные образования. Природа излившихся пород не играет при метаморфизме никакой роли; имеет значение только природа боковых пород. Осадочные породы, образовавшиеся при низких температурах, естественно изменяются сильнее всего.

Наиболее хорошо известны температурные воздействия, производимые базальтами. *Песчаники* приобретают в контакте столбчатую отдельность и пронизываются неравномерными, лишенными четких контуров отпрысками базальтовой магмы. Зерна кварца под влиянием высокой температуры растрескиваются и расщепляются, цемент расплавляется, и возникают новообразования кордиерита (в большинстве случаев в изящных тройниках), шпинели, тридимита, кристобалита, микролиты пироксена или реже иголочки силлиманита. Подобные полуостеклованные песчаники называются *бухитами*. Местонахождения их известны в Wildenstein у Büdingen в Верхнем Гессене, на Голубой вершине у Eschweg и у Ötzberg в Дармштадте.

Глинистые породы обычно превращаются в плотные с занозистым изломом массы роговикового или фарфоровидного облика и обычно жемчужно-серого или лавандово-голубого цвета (*фарфоровидная яшма*).

Обыкновенные плотные *известняки* иногда перекристаллизируются, мраморизуются, на незначительное расстояние от контакта в результате собирательной кристаллизации. Такое же увеличение зерна можно вызвать экспериментальным путем без предварительного плавления массы известняка сильным его нагреванием под давлением в атмосфере углекислоты; давление необходимо для предупреждения диссоциации [$CaCO_3 \rightleftarrows CO_2 + CaO$].

Железный шпат из рудника Alte Bircke в Sigenerland превращен в черную пыль, состоящую существенно из магнитного железняка. Каменная соль при подобных обстоятельствах, как это наблюдается у Salzungen, необычайно обогащается включениями углекислоты, находящейся под высоким давлением и освобождающейся с шумом при растворении такой соли. У Meissner в Гессене из бурого угля с содержанием C в 59,92% и удельным весом в 1,201 в контакте с перекрывающим его базальтовым покровом возник антрацитоподобный с металлическим блеском и раковинчатым изломом уголь с 80,40% C и удельным весом 1,412.

Очень интенсивны и разнообразны изменения чуждых включений, захваченных отчасти уже на больших глубинах и окутанных со всех сторон магмой. Глыбы красного лежня в нефелиновом базальте Rossberg у Дармштадта превращены в чистую стекловатую массу. В гранитных и гнейсовых включениях биотит часто полностью расплавлен, полевой шпат только частью и с новообразованиями шпинели, а зерна кварца под влиянием жара растрескались, также расплавились в краях и окаймлены вещом радиально расположенных иголочек пироксена. С другой стороны, известняки переходят, как и при контактах интрузивных пород, в известково-силикатные породы; так, напр., в фонолитах Кайзерштуля известковые включения перешли в волластонитовые или гранатовые породы. Широко известны по своему богатству минералами выбросы Соммы, происшедшие из включений известняков.

Контактовый метаморфизм глубинных пород

§ 377. Контактовые воздействия, производимые глубинными породами, значительно более интенсивны и значительны по объему, чем у излившихся пород; их можно проследить нередко на протяжении нескольких километров. Метаморфизованные породы покрывают глубинные породы, как бы плащом, *контактовой зоной* или *контактовой областью*. Внутри этой зоны сила метаморфизма меняется пропорционально удалению от плоскости контакта.

Здесь можно различать два случая:

а) метаморфизм происходит без существенного изменения материи (так называемый *нормальный контактовый метаморфизм*);

б) с метаморфизмом связаны и химические изменения, зависящие от привноса материи со стороны магмы глубинных пород (*инъекционный метаморфизм*).

[Лучше, по-моему, было бы сказать *контактово-метасоматический метаморфизм*, так как прилагательное «инъекционный» может вызывать представление об инъекции *самой магмы*, а не флюидов ее, как это вероятно имеет место в большинстве случаев.]

Нормальный контактовый метаморфизм в полном своем развитии выражается в перекристаллизации с образованием новых минералов и новой структуры. Действующими факторами являются при этом: сильное нагревание, повышенное давление и пропитывание газами и парами, в особенности насыщенность водяным паром, вдавленным во все поры и пустотки породы. Эта насыщенность при высокой температуре способствует молекулярной подвижности и помогает установлению нового равновесия. Вполне естественно, что очень большое влияние на протекание и интенсивность превращения оказывает минералогический и химический состав, точно так же как и пористость подвергающейся метаморфизму породы, тогда как природа глубинной породы, возможно, не играет какой-либо существенной роли. Вероятно, кислые магмы вследствие большого количества содержащихся в них агентов-минерализаторов воздействуют более интенсивно, чем магмы основного характера.

§ 378. В глинистых сланцах, как это можно наблюдать в контактовой зоне в Barr — Andlau в Эльзасе (рис. 86 показывает часть контакто-

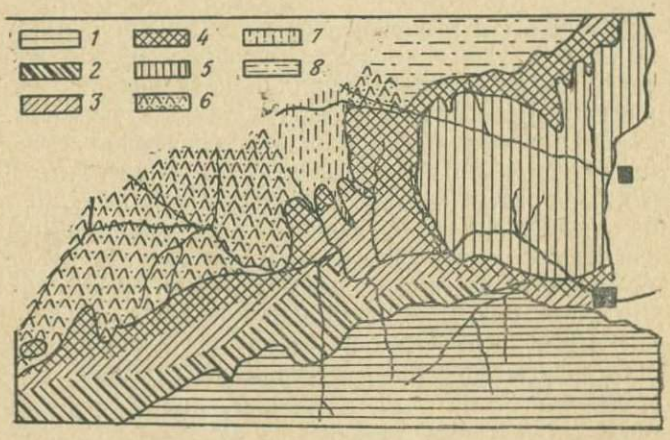


Рис. 86. Контактовая зона Барр-Андлау в 1 : 120 000. *1*—вейлерские сланцы, *2*—штейгерские сланцы, *3* — штейгерские узловатые сланцы, *4*—роговики из штейгерских сланцев, *5* — гранитит, *6* — амфибол-содержащий гранитит, *7* — гранофир, *8* — вогезский песчаник.

вой области), процессы преобразования начинаются с местного скопления преимущественно углистых пигментов в виде небольших округленных пятен, узелков или снопоподобных форм, кажущихся значительно более темными, чем основная сланцевая масса. В других случаях эти пятна приобретают гексагональные или прямоугольные очертания, и при помощи микроскопа можно определить, что здесь мы имеем дело не со скоплениями пигмента, а с псевдоморфозами по новообразованиям кордиерита. Подобные породы называются *пятнистыми сланцами*, *узловатыми сланцами*, также *плодовыми* (Frucht-) и *колосовыми сланцами* (Garbenschiefer). С приближением к контактовой зоне эти узелки увеличиваются как в количестве, так и в размере, в то время как сама сланцевая масса приобретает кристаллически-зернистую структуру, часто сопровождае-

мую исчезновением слоистости. Постепенно можно явно различать пластинки слюды, отчасти зернышки кварца в общей сланцевой массе, и все сложение породы приближается к слюдяным сланцам (узловатый, пятнистый слюдяной слнец). На этой стадии метаморфизма узелки стремятся снова все более и более отойти на второй план; их границы по отношению к сланцевой массе стираются, и получается представление, что они как бы ресорбируются. С дальнейшим приближением к контакту узелки исчезают совершенно, и сланец все более и более отчетливо переходит в кристаллически-зернистую породу. Слоистая текстура при этом или может сохраняться — в таких случаях получается *слоистый роговик*, — или исчезает совершенно, и мы имеем дело с *роговиками*; в последнем случае породы часто приобретают макроскопическое сходство с керсантитами. Таким образом в наиболее полно развитой контактовой области мы можем различать три зоны: зону узловатых или пятнистых сланцев, зону узловатых слюдяных сланцев и зону роговиков, причем эта последняя находится в непосредственном соседстве с плоскостью контакта. Все они не отграничены резко друг от друга, а связаны между собой взаимными переходами. Однако надо отметить, что границы роговиков с теми же глубинными породами, наоборот, обычно выражаются достаточно резко, как это видно, напр., в том же Barr-Andlau.

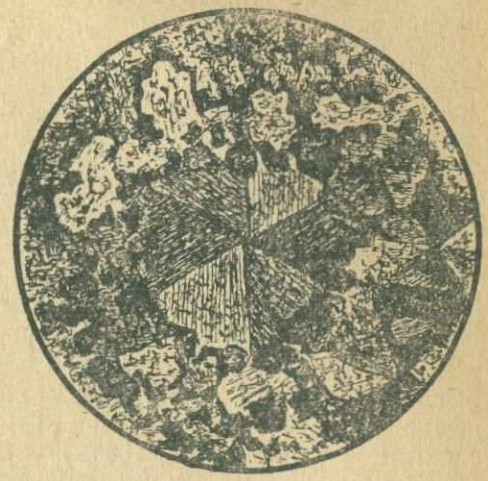


Рис. 87. Кордиеритовый роговик, Пульсниц, Саксония. Увелич. 15 : 1. Николи +.



Рис. 88. Андалузитовый роговик. Мильтиц у Мейссена. Увелич. 15 : 1.

Глинистые сланцы и близко к ним стоящие филлиты состоят, согласно § 366, в существенной своей части из кварца, бесцветной слюды или очень редко каолина, часто также из обломков полевых шпатов, отчасти рудных минералов, хлорита и органического вещества углистого состава и содержат кроме того небольшие иголочки рутила и столбики турмалина. В начальных стадиях концентрации пигмента пятнышки и узелки обладают тем же составом минералов, что и сланцевая масса (*узловатый глинистый сланец*). По мере дальнейшей перекристаллизации количество хлорита и рутила уменьшается вплоть до полного исчезновения; вместо очень тонкозернистого аггрегата бесцветной слюды и кварца образуются грубозернистые

аггрегаты кварца и мусковита, к которым присоединяется своеобразный шоколадно-бурый биотит в виде закругленных или зубчатых листочков (*пятнистый слюдяной сланец*); этот биотит вбирает титановую кислоту породы. Если затем узелки (равно как и сама порода) все более и более развиваются в кристаллическом своем сложении, то контуры этих узелков в общей массе породы становятся все менее заметными и постепенно совершенно исчезают. Они однако часто сохраняются и в области типичных роговиков (узловатые роговики).

С исчезновением сланцевой текстуры, т. е. в типичных роговиках, наблюдаются: массивное сложение, темная синевато-серая, синевато-черная или черно-бурая окраска и обычно мягкий блеск, обусловленный присутствием листочков биотита. Минералогический состав этих роговиков аналогичен составу пятнистых слюдяных сланцев; очень часто к ним присоединяются еще и полевой шпат (ортоклаз и альбит), кордиерит, андалузит, гранат, ставролит, шпинель и корунд. Из них в кордиерите, андалузите и гранате наиболее часто развиваются углистые пигменты в виде лепесточков графита. Вместо темных узелков или наряду с ними, во внешних частях контактовой зоны изредка находятся (особенно в богатых углистым веществом сланцах) хиастолит или его псевдоморфозы. Подобные хиастолитовые сланцы выступают у Gefree в Сосновых горах, в Truttenhausen у Barr, в Бретани, в окрестностях Осло и в других местах.

Не всегда однако наблюдаются в полном развитии все описанные выше полосы в зоне контактового метаморфизма; часто некоторые члены этого ряда выпадают. Так, напр., имеются контактовые зоны, в которых совершенно отсутствует образование узелков; в этих зонах из нормальных сланцев непосредственно развиваются роговики (окрестности Осло). Сохранность ископаемых окаменелостей наблюдается только во внешних частях контактовой зоны или при неполной перекристаллизации, так что в одном и том же штуфе породы можно наблюдать хиастолит рядом с граптолитами (в Осло) или с брахиоподами и трилобитами (Бретань и Португалия).

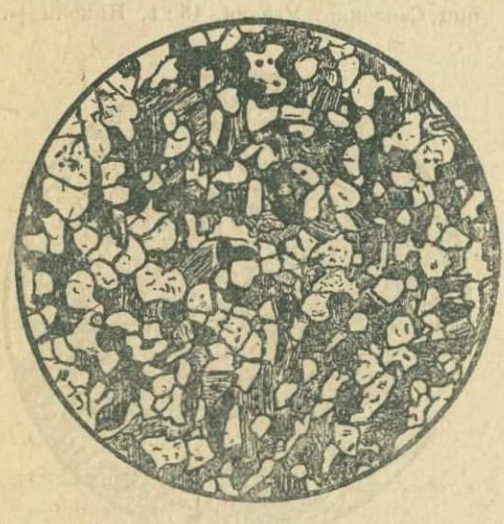


Рис. 89. Кварцевобиотитовый роговик. Пульсниц, Саксония. Увелич. 30 : 1.

§ 379. Наиболее характерным для структуры роговиковых пород при всем их разнообразии является то обстоятельство, что, за исключением андалузита, граната и отчасти кордиерита, в них не бывает никаких идиоморфных составных частей. Все существенные составные части, как-то: кварц, полевой шпат, мусковит, биотит, часто также кордиерит и андалузит, обнаруживают под микроскопом закругленные, нередко полигональные очертания с бросающейся в глаза прямолинейностью контуров.

Эта структура называется *роговиковой* (Hornfels), *торцовой* (Pflaster) или *сотовой* (Bienenwaben) (рис. 89). При этом можно наблюдать, что каждый минерал, входящий в состав породы, ситовидно пронизан сам и в свою очередь заключает зерна каждого другого минерала (рис. 88). Очевидно перекристаллизация произошла в твердом или слабо-

пластичном состоянии. При таком, так сказать, увлажнении, связанном с высокой температурой, приводятся в состояние растворения пригодности для реакций только минимальные количества породы. При полной перекристаллизации новообразование всех составных частей происходит во всяком случае почти одновременно, чем и объясняются как взаимные включения, так и невозможность установить последовательность выделения. Частые хорошо выраженные кристаллографические формы вышеупоименованных минералов следует отнести за счет их сильной способности к кристаллизации.

[Должен отметить, что еще в студенческие годы я никак не мог понять, каким образом перекристаллизация роговиков, при их часто сложном составе, может происходить при *одновременной* кристаллизации всех составных частей породы. Мне и до сих пор остается непонятной такого рода аргументация многих очень видных петрологов, и особенно это относится к концепции некоторых — правда, в настоящее время немногих — петрологов, стоящих на точке зрения возможности динамометаморфического происхождения кристаллических сланцев. Для сторонников этой концепции при перекристаллизации огромных иногда масс горных пород представляется достаточной только та «горная влажность», которая пропитывает породы. Однако, даже для случая контактных роговиков, о которых идет сейчас речь, при огромных иногда количествах флюидов и растворов, выделяющихся из магмы (ср. со сказанным в примечании к § 350), одновременность кристаллизации остается совершенно непонятной.

В самом деле, если это так, то отсюда необходимо следует, что существует в таких случаях какой-то *особый* растворитель (о плавлении нет ведь и речи), непонятный уж по одному тому, что он должен *одновременно* или почти одновременно растворять (или вступать в обменное разложение) все — *самые различные* — составные части контактируемой породы. Приведенная в тексте оговорка о «минимальности» вовлекаемых в раствор и реакции количеств метаморфизуемой породы также непонятно связывается с представлением об одновременности или почти одновременности (в оригинале «sehr nahezu gleichzeitig») перекристаллизации: если эти количества действительно минимальны, то весь процесс перекристаллизации является интегрированием этих минимальных количеств — интегрированием, дающим *иногда огромные* и *всегда конечные*, а не бесконечно малые, количества роговиков; но в таком случае время перекристаллизации должно быть, выражаясь языком текста, максимально протяженным, и следовательно о какой-либо одновременности не может быть и речи.

С другой стороны, имеются совершенно несомненные факты, указывающие, что образование некоторых составных частей роговиков происходило друг за другом. Выше Розенбушем оттенялось, что в роговиках наблюдаются псевдоморфозы по кордиериту. Это несомненно — с математической доказательностью — показывает, что *сначала* в роговике образовался кордиерит (что минерал этот высокотемпературный, указывает — см. выше при порфиролитах — не очень уж редкое его новообразование в стекловатых лавах), а *затем* минералы, его заместившие и выполняющие теперь псевдоморфозы. То же иногда наблюдается и с андалузитом, явно замещаемым или замещенным смесью биотита и мусковита, а также и другими минералами.

Вторым несомненным — опять петрографическим — доказательством разновременности образования составных частей роговиков является наблюдаемая иногда зональность плагиоклазов (то же относится, понятно, и к кристаллическим сланцам), которая была бы совершенно невозможна, если бы плагиоклазы образовывались одновременно (на это недавно обратил также внимание финский петролог Эскола — Pentti Eskola).

Наконец, еще одно — петрологическое уже — соображение. Розенбуш прекрасно оттеняет, как происходит смена зон в контактовой области *в пространстве*. Если даже не обращать внимания на способ изложения — постепенное стирание различия между пятнами, узлами и главной массой роговиков и т. п., — то едва ли можно обойтись без утверждения (или по крайней мере весьма вероятного предположения), что такая же смена в строении и составе имела место и *во времени*: ведь эта смена налицо — в миниатюре — в вышеприведенных псевдоморфозах.

Если теперь задать вопрос, почему же, несмотря на защищаемую мною разновременность образования компонентов роговиков (и, конечно, кристаллических

сланцев), характерной для них является роговиковая, т. е. паналлотриоморфная структура, то можно ответить, что перекристаллизация и преобразование контактируемых пород *происходят — как этого никто не отрицает — в твердом или полутвердом состоянии*. В таком случае, само собою понятно, структура должна отличаться от таковой же в породах, остывших из огненно-жидкого состояния.

В том случае, когда интрузия глубинной породы связана с сильными тектоническими движениями, контактовый метаморфизм происходит под воздействием одностороннего горообразовательного давления (штресс). Контактовые породы, образовавшиеся при подобного рода обстоятельствах, отличаются как по минералогическому составу, так и по своему сложению от нормальных роговиков и приобретают характер кристаллических сланцев. В восточном Трансваале описана контактовая зона, в которой переход от роговиков в подобного рода породы прослежен шаг за шагом. Первые находятся там, где преобладает ненарушенное залегание, вторые наблюдаются в местах сильных поднятий и складчатости.

§ 380. Химические исследования нормальной сланцево-контактной зоны показывают (анализы 1 — 12), что за исключением уменьшения содержания воды и углистого вещества не происходит вещественного изменения пород и что процесс метаморфизма заключается в одном только молекулярном преобразовании; колебания в количестве некоторых составных частей имеются уже в неизмененной породе (органическое вещество в анализе не определялось).

§ 381. Очень хорошо известен по работам Гольдшмидта нормальный контактовый метаморфизм, которому подверглись кембрийские и силурийские осадочные породы в районе Осло. Автор пришел в своих исследованиях к очень любопытным общим выводам. Исходя из мощности ранее существовавшего покрова, размытого в настоящее время эрозионными процессами, он подсчитал, что метаморфизм в этом районе происходил под постоянным давлением в 420 *кг* на 1 *кв. см*, или в среднем в 400 атмосфер. Температура, существовавшая во время метаморфизма во внутренних частях контактовой зоны, определяется — на основании образования и условий существования определенных контактовых минералов — приблизительно в 1000 — 1200°. Что при этом не происходило никакого расплавления изменяемых пород, доказывается как фактом нахождения остатков ископаемых очень хорошей сохранности, так и тем обстоятельством, что в глыбах роговиков, обволакиваемых со всех сторон изверженной породой, можно еще очень легко распознавать первоначальную слоистость или различное расположение разнообразного материала. Далее можно также достаточно твердо установить, что характерные для роговиков минералы образовались еще *до полного затвердения* глубинной породы, и во многих случаях можно с уверенностью говорить о том, что они выделялись даже *до начала* процессов затвердевания.

Для роговиков ряда глинистый сланец — мергелистый сланец — мергелистый известняк Гольдшмидт предложил классификацию на основании их минералогического состава. Исходя из правила фаз Гиббса и закона двойных солей Ван't Гоффа, а также из предположения, что перекристаллизация приводит к образованию совершенно устойчивого состояния, т. е. к равновесию, он сделал вывод, что при вышеописанных физических условиях и заданном взаимоотношении исходных материалов могут произойти только определенные контактовые минералы, другие же заведомо исключаются. Следующая схема дает сводку различных воз-

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	57,32	57,42	57,36	59,98	63,87	57,99
TiO_2	сл.	0,12	—	сл.	сл.	сл.
Al_2O_3	25,27	27,32	22,81	24,84	22,12	25,33
Fe_2O_3	6,43	8,16	9,31	5,54	7,28	6,79
FeO	1,31	0,79	—	0,49	1,08	1,57
MnO	0,22	сл.	0,22	0,31	сл.	0,38
MgO	0,66	0,89	0,15	1,36	0,06	1,14
CaO	1,05	0,66	0,17	0,73	0,09	0,91
Na_2O	2,17	сл.	1,45	2,43	0,97	1,58
K_2O	2,58	3,26	4,61	1,75	1,63	1,62
H_2O	3,77	2,77	5,32	4,06	3,51	3,45
Σ	100,78	101,39	101,40	101,49	100,61	100,76
Уд. вес	2,790	2,812	—	2,760	2,828	2,821

	7	8	9	10	11	12
SiO_2	60,20	56,68	58,81	54,11	58,27	60,30
TiO_2	сл.	сл.	сл.	сл.	0,19	—
Al_2O_3	27,09	27,90	24,38	30,77	25,37	22,77
Fe_2O_3	3,38	6,37	7,38	3,50	5,38	6,40
FeO	2,22	0,29	0,49	6,01	5,14	2,17
MnO	сл.	сл.	0,20	сл.	сл.	сл.
MgO	0,65	1,07	1,70	1,18	2,59	1,56
CaO	0,95	0,71	0,89	1,51	0,82	0,55
Na_2O	0,47	0,82	0,98	1,21	сл.	2,44
K_2O	1,24	3,76	2,50	0,87	сл.	3,00
H_2O	4,40	2,70	2,17	1,45	1,99	1,36
Σ	100,60	100,30	99,50	100,61	99,75	100,55
Уд. вес	2,831	2,850	2,820	2,773	2,823	2,726

1. Неизмененный глинистый сланец (Steiger Schiefer) — Nördlicher Gebirgsabgang oberhalb Steige, Weilertal, Нижний Эльзас.
2. Неизмененный глинистый сланец (Steiger Schiefer) — Lienschbachtal unterhalb Hohwald, Нижний Эльзас.
3. Неизмененный глинистый сланец (Steiger Schiefer) — Dudenbachtal между Hohwald и Andlau, Нижний Эльзас.
4. Неизмененный глинистый сланец (Steiger Schiefer) — дорога между Haut-de-Steige и гребнем гор, Нижний Эльзас.
5. Пятнистый глинистый сланец в штейгерских сланцах — Buckel между Dudenbachtal и Hasselbachtal выше Andlau, Нижний Эльзас.
6. Пятнистый глинистый сланец в штейгерских сланцах Lienschbachtal близ Hohwald, Нижний Эльзас.
7. Пятнистый слюдяной сланец — Andlautal, Нижний Эльзас.
8. Пятнистый слюдяной сланец при переходе в андалузитовый роговик — Fischbachtal у Andlau, Нижний Эльзас.
9. Андалузитовый роговик — восточная часть подошвы Kienberg между Hohwald и Barr, Нижний Эльзас.
10. Андалузитовый роговик — развалины Landsberg у Barr, Нижний Эльзас.
11. Андалузитовый роговик, несвежий — Дорога на Heiligensteiner под Männelstein у Barr, Нижний Эльзас.
12. Андалузитовый роговик — Andlau, Нижний Эльзас.

можных комбинаций минералов (причем кварц и ортоклаз, которые могут находиться во всех случаях, для сокращения опущены). Ряд начинается с почти лишенного извести глинистого сланца; вниз по схеме (см. стр. 550) содержание извести постепенно увеличивается.

Из этой схемы видно, напр., что андалузит и диопсид, равно как андалузит и гроссуляр, в роговиках взаимно исключаются, диопсид же и

гроссуляр—нет. Если в глинистом сланце содержания SiO_2 недостаточно для образования андалузита и кордиерита, возникают корунд- и шпинельсодержащие роговики, как это, напр., известно в районе Гарца, из области Adamello и из окрестностей Klausena в Тироле. Они всегда лишены кварца. Приведенная номенклатура должна подчеркивать характерные составные части, как, напр., андалузито-кордиеритовый роговик, плагиоклазо-кордиеритовый роговик и т. д.

1. Андалузит, кордиерит, альбит, биотит.
2. Андалузит, кордиерит, плагиоклаз, биотит.
3. — кордиерит, плагиоклаз, биотит.
4. — кордиерит, плагиоклаз, биотит, гиперстен.
5. — — плагиоклаз, биотит, гиперстен.
6. — — плагиоклаз, биотит, гиперстен, диопсид.
7. — — плагиоклаз, биотит — диопсид.
8. — — плагиоклаз, — — диопсид.
9. — — плагиоклаз, — — диопсид, гроссуляр.
10. — — — — — { диопсид, гроссуляр, волластонит. / диопсид, гроссуляр, везувиан. / диопсид, гроссуляр, волластонит, везувиан.

Нормальные сланцево-контактовые зоны очень многочисленны и хорошо известны, как напр., около гранита в Вогезах, Оденвальде, Гарце, Сосновых горах, Саксонии, около щелочного сиенита и эссексита в области Осло, около элеолитового сиенита в южной Португалии, габбро в Гарце и т. д.

§ 382. По исследованиям французских петрографов (Мишель Леви, Лякруа, Барруа и др.) контактовые соотношения между глинистыми сланцами и гранитами в Пиренеях, в Бретани и других местах Франции сильно отличаются от нормального контактового метаморфизма. Еще на значительном отдалении от гранитного массива измененные осадочные породы, напоминающие слюдяные сланцы, начинают постепенно обогащаться полевым шпатом (существенно калиевым), количество которого по мере приближения к гранитам постепенно увеличивается. На первых стадиях такого обогащения полевым шпатом этот последний в форме зерен образует равномерную составную часть роговика. С дальнейшим приближением к гранитам он выделяется очковидно в виде единичных более крупных индивидов либо вместе с кварцем или без него, прожилки располагаются то согласно с плоскостями сланцеватости роговика, то частично в направлениях к ней перпендикулярных. С другой стороны, и сам гранит приобретает с приближением к роговикам параллельную или жилковатую текстуру, а затем и гнейсовидный облик. Темные полосы и прослойки в таком граните с уверенностью определяются как измененные части глинистых сланцев. При этом резкой границы между изверженными и осадочными породами обычно не наблюдается — они переходят друг в друга в зоне гнейсовидных пород. Для объяснения этого явления принимается во внимание два обстоятельства: 1) обогащение полевым шпатом («фельдшпатизация») сводится к *имбибиции*, т. е. к пропитыванию веществами, исходившими из магмы изверженных пород; фиксацией этих веществ и вызывалось — или по крайней мере могло быть вызвано —

образование полевых шпатов; 2) ближе к контакту происходят явления *инъекции* самой гранитной магмы. Очень горячая и весьма жидкая, насыщенная агентами-минерализаторами магма проникает по швам и между слоями сланца. Это явление становится возможным или облегчается путем механического разрыхления и расщепления сланца и вследствие его частичного расплавления или растворения. Подобным образом образуется породы, представляющие «кажущиеся» переходы между гранитом и роговиком; в некоторых случаях они приобретают облик адергнейсов, полосатых гнейсов или слоистых гнейсов. Само явление определяется термином *инъекционный метаморфизм*.

§ 383. Очень похожие соотношения мог установить Гольдшмидт в районе Stawanger (юго-западная Норвегия). Здесь развиты филлитоподобные сланцы кембро-силурийского возраста, существенно состоящие из кварца, мусковита, хлорита и подвергшиеся метаморфизму со стороны кислых глубинных пород (гранитов и кварцевых диоритов). Уже на расстоянии 1 — 4 *км* от изверженных пород можно наблюдать первые контактовые изменения: в сланцах появляются небольшие узелки, состоящие из граната, отчасти в виде округленных зерен, отчасти в виде кристаллов (кварцево-мусковитово-хлоритово-гранатовый сланец). Приблизительно на расстоянии 0,2 — 2 *км* от контакта мусковит частично замещается биотитом, величина зерен растет, и порода напоминает гранатово-слюдяной сланец. Одновременно с этим развиваются новообразования альбита, и происходит обогащение породы этим минералом. Этот полевой шпат находится сначала в основной массе породы, но затем он становится и макроскопически распознаваемым в виде зерен, диаметр которых равняется на первых стадиях 1 — 2 *мм*, а затем достигает и 4 *мм*. Одновременно же с этим, на данной стадии метаморфизма, вместе с гранатом образуется немного роговой обманки и клиноцоизита. С дальнейшим приближением к контакту рядом с альбитом появляется микропертит; полевые шпаты часто образуют в таких случаях «очки» или же скопляются в короткие линзы или полосы. Эти породы напоминают гнейсовые слюдяные сланцы. Наконец, внутренняя контактовая зона состоит из «инъекционных гнейсов», которые по своей текстуре могут быть названы очковыми, струйчатыми гнейсами, адергнейсами или слоистыми гнейсами. Гольдшмидт аналогично французским петрографам пришел к выводу, что метаморфизм, сильно отличающийся от нормального, на первых стадиях своего развития происходит при непосредственном воздействии (имбибиции и инъекции) выделяющегося из магмы материала. При образовании инъекционных гнейсов наблюдается механическое прибавление интрузивного материала, проникновение магмы в сланцевую массу. Привнос материала на различных стадиях метаморфизма иллюстрируется анализами 1 — 7.

Несомненно существует увеличивающийся с приближением к контакту привнос SiO_2 и Na_2O (а может быть и CaO) и сильное, очень равномерное уменьшение содержания воды. Все остальные изменения в составе материи Гольдшмидт рассматривает как относительные или вытекающие из колебаний в составе первоначального сланцевого материала. Сообразно этому инъицирующие растворы обладали свободным щелочным силикатом, имевшим возможность вступить во взаимодействие с избытком глинозема неизмененных глинистых сланцев и вызвать фельдшпатизацию породы. Явления подобного рода метаморфизма, связанного с ин-

екциями, описаны точно так же в различных частях Норвегии, северной Швеции и Финляндии.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	58,32	57,29	60,62	62,10	64,35	64,70	66,52
TiO_2	0,98	0,97	0,80	0,81	0,70	0,59	0,55
Al_2O_3	20,00	20,60	18,50	16,27	16,54	15,45	14,86
Fe_2O_3	2,01	2,40	1,32	1,44	2,24	1,36	1,92
FeO	4,98	5,48	5,65	5,78	3,92	4,18	3,96
MnO	0,22	0,41	0,07	0,35	0,14	0,05	0,09
MgO	1,85	1,76	2,42	2,19	2,04	1,48	0,67
CaO	0,66	0,37	1,66	2,07	2,04	2,·2	1,82
BaO	0,10	0,10	—	0,07	0,11	0.10	—
Na_2O	1,26	1,40	1,81	2,28	2,00	3,09	3,29
K_2O	4,49	4 30	4,02	3,16	3,82	3,46	5,42
P_2O_5	0,15	0,14	0,08	0,16	0,17	0,19	0,12
CO_2	0,43	0,05	—	0,52	0,13	0,85	сл.
S	0,06	0,11	0,05	0,04	—	0,05	0,02
H_2O^{-105}	0,05	0,05	0,17	0,16	0,12	0,15	0,20
H_2O^{+105}	4,05	4,00	2,92	2,25	1,73	1,82	0,95
Σ	110,02	100,24	100,09	100,05	100,05	100,44	100,39
Уд. вес	—	—	—	—	—	—	—

	8a	8b	9	10	11	12	13	14
SiO_2	32,88	50,20	50,00	50,83	48,54	48,31	45,09	58,20
TiO_2	0,49	0,75	0,82	1,10	0,48	2,18	2,20	1,45
Al_2O_3	9,04	13 80	18,84	18,64	6,94	13,30	11,66	12,07
Fe_2O_3	0,77	1,18	2,57	2,84	1,61	0,66	3,59	7,27
FeO	3,48	5,31	5,51	5,97	11,15	8,77	6,79	0,59
MnO	—	—	0,08	0,10	1,10	сл.	0,09	сл.
MgO	4,18	6,38	4,63	4,90	1,40	5,66	6,01	2,37
CaO	30,90	17,71	10,65	7,50	25,93	18,60	17,78	14,07
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—
Na_2O	1,17	1,79	4,46	4,22	0,94	1,28	1,09	0,85
K_2O	0,85	1,30	1,18	1,83	0,30	0,94	2,51	1,27
P_2O_5	—	—	—	—	сл.	сл.	0,37	0,12
CO_2	15,20	—	0,10	0,11	0,59	сл.	1,75	—
S	—	—	0,03	0,01	—	—	—	—
H_2O^{-105}	—	—	—	—	0,34	—	—	—
H_2O^{+105}	1,08	1,66	1,00	1,40	0,55 [1]	1,17	0,62	1,82
Σ	100,04	100,08	99,97	99,48	99,94	100,87	99,99	100,08
Уд. вес	—	—	—	—	3,112	3,109	3,055	3,024

1. Неизмененный кварцево-мусковитово-хлоритовый филлит, среднее из 18 проб — Stavanger — с 0,36 C, 0,02 Cr_2O_3, 0,03 V_2O_3.
2. Кварцево-мусковитово-хлоритово-гранатовый филлит, среднее из 8 проб — с 0,81 C.
3. Кварцево-мусковитово-биотитово-гранатовый филлит — Bru близ Stavanger — с 0,10 C.
4. Кварцево-мусковитово-биотитово-гранатовый сланец, коричневый; среднее из 6 проб.
5. Кварцево-мусковитово-биотитово-гранатовый слюдяной сланец, серый; среднее из 4 проб.
6. Сланец с крупными выделениями альбита, среднее из 6 проб.
7. Многослюдистый очковый гнейс — Bru близ Stavanger.
8 a. Амфиболит (контактово-метаморфизованный чистый известняк) — Maxwell's Crossing, Онтарио.
8 b. Из анализа 8 a, пересчитано после удаления $CaCO_3$.
9. Амфиболит, как и 8 a. Дальнейшая стадия превращения. C 0,10 Cl.

10. Амфиболит. Еще более сильно метаморфизован. C 0,03 Cl.
11. Известково-силикатовый роговик (состоящий из полевого шпата, пироксена, эпидота, диопира, титанита, ильменита небольшого количества кальцита) — Posto dei Cavoli, у Piero, Эльба — с 0,07 Cl.
12. Известково-силикатовый роговик — Friedrichsbrunner Forst Гарц.
13. Известково-силикатовый роговик Riefeubachtal, Гарц — с 0,33 органических веществ и 0,11 FeS_2.
14. Известково-силикатовый роговик Truttenhausen близ Варг, Нижний Эльзас.

[1] Потеря при прокаливании.

§ 384. *Метаморфизм, связанный с привносом материи*, был давно уже известен на контактах глинистых сланцев с внедряющимся в них диабазом. Он наблюдается то в висячем боку диабаза, то в лежачем, то на обоих вместе (рис. 90). Размеры контактовых зон очень ограничены, достигают только нескольких футов, максимально десятка метров, и не могут итти ни в какое сравнение с контактовыми зонами глубинных пород.

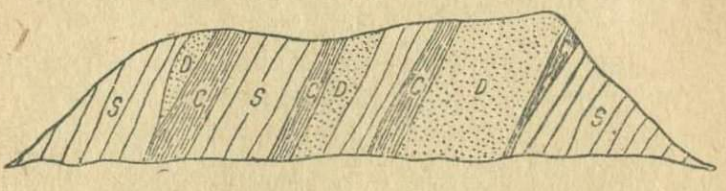


Рис. 90. Контакт диабаза с герцинским сланцем по Е. Кайзеру. Алльроде, Гарц. *S* — сланец, *D* — диабаз, *C* — контактовые породы.

Точно так же здесь редко можно наблюдать большие закономерности, аналогичные вышеописанным, и очень часто из полного ряда контактовых продуктов выпадают отдельные члены. По мере приближения к диабазам сланцы становятся несколько плотнее и глянцевитее; затем в них образуются пятна, вначале более разобщенные, а затем скучивающиеся; они имеют закругленную и эллиптическую форму и зеленую окраску; переходящую при разложении в коричневую; это так называемая стадия *спилозитов* (Цинкен). Пятна иногда группируются в ряды или полосы, образуя *десмозиты* (Цинкен). Спилозиты по своему внешнему облику напоминают узловатые глинистые сланцы в зоне контакта глубинных пород. Зеленые пятна в спилозитах и десмозитах Гарца являются, по Мюгге, пиритизированным кордиеритом с хорошо распознаваемыми тройниками и структурой песочных часов, а их коричневая окраска зависит от образования лимонита. Основная масса сланцев становится более кристаллически-зернистой, в ней появляются новообразования слюды, хлорита и даже альбита. Ближе к диабазам сланцы становятся плотными, роговиковообразными, приобретают раковинчатый и остроугольный излом и теряют в большей или меньшей степени свою сланцевую структуру. Окраска этих контактовых пород грязно-белая, светло-серая, редко темная с различной струйчатой, полосчатой окраской. Перед паяльной трубкой они плавятся, давая яркожелтую окраску пламени, чем и отличаются от схожих с ними кремнистых сланцев. При выветривании покрываются тончайшей матово-белой пленкой. Зовутся эти породы *адинолями* и состоят из весьма тонкозернистой массы с алло-

триморфным альбитом и кварцем, к которым в небольшом количестве присоединяются актинолит, эпидот, рутил, анатаз или лейкоксен. Согласно Мюгге некоторые адиноли Гарца представляют измененные кератофировые туфы с явно различимой пепловой структурой.

	1 a	1 b	1 c	2 a	2 b	2 c	3	4 a	4 b	4 c
SiO_2	69,27	73,74	75,25	54,02	55,06	72,63	76,30	60,28	57,77	74,16
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	0,69	0,92	0,37
Al_2O_3	13,12	14,81	11,80	21,22	19,75	15,81	14,68	22,61	19,35	11,85
Fe_2O_3	0,62	0,02	сл.	2,51	1,83	—	—	2,53	1,29	0,82
FeO	5,24	1,31	1,76	6,48	7,55	0,74	сл.	0,45	3,37	1,66
MnO	0,09	0,11	—	1,74	—	—	—	сл.	сл.	0,06
MgO	1,36	1,29	1,57	3,01	2,21	1,21	0,02	1,35	4,35	2,10
CaO	0,12	0,61	0,32	1,64	3,59	1,02	0,18	0,13	1,71	2,10
Na_2O	2,25	5,47	7,54	3,36	7,51	8,33	7,77	0,54	8,22	6,57
K_2O	4,31	1,51	0,61	3,71	0,84	0,75	0,53	5,73	0,22	0,15
H_2O	3,36	0,70	0,81	1,97	1,83	0,61	0,48	3,62	2,34	0,52
CO_2	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	0,09
FeS_2	0,62	0,84	0,49	—	—	—	P_2O_5	0,03	0,04	0,08
Орг. вещ.	сл.	сл.	—	сл.	сл.	—	—	0,97	—	0,18
Σ	100,40	100,41	100,15	99,66	100,17	101,10	99,96	99,57	99,76	100,76
Уд. вес	2,653	2,658	2,653	2,678	2,813	2,778	2,637	—	—	—

1 a. Мягкий темнокоричневый глинистый сланец, тонкоплойчатый, с очень незначительными белыми лепестками слюды в основной массе — Allrode, Гарц.
1 b. Твердая темнокоричневая порода с трещиноватым мелкораковистым изломом, в основной массе содержит многочисленные темные пятнышки — там же.
1 c. Очень твердая светлосерая роговикообразная порода с полураковистым изломом (адиноль) — там же.
2 a. Пятнистый сланец (спилозит) белой окраски с явной тонковолокнистой текстурой, с большими линзами конкреций — Heinrichsburg у Mägdesprung, Гарц.
2 b. Твердая, плотная, слоистая порода (десмозит) — там же.
2 c. Очень твердая, плотная светлосерая геллефлинтоподобная порода с раковистым изломом (адиноль) — там же.
3 . Исключительно твердая, плотная, беловатая флинтоподобная порода с плоско раковистым изломом (адиноль) — там же.
4 a. Нижнегуронский глинистый сланец — долина реки Michigamme, Верхний полуостров, Мичиган — с 0,04 BaO, следами SrO, 0,60 гигроскопической воды.
4 b. Спилозит — там же — с 0,18 гигроскопической воды, следами SrO.
4 c. Адиноль — там же — с 0,05 гигроскопической воды.

Анализы 1 a — 1 c, 2 a — 2 c, 4 a — 4 c показывают, что при этом метаморфизме происходят сильные химические изменения; несомненным является привнос SiO_2 и Na_2O. Одинаково с изменением около интрузивных пород и здесь происходит потеря воды и углистого вещества. Хорошие примеры явлений подобного рода можно найти в Гарце, Саарском и Мозельском округах, в северном Оденвальде, в Сосновых горах в Саксонском Vogtland, на Plateau Menez Homme у Бреста, в Мичигане и в других местах.

§ 385. При *пневматолитовом контактовом метаморфизме* в действие вступает выделяемый магмой летучий материал в особенности вещества, содержащие фтор, литий и бор, что приводит к новообразованиям в глинистых сланцах турмалина, топаза, флюорита, литиевой слюды и других минералов, имеющих в своем составе эти элементы. Такой метаморфизм связан обычно с нормальным контактовым метаморфизмом, но развитие его приурочено только к определенным местам, особенно вблизи трещин и разломов, позволяющих и облегчающих циркуляцию па-

ров. Очень интенсивно проявляются эти процессы в тех случаях, когда контакт вызывает брекчию трения, как напр., в альбани-гранитах в Нью-Гемпшире (рис. 91). Эти изменения всегда моложе, чем общий метаморфизм, так что нередко и периферические зоны затвердевших уже в большей своей части глубинных пород точно так же вовлекаются в эти процессы. Сюда относится образование шерловых пород в Auersberg у Eibenstock в Саксонии, образование топазов в Schneckenstein в Саксонском Vogtland, грейзенизация около оловяных рудных жил, превращение гранита у криолитовых месторождений около Iwigtut в Гренландии и т. д.

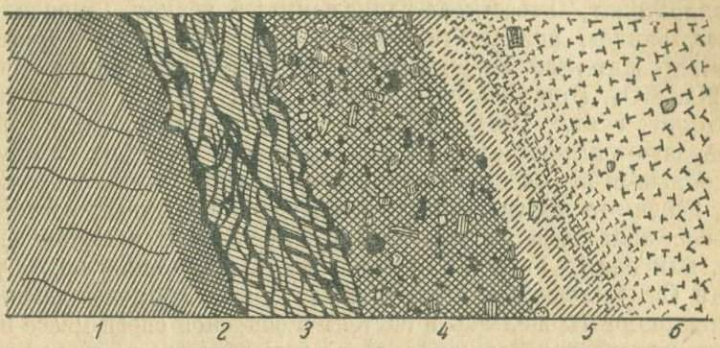


Рис. 91. Пнеуматолитовая контактовая зона у амфиболового гранитита Альбани, Нью-Гемпшир, США. *1* — глинистый сланец, *2* — сланцеватый роговик, *3* — турмалиновый роговик, *4* — брекчиевидная смесь гранитита и сланца, *5* — гранитпорфировые фации гранитита, *6* — нормальный гранит.

§ 386. *Карбонатовые породы*, в особенности известняки и доломиты, очень легко поддаются контактовому метаморфизму, причем этот последний происходит как с привносом материи, так и без него. Резко разграничить оба эти случая часто бывает невозможно, так как первоначальные взаимоотношения измененных пород очень редко устанавливаются с достаточной степенью вероятия. К метаморфизму без привноса вещества принадлежит мраморизация известняков, происшедшая вследствие собирательной кристаллизации, и отчасти изменение нечистых, в особенности кремнистых и мергелистых, известняков в известково-силикатовые роговики. В большом числе случаев происходит весьма далеко идущий привнос материи, связанный с обменом вещества в изменяемой породе. В отношении выделяемых из магмы паров и газов карбонатные породы действуют как поглотительный фильтр. Удаляемый при этом из породы CO_2 замещается SiO_2, а также TiO_2, Cl, F или B_2O_3, с одновременным метасоматическим замещением части кальция и магния другими металлами. Пример подобного далеко идущего химического изменения был приведен Эйдемсом из области Онтарио. Белые—очень чистые—зернистые известняки в древнейших отложениях в контакте с более молодыми гранитами превращены в породы, названные пироксеновыми гнейсами и амфиболитами. С новообразованием пироксена, амфибола, плагиоклаза, скаполита и титанита известковый шпат полностью исчезает. Анализы 8—10 на стр. 552 показывают подобного рода контактовые породы на

различных стадиях метаморфизма. В анализе 8a превращение является неполным, часть кальцита еще сохраняется (анализ 8b дает взаимоотношения после удаления последнего), в анализах 9 и 10 карбонат полностью удален. Согласно Эйдемсу следует предполагать привнос всех веществ, за исключением CaO. Заслуживает внимание тот факт, что анализы этих амфиболитов ничем не отличаются от аналогичных анализов некоторых габбро и основных диоритов. Подобный далеко идущий метаморфизм описан из США и Мексики.

Число вновь образуемых минералов в контактово-метаморфических известняках очень велико. В первую очередь возникают чистые или магнийсодержащие известковые или известково-глиноземистые силикаты, как волластонит, известково-глиноземистый гранат, диопсид, авгит, тремолит, эпидот, цоизит, геленит, анортит, форстерит, монтичеллит, титанит и др. Интересен вновь найденный контактовый минерал спуррит— $CaCO_3 \cdot 2Ca_2SiO_4$. При участии в реакции Cl, B, F и P образуются аксинит, датолит, гумит, хондродит, флогопит, скаполит, апатит, флюорит; далее образуются: шпинель, периклаз, брусит и графит. В других случаях в большом количестве привносятся тяжелые металлы как Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, и это приводит часто к образованию рудных месторождений (*месторождения контактового типа*). Эти металлы частично связаны в окислы, как напр. Fe и Mn, частью же выделяются в виде сульфидов Zn, Pb и Cu. Силикатные контактовые породы, сопровождающие руды, как правило богаты железом и состоят в основной своей массе из известково-железистого граната (андрадита) и известково-железистого пироксена (геденбергита). Шведскими горняками им дано название «скарнов». Подобного рода технически важные месторождения распространены в области Осло в средней Швеции и Банате. Подобного же происхождения месторождения железных руд на Эльбе, медных руд в Concepti̇on del Oro в Мексике, в районе Clifton Morency в Аризоне [некоторые месторождения Урала, Кавказа] и т. д.

§ 387. Так же как минералогический состав, разнообразны и *структуры* этих известковых контактовых пород. Часть их состоит из грубозернистого, нередко голубовато окрашенного мрамора, в котором растут в более или менее большом количестве силикаты, образующие округленные хорошие кристаллы. Эти последние могут быть легко выделены в результате обработки уксусной кислотой, и многие кристаллы граната, везувиана, гелинита и других наших минералогических коллекций именно такого происхождения. В других случаях в тонкокристаллическом известняке образуются диопсид, форстерит или продукт их изменения серпентин в виде небольших округленных клубней, собирающихся затем в правильно расположенные полосы или ленты. Все это напоминает структуру органических остатков и ранее принималось за остатки фораминиферы, * получившей название *Eozoon*. Тонкозернистые или плотные, состоящие исключительно или почти исключительно из силикатов и относящиеся к этому типу контактовые породы называются *известково-силикатовыми роговиками*; под микроскопом они обнаруживают типичную роговиковую структуру. В некоторых случаях, в особенности на вы-

* [«Эодзоон» принимался за *колонии* фораминифер. Серпентин далеко не всегда является непременно постериорным продуктом; он может образоваться из известняка путем непосредственного метасоматического замещения последнего, а также отложением из растворов.]

ветрелой их поверхности, можно еще хорошо распознавать отпечатки и ядра ископаемой фауны. На основании главнейших их составных частей они могут быть расчленены на гранатовые, везувиановые, аксинитовые роговики (лимуриты), датолитовые роговики и т. д. Анализы 11—14 на стр. 552 дают ясную картину их весьма изменчивого состава.

§ 388. В *песчаниках* процессы метаморфизма ограничиваются обычно их цементом; в зависимости от глинистого или известковистого состава последнего находится и разнообразие новообразований в нем. Классический характер кварцевых зерен в большинстве случаев еще хорошо распознаваем. В контактово-метаморфических песчаниках области Осло доказан привнос натрия, приведший к образованию щелочных пироксенов и амфиболов, которые совершенно чужды нормальным роговикам. Метаморфизм происходил под воздействием щелочных пород. Включения кварцита в эгириновых гранитах Мадагаскара содержат рибекит, ортоклаз, гранат, плавиковый шпат и шпинель, без сомнения являющиеся новообразованиями, происшедшими под влиянием привноса вещества.

§ 389. *Кристаллические сланцы* и *изверженные породы* метаморфизуются у контактов в значительно меньшей степени, чем осадочные породы; изменения в первых сводятся к новообразованию таких минералов, как андалузит, кордиерит, гранат, силлиманит, шпинель или графит. Так, напр., в слюдяных сланцах Исполиновых гор в контакте их с центральным гранитным массивом возникают новообразования биотита, андалузита и в особенности кордиерита. Пример более сильного изменения с привносом материи приводит Эскола из известного рудного месторождения Ориерви в юго-западной Финляндии. Кристаллические сланцы, в особенности лептиты, амфиболиты и зернистые известняки, изменяются гранитом уже в отдалении нескольких сотен метров. Лептиты с приближением к гранитам становятся грубозернистыми и принимают гнейсовидное сложение; далее развивается из них целый ряд разнообразнейших силикатовых пород, характеризующихся новообразованиями кордиерита, андалузита и антофиллита. Амфиболиты видоизменяются в куммингтонитовые амфиболиты, зернистые известняки — в железо и магнийсодержащие скарны. Эскола рассматривает эти изменения как результат пневматолитового контактового метаморфизма, при котором произошло в большом масштабе вытеснение извести и щелочей закисями железа и марганца. Таким же привносом материи из гранитной магмы можно объяснить и происхождение рудных залежей.

Следующий прекрасный пример метаморфизма с привносом известен на острове Utön у Стокгольма. По Озанну, здесь в контакте с пегматитовыми жилами, известными по своему богатству литиевыми минералами, образовался в лишенных лития лептитах литиевый глаукофан с размером игол до 2 *см* в длину.

В окрестностях Гарцбурга, в контактовой зоне Брокенского массива, наблюдаются по Эрдмансдёрферу, самые разнообразные изменения *диабазов, ортофиров и их туфов*. В верхне-девонских зернистых диабазах на значительном расстоянии от контакта типичный серо-фиолетовый диабазовый агит превращен в зеленую волокнистую роговую обманку (уралит), а с дальнейшим приближением к контакту—в коричневую плотную роговую обманку или в аггрегат бесцветных зерен авгита, лепестков биотита и рудных минералов. Плагиоклаз, основной лабрадор, перекри-

сталлизовывается с сохранением своей формы; на его месте развивается зернистый аггрегат, часто с типичной торцовой структурой полевого шпата приблизительно того же состава. Обильно выделившийся биотит возник отчасти за счет хлорита.

Процессы метаморфизма как будто не сопровождаются химическими изменениями. Подобные диабазовые роговики описаны из долины Эльбы, из контактовой зоны элеолитовых сиенитов Serra de Monchique в Португалии и из других мест.

§ 390. Согласно Браунсу, санидиновые выбросы района Лаахерского озера (ср. § 238) возникли отчасти из глубинных пород щелочного ряда (нефелиновых, канкринитовых или позеановых сиенитов), отчасти из очень разнообразных кристаллических сланцев в результате воздействия на них *пирометаморфизма*. По его взглядам, этот вид метаморфизма происходит при воздействии высоких температур и сухих — лишенных воды — паров. При этом происходит обмен веществ: натрий поглощается, а магний и железо удаляются. В первую очередь образуется богатый натрием санидин, затем корунд, шпинель, гиперстен, плагиоклаз и — как остаточный продукт расплава — стекло. Изучение этих санидинитовых выбросов обнаруживает все стадии подобных изменений. Аналогичного же происхождения, по Хаардту, и санидиниты Rockeskyll в Эйфеле.

Динамометаморфизм и кристаллические сланцы

§ 391. В § 4 отмечалось, что существуют породы, которые по своим свойствам значительно отличаются как от изверженных, так и от осадочных пород, что образование этих пород нельзя приписывать ни процессам седиментации, ни прямой кристаллизации из водных и расплавленно-жидких растворов; точно так же происхождение их не связано с контактом с какими-либо изверженными породами, т. е. возникновение их не может быть объяснено контактовым метаморфизмом. Подобного рода породы называются *кристаллическими сланцами* — наименование, содержащее в себе два важнейших признака их свойств: кристаллическими они зовутся потому, что их составные части — так же, как и составные части в изверженных и химически осадочных породах, и в противоположность составным частям осадочных пород — являются аутигенными; сланцами же они называются вследствие того, что, подобно осадочным породам, они в большинстве случаев обладают ясно выраженной параллельной текстурой и связанной с последней легкой делимостью.

Кристаллические сланцы в главной своей массе образуют древнейший комплекс пород (архей, азой) — своеобразную, самостоятельную и единственную формацию, являющуюся основанием, почвой для всех остальных осадочных пород и прорываемую всеми изверженными породами; иными словами это наиболее древние горные породы, доступные нашему наблюдению. Но вместе с тем они обнажаются с этими же самыми свойствами во многих местах в виде самостоятельных свит более молодых осадочных образований, как *молодые кристаллические сланцы*.

Древнейший комплекс отличается от всех остальных осадочных и изверженных формаций тем, что он образует один общий, непрерывный, слой по всей земле. Всюду, где до сих пор удавалось либо в естественных обнажениях, либо путем искусственных выработок достигнуть слоев, подстилающих древнейшие фаунистически охарактеризованные сланцы,

всегда эти подстилающие породы являются кристаллическими сланцами. Такое повсеместное распространение является для рассматриваемых пород важнейшим, наиболее характерным их свойством, которое можно ожидать только от первичной коры затвердевания нашей когда-то по всей массе жидкой планеты. Это обстоятельство привело многих геологов к убеждению, что древнейшие известные нам кристаллические сланцы надо рассматривать как часть этой первичной коры отвердевания. Но является ли такой взгляд соответствующим истине — это вопрос еще достаточно спорный. Не говоря уже о геологических основаниях, эти породы не имеют того монотонного характера, который следовало бы ожидать от первичной коры отвердевания. Так как никакая осадочная или изверженная формация не имеет и не может иметь подобного всеобщего распространения, то и этот древнейший комплекс пород не является единой формацией, но целым их комплексом, которому уже только вторично было придано свойство единообразного происхождения. Представление это было сильно подкреплено изучением истории органической жизни Земли. Высокая организация, присущая известным органическим остаткам, характеризующим древнейшие осадочные породы, указывает на длинный докембрийский эволюционный период, который эти остатки претерпели. В то же время в этих докембрийских породах мы не находим никаких следов наличия жизни, так как они подвергались глубокому метаморфизму, в результате которого они и предстоят всегда перед нами как кристаллические сланцы. То обстоятельство, что за последние десятилетия ископаемые остатки были найдены в несомненно молодых кристаллических сланцах, позволяет надеяться, что по меньшей мере в некоторых частях и этого древнейшего комплекса пород удастся еще установить их присутствие.

Там, где кристаллические сланцы встречаются в более высоких горизонтах, чем древнейший комплекс пород, они являются точно так же местными образованиями, как и те формации, к которым они принадлежат и своеобразные члены которых они представляют. В Готардском массиве — в проходе Nufen, у Fernigen в Maiental, у Scopi (Luckmanier) — обнажаются кристаллические сланцы, содержащие цоизит, гранат и лучистый камень и вместе с тем сохранившие остатки белемнитов и других окаменелостей, позволивших определить их несомненный юрский возраст. Известный каррарский мрамор в Апуанских Альпах сопровождается оттрелитовыми, хлоритовыми, дистеновыми и слюдяными сланцами, для которых Цаккания установил триасовый возраст. Описанные Реушем кристаллические сланцы с полуострова Берген принадлежат по остаткам фауны к верхнему силуру.

§ 392. Из исследования молодых кристаллических сланцев возникло учение о динамометаморфизме. Оно исходит из того представления, что как *нормальные осадочные*, так и *нормальные изверженные породы* под воздействием интенсивных горообразовательных процессов могут приобретать свойства кристаллических сланцев и что прямой и непосредственный переход их друг в друга можно проследить в различных местах. Эта теория полагает, что существенным, если не важнейшим, фактором при этом является господствующее при горообразовательных процессах высокое давление, вызывающее соответствующие преобразования — метаморфизм. Этот процесс преобразования называется соответственно: *динамометаморфизмом* (Розенбуш), *дислокационным метаморфизмом*

(Лоссен), *метаморфизмом давления* (Брёггер), *метаморфизмом подпруживанния* (Stauungsmetamorphose — Гюмбель), *механическим метаморфизмом* (Бальцер). Термин *региональный метаморфизм* должен подчеркнуть то обстоятельство, что этот процесс, в противоположность контактовому метаморфизму, захватывает, как правило, большие площади — целые области.

Только что указанный взгляд на происхождение молодых кристаллических сланцев был впоследствии перенесен на породы древнейшего комплекса. Предполагают, что по меньшей мере большинству кристаллических сланцев этого древнейшего комплекса можно приписать происхождение подобного же рода. Вместе с Розенбушем можно определить, что эти *кристаллические сланцы являются изверженными или осадочными породами, достигшими геологического преобразования под существенным воздействием геодинамических факторов.* Только о них и о динамометаморфизме будет итти речь в ближайших разделах. В дальнейшем (§ 411 и следующие) будут приведены породы, которые носят точно так же общее название кристаллических сланцев, но которым приписывают иное происхождение.

[Против данного Розенбушем и Озанном определения уже очень давно резко — и вполне справедливо—возражал германский же петролог Вейншенк, лично в многолетних исследованиях изучивший кристаллические сланцы Центральных Восточных Альпов. Среди других соображений автор правильно, указывал, что такому взгляду на преобразующее влияние давления резко противоречат гранитные милониты, в которых, несмотря на колоссальную динамическую работу полного распыления твердых гранитных пород, не наблюдается тем не менее свойств, присущих кристаллическим сланцам. Подобные породы встречаются (И. Г. Кузнецов) в центральных частях Главного Кавказского хребта, и в них не видно почти никакого, за исключением механического, метаморфизма, не идущего при этом далее самых обычных диагенетических преобразований. На основании личных же многолетних исследований кристаллически-сланцевых областей Сибири к такому же, как Вейншенк, взгляду пришли наши известные геологи-«ленцы» — А. П. Герасимов, В. К. Котульский, А. К. Мейстер и др., давшие одни из первых описания этих областей, вполне соответствующие требованиям науки и сохранившие по сие время значение благодаря своей точности и обстоятельности. Выше я уже указывал, на какие трудности наталкивается концепция, довольствующаяся для объяснения происходящих минеральных преобразований только той «горной влажностью», которая максимально может достигнуть величины 3% воды по отношению ко всей массе породы. Даже для сравнительно легкого преобразования диабаза в амфиболит такого — и даже много большего — количества воды, конечно, недостаточно. Защитники динамометаморфизма как главной причины *минералогического* преобразования пород говорят, правда, о растворах, но откуда берутся эти последние — остается неизвестным, так как воды вадозовой циркуляции, естественно, для этого непригодны как по недостаточной глубине их циркуляции и низкой температуре, так и по самому характеру — локализованному — такой циркуляции. Отсюда понятно, что противники динамометаморфизма должны были, отбрасывая его как причину минеральных преобразований, остановиться на контактовом метаморфизме как причине образования кристаллических сланцев — контактовом метаморфизме в условиях одновременного или несколько предшествовавшего ему давления. Еще Вейншенк обращал внимание, что в горных областях, где кора земная перебита многочисленными трещинами, контактовый метаморфизм прослеживается на бо́льшие протяжения, чем в областях слабо нарушенных (конечно, при прочих одинаковых условиях), и приводил цифру в 10 *км*; А. К. Мейстер приводит расстояние в 14 *км*, где имеются признаки воздействия, и т. д. Не мешает также отметить, что как раз в складчатых областях имеются известные геологические структурные направления, облегчающие циркуляцию постмагматических растворов. Наконец, если прибавить к этому, что чем дальше вглубь геологических времен, тем, понятно, сильнее и региональнее вулканическая деятельность Земли, и что кристаллические сланцы наиболее развиты именно в докембрии, то станет ясным, почему большинство, пожалуй, современных петрологов держится той точки зрения, которую блестяще аргументировал Вейншенк,

т. е. что *кристаллические сланцы представляют контактово-метаморфические — в широком смысле этого понятия — образования в складчатых системах*. На пример образования настоящих кристаллических сланцев в условиях несомненного контактового метаморфизма, сопровождавшегося давлением, указывалось выше в тексте (Южная Африка), причем Розенбуш оттенял наряду с этим и то обстоятельство, что в то же самое время и в той же области *в отсутствии давления* образовались обыкновенные роговики. Аналогичные же явления наблюдались мною в Тарбагатае, где породы, почти не отличимые от мелкозернистых гнейсов, представляют собою несомненно контактовые образования.

Из всего вышесказанного, а также уже из самого оттенения Розенбушем того обстоятельства, что взгляды на происхождение кристаллических сланцев сильно расходятся (см. ниже последний абзац), следует, что подчеркнутое в тексте определение этой большой группы горных пород, как заключающее гипотетический — или во всяком уже случае не общепризнанный — элемент, не может быть принятым. Это же вполне отвечает всем моим вышеприведенным замечаниям в отношении терминологии всех вообще пород: термин должен соответствовать уровню наших знаний в данный момент и не должен заключать в себе ничего еще твердо не установленного и однозначно с этим термином не связуемого.

Такому требованию отвечает, по-моему, следующее определение кристаллических сланцев. *Кристаллические сланцы представляют собою полнокристаллические, сланцеватые или слоистые, метаморфические породы, происшедшие из пород осадочных, магматических или метаморфических путем их перекристаллизации или раскристаллизации в твердом состоянии при повышении температуры*. Это определение заключает в себе только общепризнанные факты и указывает также, почему мы обязаны выделить группу метаморфических пород, частный случай которых представляют кристаллические сланцы. Несмотря на то что все метаморфические породы при достаточном развитии нашей науки можно будет разбить, по принадлежности, на происшедшие из осадочных, магматических и смешанных, мы обязаны их выделить в особый отдел именно потому, что они *генетически* отличаются от этих пород *процессом* своего образования: магматические породы получаются из *расплавленных масс при понижении температуры*; осадочные породы получаются из бывших до них *твердых пород в термодинамических условиях, тождественных или близких к условиям земной поверхности*, и метаморфические породы получаются из *готовых* же *пород при повышении температуры*.

Насчет процессов метаморфизма на русском языке имеется перевод сочинения У. Грубенмана и П. Ниггли, сделанный С. П. Соловьевым под редакцией А. П. Герасимова — «Метаморфизм горных пород», Геол.-развед. изд-во, Л. 1933, 376 стр.; см. также мою «Краткую петрологию» Л. 1934, стр. 119—147.]

Ни в одной из областей общей геологии и петрографии не высказывалось так много самых разнообразных гипотез, да и в настоящее время нигде так далеко не расходятся взгляды, как в вопросе о возникновении кристаллических сланцев. Полная сводка старых представлений на этот предмет приведена у Циркеля в его учебнике петрографии (ч. III, 1894, стр. 149—184). Кроме того см. у Мильха (L. M i l c h. Die heutigen Ansichten über Wesen und Entstehung der kristallinen Schiefer. Geologische Rundschau, Bd. I, 1910, S. 36).

§ 393. Выше уже было отмечено, что давление, вызванное горообразовательными процессами, часто приводит к разнообразным деформациям разрыва в составных частях породы — явление, которое в крайнем случае своего развития приводит к полному внутреннему раздавливанию, раздроблению и раскрошиванию (катаклазу). Подобного рода раздробленные породы называются *милонитами*. От таких чисто механических воздействий давления необходимо отличать воздействия, приводящие к образованию кристаллических сланцев. Как и при контактовом метаморфизме, в явлениях динамометаморфизма речь идет о таком преобразовании вещества, при котором получаются более или менее совершенно *новый минералогический состав, новые структуры и текстуры*, причем это преобразование вызвано изменившимися условиями существования пород и стремлением последних к новым условиям равновесия. Из того обстоятельства, что образование кристаллических сланцев, в противо-

положность нормальным изверженным или осадочным породам, не доступно нашим наблюдениям, делают вывод, что оно никогда не происходит на земной поверхности, но всегда на большой глубине, и предполагают, что — по аналогии с горообразованием — это очень длительный процесс, захватывающий большие промежутки времени.

§ 394. При динамометаморфизме принимается во внимание двоякого рода *давление*: 1) *всесторонне равномерное или гидростатическое* и 2) *односторонне направленное* (*сжатие или стресс*). Всесторонне-равномерному давлению подвержены все породы со стороны вышележащих слоев; вертикальная нагрузка превращается здесь в гидростатическое давление, так как возможность бокового расползания пород исключается. Односторонне направленным является тангенциально действующее боковое давление, вызванное горообразовательными процессами; оно в первую очередь обусловливает структурные и текстурные особенности кристаллических сланцев. Влияние давления при метаморфизме на новообразование минералов в кристаллических сланцах выясняется из правила давления Лешателье, которое можно формулировать следующим образом: «Сжимая определенную химическую систему в условиях постоянной температуры, мы получим изменение равновесия этой системы в сторону, при которой реакция будет связана с уменьшением объема». Высокое давление, следовательно, благоприятствует в общем образованию минералов с ограниченным молекулярным объемом и относительно высоким удельным весом.

§ 395. Наряду с давлением одним из важнейших факторов динамометаморфизма является теплота. Как на источник тепла указывают при этом на внутреннюю теплоту Земли. Исходя из данных нашего опыта считают установленным, что с увеличением глубины на 100 *м* температура вырастает приблизительно на 3°; отсюда делают вывод, что подобное же увеличение температуры сохраняется и для больших глубин и что, следовательно, приблизительно в 10 *км* от земной поверхности температура достигает уже 300°. Вследствие близости больших вулканических интрузивных массивов она может повыситься еще значительнее, но в процессах динамометаморфизма она всегда остается ниже температуры, соответствующей при господствующем здесь давлении точке плавления важнейших породообразующих минералов. Породы, погруженные вследствие тектонических перемещений на большие глубины, подвергаются там более или менее полному прогреванию. Влияние, которое оказывает это прогревание на минералообразование во время действия метаморфизма, выражается следующим температурным законом Вант-Гофа: «При постоянном объеме равновесие химической системы с повышением температуры перемещается в сторону, при которой реакция протекает с поглощением теплоты». Следовательно в общем новообразование подобных минералов стремится происходить с поглощением теплоты.

[Этот закон и вышеприведенный закон давлений (см. § 394) представляют собою так называемый *принцип подвижного равновесия*, который, согласно А. А. Брандту («Основания термодинамики», Петроград, 1915), следует называть принципом Лешателье-Брауна. Если бы этот принцип не имел силы, то все явления природы протекали бы катастрофически: следует только себе представить, что происходило бы в аналогичных случаях в природе, если бы, напр., надутый пузырь от давления не сжимался, как это требуется принципом, а еще более раздувался. Таким образом принцип Лешателье-Брауна выражает собою саморторможение и является действительно всеобъемлющим принципом. Но как раз именно [вслед-

ствие такого всеобъемлющего его значения им надо пользоваться с большой осторожностью и прилагать только к системам замкнутым и находящимся в равновесии. (См. В. Я. Курбатов. Физико-химические теории и их приложение к технике. Л., 1929, Химтехиздат).]

§ 396. Перекристализация с перегруппировкой материи предполагает кроме того наличие хотя бы и очень небольшого количества растворителей; последние представляются в наше распоряжение вездесущей горной влажностью и водой, находящейся во многих минералах, в особенности в минералах осадочных пород. Растворительная способность воды при господствующих физических условиях очень сильна, что благоприятствует возможности химических реакций. * Допускают, что порода в главной своей массе в течение динамометаморфических процессов находится в твердом или в только до некоторой степени пластическом состоянии, и лишь очень небольшая часть в ней растворима и способна к реакциям, так что миграция вещества может происходить очень медленно и на небольшие расстояния. Перенос материи на более далекие расстояния или привнос ее с стороны, как это наблюдается во многих случаях при контактовом метаморфизме, не может приниматься в рассмотрение. Отсюда можно сделать вывод, что химический состав кристаллического сланца, возникшего под влиянием динамометаморфизма, очень близок к химическому составу исходной породы.

§ 397. В § 36 указывалось, что минералогический состав изверженных пород при одинаковом химическом их составе может быть самым разнообразным и что из химического состава породы только с известным допущением и в грубых чертах можно делать вывод о минералогическом составе. Подобным же образом структура и текстура этого класса пород являются существенным образом функцией тех физических условий, при которых происходит остывание магмы, как это доказывается различной структурой «глубинных, эффузивных и жильных» пород при одинаковом их составе. В еще большей степени это относится к кристаллическим сланцам. Оба наиболее важные фактора, вызывающие динамометаморфизм — теплота и давление, — действуют в общем в противо-

---

* [Выше мною указывалось (примечание к § 392), что количество воды, заключенной в горной влажности, весьма незначительно, даже если предполагать, что эта влажность сохраняется полностью на тех глубинах, о которых идет речь для случая кристаллических сланцев (наиболее глубокие горизонты, достигнутые горными выработками, обладают, как оказывается, исключительной сухостью). Что касается воды в осадочных породах, то опять-таки речь идет ведь о больших глубинах, и если близко к поверхности в осадках может заключаться до 30% воды по весу, то о больших глубинах надо сказать то же, что и выше. Один из лучших современных знатоков метаморфических пород финский профессор Эскола *сравнивает* потребное для преобразований количество воды в породах, превращающихся в кристаллические сланцы, с таковым же в маточных рассолах морских солей, где преобразования несомненно имеют место при незначительных количествах воды в маточном рассоле. Но такое сравнение, по-моему, очень смело во всех отношениях: во-первых, в морских солях мы имеем несравненно более растворимые минералы, чем силикаты метаморфических пород, и, во-вторых, маточный раствор принадлежит *самой системе*, являясь активнейшим членом последней, а горная влажность представляет собою образование, только *механически связанное* с горной породой и *независимое от состава последней*. Все это едва ли может позволить считать такую воду действующим растворителем, если не предполагать, что она по каким-то причинам может скопляться, собираясь в одно место со всех частей изменяющейся породы, и, сделав здесь нужную для защитников динамометаморфизма работу, переходить затем для той же надобности в другое место.]

положных направлениях: первый (теплота) стремится к увеличению объема, последний (давление)—к его уменьшению. Ориентированное давление вызывает в свою очередь иные структуры и текстуры, чем давление гидростатическое, действующее при затвердевании глубинных пород и при контактовом метаморфизме, наблюдаемом около последних. Поэтому образование кристаллических сланцев при одинаковом исходном материале существенно должно зависеть от тех соотношений, которые имели при их образовании эти три действующие фактора: теплота, гидростатическое давление и давление ориентированное. В этом смысле можно говорить о различных фациях динамометаморфических пород. Кроме того, как указал впервые Седерхольм, эти соотношения и в связи с ними фациальный характер кристаллических сланцев, т. е. их минералогический состав, их структура и текстура, в первую очередь являются функцией глубины, на которой происходили процессы метаморфизма. Из этих основных положений и развилось учение о различных глубинных зонах, на которых соответственно могло происходить образование кристаллических сланцев. Главным образом оно обосновано работами Ван-Хайза, Бекке и Грубенмана, [1] [а также независимо от них — И. Д. Лукашевича].

Бекке различает две, Грубенман — три подобные зоны, которые, естественно, не разграничиваются резко друг от друга, но, наоборот, переходят одна в другую.*

В ближайших к земной поверхности областях коры не существует условий, благоприятных для динамометаморфизма. Температура и гидростатическое давление здесь очень низки; для ориентированного же давления нет места, поскольку породы под его влиянием могли бы раздаваться в стороны. Здесь развиваются только процессы выветривания, окисления, карбонатизации и гидратизации. Далее вниз *зону выветривания* сменяют следующие по направлению вглубь.

Верхняя зона, в которой возникают кристаллические сланцы (*эпизона* по Грубенману); здесь температура и гидростатическое давление еще относительно низки. Возможность раздавания в стороны под воздействием ориентированного давления здесь однако ограниченнее, чем в зоне выветривания, и его воздействия выражаются главным образом в катаклазе. Одновременно с этим начинаются преобразование и перекристаллизация, иными словами происходит процесс формирования кристаллических сланцев. Физические условия этой среды особенно благоприятствуют образованию таких гидроксилсодержащих силикатов, как хлорит, тальк, серицит, хрупкие слюды, цоизит, эпидот, а также гранат, глаукофан, альбит, кварц и гематит. Таким образом возникают такие преимущественно тонкозернистые породы, как различные фил-

[1] C. K. van Hise. Treatise on Metamorphisme. Monogr. of the Unaited States Geol. Surv., 47, 1904. — F. Becke. Uber Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Denkschr. d. math.-naturw. Klasse d. K. Akademie der Wissenschaften, 75, Wien, 1903. — U. Grubenmann. Die kristallinen Schiefer, 2 Aufl., Berlin, 1910. [См. цитированное выше сочинение Грубенмана и Ниггли, переведенное на русский язык, а также И. Д. Лукашевич. Неорганическая жизнь Земли, ч. II, СПБ., 1919.]

* [Так как в пределах тех давлений, о которых здесь идет речь, силикатные минералы подвержены весьма незначительным изменениям, то вероятнее всего полагать, что главным действующим фактором является температура, а не глубина превращения. Поэтому многие говорят — и даже ученики Бекке, — что лучше различать температурные, а не глубинные зоны].

литы, хлоритовые, эпидотовые, тальковые, глаукофановые сланцы и др.

Средняя зона (*мезозона* Грубенмана) характеризуется преобладающим действием давления, ориентированного в определенную сторону; это зона, в которой минеральные новообразования регулируются законом объемов (§ 402). Гидроксилсодержащие минералы, кроме слюд (биотита и мусковита), отступают на второй план; наоборот, наиболее частыми составными частями в этой зоне будут кислые плагиоклазы, амфиболы (лучистый камень, обыкновенная роговая обманка, ромбический амфибол), дистен, ставролит, гранат (альмандин). Из горных пород преобладающее развитие приобретают слюдяные сланцы; наряду с ними таким же преимущественным развитием пользуются гранатовые, ставролитовые сланцы, амфиболиты, среднезернистые роговообманковые и слюдяные гнейсы.

В наиболее глубокой зоне (*катазона* Грубенмана) ориентированное давление теряет свое значение по сравнению с гидростатическим давлением и господствующими здесь высокими температурами. Имеющиеся здесь условия минеральных новообразований подобны тем, которые наблюдаются в глубинных породах, в их внутренней контактовой зоне. Особенно способствуют они возникновению основных известково-натровых плагиоклазов; затем пироксенов (как диопсида, омфацита, жадеита, так и ромбических), тогда как амфиболы встречаются значительно реже; далее широко развиты биотит, лепидомелан, кордиерит и гранат. Эта зона является местом возникновения средне- и крупнозернистых биотитовых и пироксеновых, силлиманитовых и кордиеритовых гнейсов, эклогитов, гранатовых, диопсидовых и других аналогичных им пород.

В то время как некоторые из этих минералов являются исключительно характерными для одной из этих зон (*типоморфны* для нее), напр. хрупкие слюды и серицит для эпизоны, другие — подобно кварцу, кальциту, гранату — почти одинаково распространены во всех трех зонах. Они могут вновь возникать при очень разнообразных условиях или переходят в новую породу из старой несмотря на большие различия в условиях образования. Если кристаллические сланцы в результате тектонических напряжений перемещаются в другие глубинные зоны, то при возобновлении или продолжении метаморфизма их минералогический состав и фациальный характер могут соответственно меняться. Таким путем произошли, по Бекке, из гнейсов глубинных зон некоторые альпийские филлитоподобные породы. Возникающий при таких обстоятельствах регрессивный метаморфизм он назвал *диафторезом* (от древнегреческого *διαφθείρειν* — портиться), а сами породы *диафторитами*.

Породы всех этих трех зон перекрываются в общих чертах соответственно формациями филлитов, слюдяных сланцев и гнейсов старых авторов. При установлении этих формаций исходили из представления об определенном их возрастном различии. Между тем относительный возраст пород, образующих древнейший комплекс, очень трудно поддается какому бы то ни было точному определению как вследствие их повсюду очень крутого залегания, так и вследствие многочисленных тектонических нарушений. В Финляндии удалось установить ряд несогласий в этом комплексе древнейших пород и отсюда вывести определенное хронологическое расчленение, но и здесь оно не может быть распространено на весь остальной комплекс. Более молодые кристаллические сланцы

имеют во всяком случае (и другого нельзя было бы ожидать) характер верхних зон.

§ 398. Изучение физических условий, которые мы принимаем для катазоны, приводит нас к тому выводу, что образование кристаллических сланцев может происходить на большой глубине и без геотектонических явлений, а только под воздействием метаморфизма нагрузки. Горообразовательное давление замещается при этом полностью нагрузкой вышележащих более молодых пород, и продукты метаморфизма приобретают характер катазоны. Подобный способ образования кристаллических сланцев принимался уже и ранее (Де-Бомоном, Добрэ и Дэна), и в настоящее время значение метаморфизма нагрузки выдвинуто снова Мильхом.

[Метаморфизм нагрузки как фактор минеральных превращений, или иначе *статический метаморфизм* (Дэли), вызывает такие же, если не большие еще, возражения, чем динамический метаморфизм. См. мою книжку «Краткая петрология без микроскопа», Горно-геол.-нефт. изд-во, Л., 1934, стр. 137.]



Рис. 92.

Наглядным образом соотношения различного рода метаморфизма были сведены в P—T-диаграмме (давление, температура — рис. 92), приведенной в работе Гольдшмидта (Die Gesetze der Gesteins-metamorphose usw. Videnskapsselskapets Skrifter, math.-naturw. Klasse, Kristiania, Nr. 22, 1912).

На абсциссе откладывается давление, выраженное в атмосферах, на ординате — температура. В нижней части диаграммы пологою кривою (черточный пунктир) отграничена область метаморфизма, которая показывает соотношения, обусловливающие начальные стадии процесса; выше над ней располагается вторая кривая (черточный пунктир), соответствующая приблизительно средним температурам плавления важнейших породообразующих минералов. В правой части диаграмма остается открытой — верхней границы давления для метаморфизма нет.

Каждый вид метаморфизма соответствует определенному полю, положение которого можно вывести из геологических данных, определяемых образованными

под влиянием метаморфизма минералами и их комбинациями. В левом нижнем углу преобладают соотношения, наблюдаемые на земной поверхности, в зоне выветривания. В вертикальном направлении вверх от этого угла лежит в пределах температуры в 800—1 200° * область термального метаморфизма и контактового метаморфизма около излившихся пород. Здесь происходят преимущественно явления плавления и спекания. Немного далее, направо и вниз, лежит участок контактового метаморфизма около интрузивных ** пород. Соотношени во внешней и внутренней контактовой зонах определяются разностью в высотах температур (между 1200° *** — 500°). Значительно далее направо, следовательно в зоне гораздо более высокого давления, лежат области динамометаморфизма. Расположение этих трех зон на диаграмме подчеркивает резко их зависимость от давления и температуры. Различие между гидростатическим и ориентированным в определенном направлении давлением не нашло своего отражения в диаграмме. Совершенно понятно, что эти поля не отграничены резко друг от друга, но, наоборот, друг в друга переходят, что особенно имеет место в условиях высокой температуры и сильного гидростатического давления, когда метаморфизм от нагрузки, динамометаморфизм и контактовый метаморфизм более или менее переходят друг в друга и приводят к одинаковым продуктам.

Чтобы на конкретном примере показать, как из минералогического состава кристаллического сланца можно сделать вывод о температурных условиях, при которых он образовался, через середину диаграммы проведена почти горизонтальная кривая (сплошная). Она выводится на основании следующей реакции: $CaCO_3 + SiO_2 = CaSiO_3 + CO_2$. В поле, расположенном под этой кривой, находятся друг с другом в равновесии кальцит и кварц, часто встречающиеся одновременно в осадочных породах. Над чертой находятся волластонит и углекислота. Вследствие этого появление волластонита может служить геологическим термометром: для образования волластонита необходимы условия выше этой кривой. В действительности в глубинных породах этот минерал находится только во внутренних контактовых зонах и в нижних зонах кристаллических сланцев. Следующие подобные кривые вероятно будут установлены впоследствии.

Кристаллические сланцы как вещественные тела

Химический состав

§ 399. При сравнении химического состава кристаллических сланцев с таковым же изверженных и осадочных пород оказывается, что состав этот для двух последних категорий пород почти без исключения повторяется в кристаллических сланцах, хотя во всяком случае не в таком распространении. Так, напр., известны эквиваленты гранито-диоритовой и габбро-перидотитовой магмы почти во всех районах, сложенных комплексом древнейших пород. Это не трудно будет проследить на примере приводимых ниже анализов гнейсов, амфиболитов, эклогитов и других пород. В противоположность этому эквиваленты фойяитовой и тералитовой магмы среди кристаллических сланцев до сих пор известны только в очень ограниченном количестве; но точно так же очень ограничено и распространение подобных магнетических пород, напр. в Европе, если исключить из рассмотрения молодые излившиеся породы, которые едва ли можно ожидать встретить в фации кристаллических сланцев. Равным образом известны почти все химические представители семейства осадочных пород. Неизвестны только — и по вполне понятным причинам — эквиваленты легко растворимых химических осадков. Произ-

---

* [Цифры надо считать приблизительными; последняя, по-моему, сильно преувеличена.]

** [В подлиннике «глубинных пород».]

*** [Эта цифра несомненно сильно преувеличена; даже в базальтах (не соприкасающихся с кислородом воздуха) температура не выше 800—900° (наблюдения на вулканах островов Гавai).]

водные биогенных пород, напр. кремнистые сланцы, не распознаются за таковые, так как признаки их органического происхождения уничтожились в процессе метаморфизма. На вопрос: известны ли в кристаллических сланцах, кроме эквивалентов уже нам известных изверженных или осадочных пород, еще и другие, свойственные только кристаллическим сланцам и не соответствующие по составу другим двум большим классам горных пород, — надо ответить отрицательно.

Важнейшим моментом для выяснения вопроса о генезисе кристаллических сланцев, является часто резкое и непосредственное разграничение разнородных пород древнейшего комплекса, как, напр., разграничение гнейсов и слюдяных сланцев от залегающих в них разнообразных залежей — амфиболитов, эклогитов, зернистых известняков и др. На плоскостях соприкосновения отсутствуют обычно какие-либо признаки взаимного вещественного воздействия и какое бы то ни было развитие переходов и промежуточных членов. Это обстоятельство с определенностью указывает на то (впервые обратил на это внимание Розенбуш), что при перекристаллизации не происходит никакого заметного химического смешения, и, подтверждая уже ранее высказанное положение, что миграции материи на сколько-нибудь значительные расстояния во время метаморфизма не происходит, тем самым приводит к заключению, что в анализе кристаллического сланца с достаточной точностью можно видеть состав исходного его материала. Изменения в содержании воды, углистого вещества и углекислоты, точно так же как и при нормальном контактовом метаморфизме, могут происходить и здесь. Благодаря этому в наших руках оказывается, по крайней мере для многих случаев, средство к распознаванию того, имеем ли мы дело с кристаллическим сланцем, происшедшим из изверженной породы или из осадочной. Кристаллические сланцы, происшедшие из изверженных пород, Розенбуш называет *ортопородами*, *орторядом*, из осадочных же — *пararядом*, *парапородами*. В породах пararяда состав их лежит вне тех рамок, внутри которых колеблется состав магматических пород. На некоторые существенные черты, имеющие отношение к предмету изложения, указывается ниже.

§ 400. Закономерности, управляющие вещественным составом магматических пород, выяснены к настоящему времени только эмпирически и получаются статистическим путем, на основании имевшихся в нашем распоряжении 1 250 анализов типичных представителей этих пород. На таком подсчете покоятся все нижеследующие выводы. Как упоминалось в § 66, из анализов можно вывести их молекулярные соотношения:

I. $SiO_2 : Al_2O_3 : (Fe, Mg, Ca)O$, что дает SAlF-соотношение. Fe_2O_3 в анализах пересчитано как FeO и прибавляется к этому последнему.

II. $Al_2O_3 : CaO : (Na, K)_2O$ — AlCAlk-соотношение.

Соотношения I и II приведены к сумме 30 и изображены на диаграмме согласно § 64.

III. $Na_2O : (Na, K)_2O$, причем сумма щелочей приравнена к 10 (NK-соотношение).

IV. $MgO : (Mg, Ca)O$ равным образом сведено к (Mg, Ca)O = 10 (MC-соотношение).

К соотношению I. *В треугольнике SAlF* точки проекций магматических пород занимают одно замкнутое поле (*E*, *F*), что и

представлено на диаграмме II (см. приложение в конце книги). Это поле захватывает приблизительно седьмую часть всего треугольника. В угловых секторах этого поля размещаются только единичные представители горных пород, известные лишь в очень неболь-

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	80,89	79,70	73,03	71,30	58,55	58,28	54,07	54,01
TiO_2	0,41	0,30	0,15	0,32	—	—	0,15	1,72
Al_2O_3	8,31	8,29	7,92	5,25	8,42	0,88	29,66	30,27
Fe_2O_3	0,58	0,41	1,30	0,58	9,82	0,29	2,78	—
FeO	2,34	1,17	3,22	2,91	1,12	0,35	1,95	4,04
MnO	—	0,03	—	0,11	—	сл.	—	—
MgO	1,22	0,76	1,86	2,85	4,57	22,08	0,66	1,46
CaO	0,48	0,67	9,16	6,56	12,16	14,98	1,05	4,08
Na_2O	2,83	1,43	0,48	1,84	6,91	0,42	1,48	3,74
K_2O	2,00	4,11	1,07	0,58	0,28	0,38	3,50	2,90
H_2O	0,92	0,70	1,27	7,29[1]	0,59[1]	1,98	2,24	—
P_2O_5	—	0,04	—	—	—	—	—	—
Σ	99,98	100,69	99,88	99,59	100,72	99,64	99,57	102,22

	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	50,20	46,81	42,08	42,02	39,35	29,69	27,30
TiO_2	—	—	2,16	1,82	1,20	1,84	—
Al_2O_3	35,90	40,06	32,40	33,36	31,92	28,66	31,00
Fe_2O_3	2,36	сл.	13,44	4,26	2,19	2,07	19,94
FeO	—	—		2,92	9,00	2,89	1,68
MnO	—	—	—	0,03	0,06	—	0,28
MgO	—	0,65	3,30	2,67	3,08	21,78	10,88
CaO	—	1,26	1,42	2,29	—	—	1,71
Na_2O	8,45	6,40	1,60	1,59	1,98	0,57	2,80
K_2O	—	—	2,20	5,47	5,26	0,36	—
H_2O	2,45	4,82	1,60[1]	3,79	6,05	11,91[1]	3,70[1]
P_2O_5	—	—	—	сл.	0,49	—	0,47
Σ	99,36	100,00	100,20	100,53	100,58	99,77	99,76

1. Слюдяной гнейс тонкозернистый (ренчский гнейс) — Schapbachtal, Шварцвальд.
2. Слюдяной гнейс — Stanhope, Haliburton area, Онтарио — с 0,08 BaO, 3,00 графита.
3. Параавгитовый гнейс — Hasenhof, долина Reichenbachy Neustadt, Шварцвальд — с 0,42 CO_2.
4. Гнейсовый кварцит, гранатсодержащий — южный портал Готардского тунеля.
5. Хлоромеланитит — Sinette, Mocchie, Valle di Susa, Пьемонт.
6. Нефрит, бело-зеленого цвета — Новая Зеландия.
7. Слюдяной сланец, черный, гранатсодержащий — Himmelreich в Passeier, Тироль — с 2,03 C, следами Li_2O.
8. Гранатовый гнейс, силлиманитсодержащий — Val Scala, Veltlin, Тироль.
9. Парагонитовый сланец — южный склон Сен-Готарда.
10. Парагонитовый сланец — южный склон Сен-Готарда.
11. Кордиеритовый гнейс — Black Hill, Glen Muick, северная Шотландия.
12. Гранато-дистено-ставролито-биотитовый сланец — La Motta, Val Piora, Graubünden — с 0,31 гигроскопической воды.
13. Слюдяной сланец — Gulf mills, область Piedmont, Пенсильвания.
14. Хлоритовый сланец — Chiavenna, Ломбардия.
15. Хлоритовый сланец — Zöptau, Mähren.

[1] Потеря при прокаливании.

Вычислено для:

	S	Al	F		S	Al	F
1.	27	1,5	1,5	9.	20,5	8,5	1
2.	27,5	1,5	1	10.	19,5	9,5	1
3.	23,5	1,5	5	11.	16,5	7	6,5
4.	24	1	5	12.	17	8	5
5.	19,5	1,5	9	13.	16,5	8	5,5
6.	16	0	14	14.	11	6	13
7.	21	7	2	15.	10	7	13
8.	20	6,5	3,5				

ших массах и обладающие очень небольшим распространением. Для осадочных пород аналогичного расположения не приведено, но точки проекций для этих пород заняли бы большую часть треугольника. Очень легко установить, что карбонатные породы должны были бы располагаться вблизи вершины *F*, чистые глинистые породы — латериты и бокситы — у вершины Al или на сторону AlF, а кварциты у вершины *S*. То же самое относится и к их дериватам среди кристаллических сланцев; они очень легко распознаются как таковые и в дальнейшем не принимаются во внимание. Наоборот, в таблице на стр. 569 приведен ряд анализов кристаллических сланцев с их соотношением SAlF, которые по своим соотношениям приближаются к изверженным породам, но точки проекций которых падают вне поля EF и относятся без сомнения к параряду. Их точки приведены на диаграмме II.

К соотношению II. В *AlCAlK*-треугольнике (диаграмма III, см. в конце книги) направо от вертикальной высотной линии лежат только сильно щелочные породы, в которых содержание Al_2O_3 меньше, чем щелочей. Осадочные породы с подобным химизмом, за исключением химических осадков, совсем неизвестны; кристаллические сланцы наблюдаются в единичных случаях. Эти последние имеют в своем составе фельдшпатиды и принадлежат почти без исключения к орторяду.

Очень большое значение для различия орто- и парапород имеет линия $Al_{15}C_{15}$, соединяющая основание высотных линий, проводимых от полюсов *C* и *Alk* (щелочей), ибо на нее падают анализы, в которых Al_2O_3 = (CaO + щелочи). В отделенной $Al_{15}C_{15}$ левой нижней части треугольника Al > (C + щелочи). Подобное соотношение в нормальных и свежих изверженных породах ограничивается только кислыми и особенно мусковитсодержащими разностями, но и в них переход за эту линию в направлении к вершине *Al* очень незначительный. На диаграмме III изображена ломаная линия, тянущаяся от $Al_{17}C_0$ до $Al_{15}C_{15}$, ограничивающая поле проекций нормальных изверженных пород от этих полюсов. В пелитовых осадочных породах , в особенности в глинистых сланцах, которые очень легко поддаются воздействию динамометаморфизма и из которых возникает большая часть парагнейсов и слюдяных сланцев, соотношение Al > (C + щелочи), напротив, является совершенно обычным. Точки проекций всех приведенных на стр. 521 восемнадцати глинистых сланцев приходятся вне поля изверженных пород; при одиннадцати из них Al > 20. Подобные же соотношения наблюдаются и для приведенных на стр. 572 кристаллических сланцев, точки проекции которых изображены на диаграмме III. Они принадлежат без сомнения к параряду и отличаются существенным содержанием составных частей, богатых глиноземом и бедных известью и щелочами или же совсем ли-

шенных последних, как, напр., дистен, силлиманит, кордиерит, альмандин и т. д.

Статистические подсчеты обнаруживают далее то положение, характерное для изверженных пород, что оба соотношения — I и II, для которых глинозем служит связующим членом, не являются независимыми друг от друга, но что с расположением точек в одной узко ограниченной части треугольника связано точно такое же расположение в другом треугольнике. Если, напр., в SAlF количество $F < 7{,}5$, то в AlCAlk Alв сегда больше C. Подобные закономерности имеют однако различны для осадочных пород и кристаллических сланцев параряда не одинаково. Так, напр., в приведенном на стр. 569 параавгитовом гнейсе из Gasenhof (анализ 3) SAlF = 23,5 : 1,5 : 5 и AlCAlk = 9 : 19 : 2.

Если далее в магматических породах $F < 3{,}5$, то одновременно с этим количество Alk > C. В противоположность этому, для гранатового гнейса из Gråskjär (анализ 3 на стр. 572) SAlF = 23,5 : 3,5 : 3 и AlCAlk = = 16 : 9,5 : 4,5. Для выяснения других подобного рода закономерностей необходимо обратиться к соответствующей оригинальной работе (см. § 66).

К соотношению III. Молекулярное содержание щелочей в изверженных породах подвергается сильным изменениям, но всетаки в них значительно преобладают породы с количеством $Na_2O > K_2O$. Статистический подсчет 1 244 содержащих щелочи изверженных пород показал, что NK находится: при $^3/_4\%$ — ниже 2,0, при 2% — между 2,0 и 2,9, при $4^1/_2\%$ — между 3 и 3,9 и при $6^1/_2\%$ — между 4,0 и 4,9. Более 85% принадлежат преимущественно к разностям с преобладанием натра. В противоположность этому в 14 из 18 приведенных на стр. 521 анализов глинистых сланцев $NK < 4{,}0$, и только два дают преобладание натра. Точно так же анализы кристаллических сланцев, приведенные на стр. 572, указывают на частое и значительное преобладание кали над натром. В 9 из 16 анализов, следовательно в половине их, $NK < 4{,}0$ и в 7 анализах даже $< 3{,}0$.

К соотношению IV. Следующие химические отличия лежат в соотношениях MgO и CaO. Высокое содержание MC в изверженных породах связано с определенной бедностью глиноземом. Статистика показывает, что только в 15 из 1 250 магматических пород (немногим более 1%) MC оказалось больше 8,0, и что ни в одной из них содержание Al_2O_3 не превышает 11%; наоборот, в 10 из приведенных 18 анализов глинистых сланцев (55%) MC > 8, и во всех их содержание глинозема значительно превышает 11%. То же самое можно сказать и относительно семи из приведенных на стр. 572 парапород. С другой стороны, магматические породы с очень низким содержанием MC ограничиваются развитием в незначительной части EF треугольника SAlF, и породы с $MC < 2{,}0$ лежат только налево от линии S_{16}. В параавгитовых гнейсах, в эпидотовых и известково-слюдяных сланцах подобных соотношений не наблюдается.

Вышеприведенные химические различия между магматическими и кластическими осадочными породами объясняются образованием последних согласно § 318 и выступают тем сильнее, чем тоньше был осаждаемый материал и чем продолжительнее были воздействия атмосферных осадков. Кристаллические сланцы, являющиеся дериватами пелитовых осадков, могут быть всегда определены по их анализам как породы, при-

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	82,38	78,90	70,90	66,80	64,71	64,71	64,24	63,41
TiO_2	0,14	0,50	—	1,09	0,75	0,72	1,07	0,65
Al_2O_3	11,32	12,20	16,14	16,34	19,42	16,43	17,95	19,22
Fe_2O_3	0,97	2,30	1,28	0,53	0,82	1,33	2,47	2,74
FeO	0,26	—	1,99	2,72	2,86	3,84	1,59	4,00
MnO	—	—	0,05	—	—	сл.	—	0,05
MgO	0,17	0,75	0,81	2,91	2,66	2,97	3,07	2,84
CaO	0,22	0,25	5,21	1,00	0,81	0,08	1,52	0,65
Na_2O	0,59	2,36	2,34	1,16	2,43	0,11	3,02	1,21
K_2O	1,04	0,24	0,89	4,38	2,59	5,63	2,90	4,36
H_2O	2,33	1,90[1]	0,83	2,73[1]	2,77[1]	2,79	1,72[1]	0,60
P_2O_5	0,09	—	—	—	—	0,02	—	—
Σ	99,69	99,40	100,44	99,73	100,05	99,44	99,72	99,93

	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	61,96	61,95	61,20	58,87	58,43	53,48	51,88	45,99
TiO_2	1,66	—	1,19	1,27	1,18	0,95	0,76	1,70
Al_2O_3	19,73	14,06	17,40	14,17	25,06	25,64	23,86	24,52
Fe_2O_3	—	0,89	1,20	8,97	0,68	1,95	7,24	8,05
FeO	4,60	12,30	5,76	2,24	4,57	3,72	1,89	3,34
MnO	сл.	—	—	—	—	—	—	—
MgO	1,81	3,15	2,53	4,49	2,48	2,07	1,43	3,06
CaO	0,35	2,93	0,93	0,24	0,43	2,17	0 21	2,75
Na_2O	0,79	0,46	2,86	1,07	1,33	4,75	0,68	1,11
K_2O	2,50	2,51	4,07	6,27	4,45	3,73	5.55	6,01
H_2O	1,82	1,73	2,19[1]	2,34	1,42[1]	1,18[1]	6,05[1]	3,51[1]
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,07	—
Σ	99,55	99,98	99,33	100,12	100,34	99,80	99,62	100,13

1. Так называемый пальмергнейс — область Marquette, Мичиган, США — с 0,18 гигроскопической воды.
2. Мусковитовый гнейс (Weissteingneis Гюмбеля) — Tänning у Zell, Сосновые горы.
3. Гранатовый гнейс, гранитоподобный — Gråskjär у Trosa, Швеция.
4. Двуслюдяной сланец — Симплонский туннель, 7 600 *м* от юго-восточного портала — с 0,07 гигроскопической воды.
5. Дистеновый гнейс — Rassasser Grat, Unterengadin — с 0,23 гигроскопической воды.
6. Слюдяной сланец с небольшим количеством микроклина — Crystal Falls, Мичиган — с 0,31 гигроскопической воды.
7. Силлиманитовый гнейс — Langenbielau, Силезия — с 0,17 гигроскопической воды.
8. Гнейс с гранатом, графитом, кордиеритом и силлиманитом — Skylvalla, Södermanland, Швеция — с 0,20 FeS_2.
9. Слюдяной гнейс, богатый гранатом и силлиманитом — St.-John de Matha, Квебек, Канада — с 4,33 FeS_2. В перемежающемся залегании с гранатсодержащим кварцитом.
10. Кинцигит — Gadernheim, Оденвальд.
11. Силлиманито-кордиеритовый гнейс — Oberwolfach, Шварцвальд.
12. Гранатовый гнейс — Schwarzsee, Schneeberg, Тироль — с 0,19 гигроскопической воды.
13. Силлиманитовый гнейс — Ronco у Brissago на Лаго Маджоре — с 0,31 гигроскопической воды.
14. Гранатовый гнейс — Piz Cotschen, Unterengadin — с 0,16 гигроскопической воды.
15. Мусковитовый сланец с силлиманитом и небольшим количеством полевого шпата — Cripple Creek Tunnel, Колорадо.
16. Гранатовый гнейс — Val Giuf, Bündner Oberland — с 0,09 гигроскопической воды.

[1] Потеря при прокаливании.

Вычислено для:

	Al	C	Alk		Al	C	Alk
1.	24,5	1	4,5	9.	24,5	0,5	5
2.	21,5	1	7,5	10.	20	5,5	4,5
3.	16	9,5	4,5	11.	18,5	1,5	10
4.	20	2	8	12.	18,5	0,5	11
5.	21	1,5	7,5	13.	23	0,5	6,5
6.	21,5	0	8,5	14.	18,5	3	8,5
7.	18,5	3	8,5	15.	22,5	0,5	7
8.	21	1,5	7,5	16.	19,5	4	6,5

надлежащие к параряду. Гораздо менее надежны заключения о принадлежности кристаллических сланцев к ортопородам. Имеются без сомнения типичные обломочные осадочные породы, как некоторые граувакки и аркозы, которые по своим свойствам не будут вовсе или же будут очень мало отличаться от магматических пород; если в результате перекристаллизации исчезли все следы первоначальных структуры и текстуры и если нет никаких данных для геологического их отличия, то в таких случаях анализы только с некоторой долей вероятия могут указать на принадлежность к орто- и параряду. Следует далее оттенить, что породы смешанные, породы магматические, измененные вследствие поглощения чуждых включений или сильного разложения, а также туфы и туфиты располагаются по своему составу между обоими главными классами пород и тем самым делают шатким различение кристаллических сланцев по их химическому составу.

По Бекке, химические различия между осадочными и изверженными породами, равно как и между кристаллическими сланцами орто- и парарядов, обнаруживаются также в соотношении Si : (Al + Fe + Mg) : (Ca + Na + K); он называет это соотношением SiUL (U — unlösliche — нерастворимые или трудно растворимые, L — leichtlösliche — легко растворимые или легко удаляемые составные части). В подобном SiUL-треугольнике изверженные породы занимают, по Бекке, один отграниченный участок, с которым осадочные породы совершенно не связаны. Однако выделение этого поля изверженных пород на основании достаточного количества анализов до сих пор еще не произведено. Предложенное тем же автором для различения соотношение K : Na : Ca не дает безупречных результатов.

Минералогический состав

§ 401. Подобно изверженным породам кристаллические сланцы, если исключить из их состава породы карбонатные и породы представленные окислами, состоят существенно из *силикатов* и *кварца*. Часть этих силикатов присуща обоим классам этих пород; сюда относятся такие минералы, как полевой шпат, слюда, семейства амфиболов, пироксенов, титанит, ортит, циркон и др., причем различные виды первых четырех семейств минералов представлены в обоих классах пород не одинаково.

Из *полевых шпатов* в кристаллических сланцах как будто полностью отсутствует анортоклаз, а также и калиевые полевые шпаты со свойствами санидина. Из известково-натровых полевых шпатов в них очень распространены кислые, богатые натром, плагиоклазы, в особенности альбит; богатые же известью основные разности значительно реже и ограничены главным образом катазоной. В мезо- и эпизоне анортитовая молекула представлена другими известково-глиноземистыми силикатами, в особенности цоизито-эпидотовой группы, гранатом, лавсонитом и др. Из *группы слюд* наряду с биотитом и лепидомеланом большое развитие имеет мусковит то в виде больших единичных индивидов, то в виде тонкочешуйчатых аггрегатов (серицит), тогда как в магматических породах его присутствие в качестве

первичной * составной части ограничивается развитием в наиболее кислых представителях зернистых пород. В кристаллических сланцах он встречается нередко наряду с пироксенами и амфиболами; в изверженных породах подобный парагенезис совершенно неизвестен. Парагонит как породообразующий минерал встречается повидимому только в кристаллических сланцах. Из *амфиболов* в них отсутствует баркевикит и базальтическая роговая обманка, на второй план отступают рибекит, арфведсонит, катофорит, и, наоборот, очень развиты и частично являются характерными для этого класса пород глаукофан и гастальдит, а также ромбические амфиболы, гедрит и антофиллит. Из минералов *пироксеновой группы* титанавгиты с характерной для них структурой песочных часов совершенно повидимому отсутствуют, редко встречаются эгирин, эгирин-авгит и акмит; в кристаллических сланцах вместо последних наблюдаются омфацит, жадеит и хлормеланит. Из *группы гранатов* меланит, сильно распространенный в щелочных изверженных породах, в кристаллических сланцах почти неизвестен, и, наоборот, очень часто встречаются альмандин и обыкновенный гранат.

Остальные силикаты, встречаемые в кристаллических сланцах, особенно в эпизоне, для магматических пород или совсем неизвестны в виде первичных составных частей, или первичная их природа с достоверностью не доказана. Сюда относятся: хлорит, тальк, цоизит, клиноцоизит, эпидот. В качестве первичных минералов в кристаллических сланцах встречаются также минералы из группы хрупких слюд (оттрелит, мазонит, сисмондин, хлоритоид), дистен, сапфирин, корнерупин и лавсонит, которые целиком приурочены в своем распространении к кристаллическим сланцам и как раз характерны для последних.

Третья группа минералов развита как будто только в магматических породах — это лейцит, мелилит, содалит, нозеан, гаюин. В кристаллических сланцах эти минералы, точно так же как и стекло, до сих пор встречены не были.

Из *несиликатов* в динамометаморфических породах сильно развиты карбонаты, апатит и железные руды (магнетит, железный блеск, реже титанистый железняк), рутил, корунд, графит и графитоид.

§ 402. Выше уже упоминалось, что эти минералы в общем неравномерно распределяются среди пород трех зон; более глубокое представление о законах ассоциаций, имеющих место в отношении составных частей кристаллических сланцев, может быть однако получено только после экспериментальных исследований. Прежде всего должны быть тщательнее установлены условия образования и существования рассматриваемых минералов. Принимают, что при новообразованиях минералов в результате динамометаморфизма — в особенности это относится к мезозоне — наибольшее значение приобретает закон объемов. Закон этот выводят из опытного положения, что из гетероморфных модификаций минералов образуются исключительно или преимущественно под давлением те, которые обладают наибольшим удельным весом, т. е. молекулярные объемы которых $\left(\frac{\text{молек. вес}}{\text{уд. вес}}\right)$ наименьшие. Таким образом в кристаллических сланцах кремнекислота всегда находится в модификации кварца (тридимит и другие модификации почти неизвестны), титановая кислота — в форме рутила, Al_2SiO_5 — в виде дистена или силлиманита, но не андалузита. Выяснено далее, что эта закономерность распространяется не только на различные фазы одного и того же тела, но имеет

* [Едва ли мусковит может быть первично-магматическим минералом уж по одному тому, что в фенокристах порфиролитов он не встречается.]

общее значение, т. е. *данные химические вещества соединяются в минералы так, что при этом объем всей массы оказывается минимальным.*

По Левинсон-Лессингу важнейшие породообразующие минералы можно разбить на две группы. В одной из них молекулярный объем соединения меньше, чем сумма объемов входящих в его состав окислов. Эти минералы называют отрицательными. Минералы с обратным соотношением называют положительными. В виде примера нахождения знака может быть приведен следующий. Молекулярный объем:

$$Al_2O_3 \text{ (исходя из корунда)} = 25{,}2$$
$$SiO_2 \text{ (исходя из кварца)} = 22{,}8$$
$$Al_2SiO_5 \text{ (вычислено из обоих)} = 25{,}2 + 22{,}8 = 48{,}0$$

Принимая во внимание удельный вес всех трех модификаций, получаем: для андалузита 51,8, для силлиманита 50,2 и для дистена 44,0. Последний таким образом резко отрицателен, первые положительны, и для дистена нахождение его в кристаллических сланцах является наиболее вероятным, а для андалузита — наименее вероятным.

Нижеследующие данные для молекулярных объемов важнейших породообразующих минералов взяты у Бекке (см. F. Becke. Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Sitzber. d. Wiener Akad., 1903, Bd. 75). Под словом «наблюдаемый» приводится молекулярный объем, вычисленный по самому минералу, а под словом «вычисленный» — выведенный по окислам молекулярный объем. Третья рубрика дает соотношение первой графы ко второй и тем самым масштаб величины положительности или отрицательности его характера.

Среди минералов с положительным характером попадаются прежде всего такие, которые отличаются большим развитием в контактово-метаморфических породах (гелинит, кордиерит, мейонит, шпинель, андалузит, волластонит, монтичеллит), далее такие, которые часто встречаются в изверженных породах (лейцит, содалит, перовскит); из минералов с отрицательным характером многие свойственны кристаллическим сланцам: глаукофан, дистен, ставролит, хлоритоид, жадеит, альмандин. С другой стороны, нельзя не признать, что один только закон объемов не может быть решающим для новообразования минералов в кристаллических сланцах. Все полевые шпаты отличаются положительным характером (во всяком случае для альбита, который распространеннее всех полевых шпатов в эпизоне и мезозоне, этот положительный характер выражен слабее всего, а для анортита сильнее всего). В катазоне физические отношения, вследствие отступания на задний план ориентированного давления и появления высокой температуры, близки к таковым же, господствующим при образовании глубинных пород, а вместе с тем последним соответствует и минералогический состав катазоны. Точно так же достаточно произвольно сравнение молекулярных объемов вновь образованных минералов с таковыми же их окислов, ибо некоторые из этих минералов произошли при перекристаллизации не из окислов, а из других минералов. Безупречнее сравнение минералогического состава перед и после перекристаллизации, как его вывел Бекке на ряде сравнений объемов. Таким образом может быть, напр., показано, что состоящие из лабрадора, авгита и титанита диабаз или габбро перекристаллизуются в амфиболит или хлоритовый сланец с уменьшением молекулярного объема.

	Наблюдаемый	Вычисленный	Соотношение
Геленит $Ca_3Al_2Si_2O_{10}$	160,5	122,4	1,311 +
Кордиерит $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$	233,0	187,0	1,246 +
Мейонит $Ca_4Al_6Si_6O_{25}$	326,8	281,2	1,162 +
Лейцит $KAlSi_2O_6$	88,0	75,9	1,159 +
Перовскит $CaTiO_3$	42,0	36,3	1,157 +
Анортит $CaAl_2Si_2O_8$	101,1	88,0	1,149 +
Шпинель $MgAl_2O_4$	40,6	36,5	1,112 +
Ортоклаз $KAlSi_3O_8$	109,4	98,7	1,108 +
Альбит $NaAlSi_3O_8$	100,3	92,0	1,090 +
Андалузит Al_2SiO_5	51,8	48,0	1,079 +
Силлиманит Al_2SiO_5	50,2	48,0	1,046 +
Волластонит $CaSiO_3$	41,5	40,0	1,037 +
Содалит $3NaAlSiO_4 + NaCl$	211	204,4	1,032 +
Монтичеллит $CaMgSiO_4$	51,9	51,3	1,012 +
Мариалит $Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl$	330,6	328,3	1,007 +
Нефелин $NaAlSiO_4$	56,5	56,5	1,000 +
Антофиллит $Mg_7Si_4O_{12}$	135,0	136,4	0,995 —
Тальк $H_2Mg_3Si_4O_{12}$	142,4	143,1	0,995 —
Мусковит $H_2KAl_3Si_3O_{12}$	140,0	142,0	0,986 —
Хризотилл $H_4Mg_3Si_2O_9$	113,0	115,5	0,978 —
Ромбический пироксен $Fe_2Si_2O_6$	72,5	74,6	0,972 —
Форстерит Mg_2SiO_4	43,9	45,4	0,967 —
Титанит $CaTiSiO_5$	55,6	59,1	0,958 —
Глаукофан $Na_2Al_2Si_4O_{12}$	136,4	143,6	0,950 —
Тремолит $CaMg_3Si_4O_{12}$	135,0	142,3	0,949 —
Антигорит $H_4Mg_3Si_2O_9$	109,0	115,5	0,944 —
Акмит $NaFeSi_2O_6$	67,0	71,3	0,940 —
Ромбический пироксен $Mg_2Si_2O_6$	64,0	68,2	0,938 —
Геденбергит $CaFeSi_2O_6$	72,0	77,3	0,931 —
Ставролит $HFeAl_5Si_2O_{13}$	123,0	132,1	0,931 —
Пироп $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	118,0	127,5	0,925 —
Дистен Al_2SiO_5	44,4	48,0	0,925 —
Диопсид $CaMgSi_2O_6$	68,0	74,1	0,918 —
Цоизит $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	137,0	149,6	0,916 —
Фаялит Fl_2SiO_4	47,3	51,8	0,913 —
Клиноцоизит $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	135,9	149,6	0,908 —
Жадеит $NaAlSi_2O_6$	61,4	69,2	0,887 —
Альмандин $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	119,8	137,1	0,874 —
Гроссуляр $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	125,8	145,2	0,866 —
Хлоритоид $H_2FeAl_2SiO_7$	69,6	80,5	0,865 —

[В отношении закона объемов можно сказать следующее. Закон объемов — при правильном его толковании — есть, конечно, следствие указанного выше термодинамического принципа Лешателье-Брауна, не могущего вызывать никаких возражений; но, как указывалось уже, принцип этот требует осмотрительного применения, и по отношению к приведенным в тексте случаям он вовсе, по-моему, не применим. Принцип Лешателье-Брауна применим, во-первых, к *равновесным* системам, и это самое главное; во-вторых, к системам замкнутым; в-третьих, мы уже видели, как он формулируется для случая давлений: реакция идет в определенных условиях (повышение давления) с уменьшением объема только (см. § 394) при *постоянной температуре*. В условиях мезозоны, — говорится в тексте, — давление *направленное* (штресс) резко преобладает над гидростатическим и производит работу смещений и кливажа. Равновесие механическое, следовательно, полностью нарушается, и закон объемов поэтому не применим. Впрочем это видно и эмпирически по тем многочисленным исключениям, которые были бы недопустимы даже в меньшем числе, если бы закон действительно имел силу.

Хотя в тексте и утверждается, что такие исключения менее заметны при пересчетах, касающихся всей породы в целом (как, напр., в случае превращения габбро в амфиболит или тем более в хлоритовый сланец), однако едва ли кому-либо станет понятным, как это путем *одного давления* из существенно безводных мине-

ралов габбро — плагиоклаза и пироксена — могут получиться амфиболиты с существенно же гидроксильным минералом амфиболом, составляющим около 30% породы, или — тем более — хлоритовые сланцы с преобладающим в их составе хлоритом с его 12—13% воды по весу. Совершенно очевидно, что если при образовании некоторых представителей этих пород и играет небольшую роль давление (раздробляющее предварительно породы и сообщающее сланцеватость), то уже во всяком случае главнейшая роль принадлежит не ему, а растворам, оставляющим *частично* свою воду в минералах новообразующихся метаморфических пород. А раз нельзя отрицать наличия растворов, могущих привнести или унести вещество из породы, то какая может быть речь о законе объемов?

Конечно, никаких затруднений подобного рода не может встретиться, если предполагать, что и амфиболиты и хлоритовые породы представляют собою продукты поствулканических воздействий со стороны или пород посторонних или даже самих изверженных пород (автометаморфизм, подобный, напр., грейзенизации).]

Структура и текстура кристаллических сланцев

Структуры

§ 403. Важнейшим свойством, которым отличаются структуры кристаллических сланцев от структуры изверженных пород, является *отсутствие определенной, закономерной последовательности в выделении минералов.* Процесс остывания изверженной магмы заключается в кристаллизации составных частей в определенной последовательности при постоянно снижающейся температуре; эта последовательность зависит от взаимной растворимости и в свою очередь определяет степень более или менее полного идиоморфизма составных частей породы. Подобно тому как это наблюдается при контактовом метаморфизме и при процессах динамометаморфизма, минералообразование происходит без существенных различий во времени и в каждый момент ограничивается небольшим участком породы, главная масса которой остается при этом в твердом состоянии. Следствием подобного способа образования является то, что составные части обычно лишены своих кристаллографических ограничений. Структура кристаллических сланцев поэтому совершенно иная, чем в магматических породах, и Бекке выразил это различие тем, что назвал такую структуру *кристаллобластической* [или *кристаллобластовой*] (*βλάστειν* — по-древнегречески расти).

Составные части кристаллических сланцев образованы в общем *ксенобластически.* Это не исключает однако того, что некоторые минералы нередко бывают кристаллографически ограничены и образуют *идиобласты.* Все же при наличии подобных идиобластов нельзя делать вывода о более раннем их образовании. Это следует из того обстоятельства, что, так же как и в контактовых породах, подобные идиобласты содержат и включения связанных с ними ксенобластовых составных частей. Часто большие по величине и выделяющиеся наподобие вкрапленников идиобласты заметно отличаются от фенокристов изверженных пород кроме того еще и тем, что их включения не подчинены законам кристаллизации минерала-хозяина, т. е. не располагаются по граням роста последнего, а обнаруживают то же расположение, как и в окружающей породе. Прослойки породы идут до некоторой степени независимо через такие псевдовкрапленники. Эта отличительная структура (*гемицитовая структура* — ср. рис. 106 и 107, стр. 628) является безупречным доказательством того, что минералообразование происходит в твердой массе породы и что определенный порядок в выделении минералов отсутствует. Как и в контактовых породах, здесь идиоморфизм некоторых минералов,

в противоположность другим, определяется их большей силой кристаллизации. * Бекке расположил составные части кристаллических сланцев по убывающей их силе кристаллизации в следующий ряд, выведенный и на основании опытов:

Титанит, рутил, магнетит, железный блеск, титанистый железняк, гранат, турмалин, ставролит, дистен.

Эпидот, цоизит.

Пироксен, роговая обманка.

Брейнерит, доломит, альбит.

Слюда, хлорит.

Кальцит.

Кварц, плагиоклаз.

Ортоклаз, микроклин.

Каждый вышестоящий в этом ряду минерал в стыках со следующим сохраняет свою кристаллографическую форму.

Особенность в образовании идиобластов состоит кроме того еще и в том, что их кристаллографические формы почти все без исключения отличаются очень простыми комбинациями и что часто развиваются такие плоскости ограничения, которые соответствуют плоскостям спайности. Это последнее особенно наглядно обнаруживается и в случае гипидиоморфного развития: так, напр., пироксены и амфиболы часто образованы в виде столбиков и игол, что обусловлено развитием только граней призмы слюды; хрупкие слюды, тальк и хлорит развиваются в виде тонких табличек по (001), тогда как другие их ограничения оконтурены неправильно. Первые плоскости, обладающие большей молекулярной плотностью, преимущественно образуются повидимому в силу того, что это их образование сопровождается минимальной затратой энергии.

Точно так же и индивиды минералов, образованных в виде ксенобластов, когда их образование в кристаллических сланцах происходит под сильным воздействием *ориентированного давления*, формируются не беспорядочно, но в виде линзовидных или чешуевидных выделений, располагающихся таким образом, что наиболее развитые их плоскости перпендикулярны к направлению давления. Для объяснения этой структуры необходимо иметь в виду два момента: 1) деформацию без разломов и разрывов в пластическом состоянии, 2) полную перекристаллизацию. По высказанному впервые Геймом (A. H e i m. Mechanismus der Gebirgsbildung, B. 11, 1878) взгляду, все породы, подвергающиеся высокому гидростатическому давлению, находятся в состоянии *скрытой пластичности*. Если же к такому гидростатическому давлению присоединяется еще и давление ориентированное в определенном направлении, то в таком случае составные части породы могут претерпевать деформации без разрывов и нарушений. Неправильные, развитые почти одинаково по

* [Kristallisationskraft. Точнее следовало бы сказать: их большей способностью к образованию кристаллографических граней. Но если это так, то естественно возникает вопрос: не может ли та же самая большая способность к развитию граней обусловливать *больший* идиоморфизм и в минералах магматических пород?

Так как нет решительно никаких оснований отрицать такой возможности и для кристаллизации из вязкой магмы, то тем самым, конечно, отношения идиоморфизма опять-таки теряют силу своей убедительности в смысле возможности с их помощью устанавливать *безупречно* порядок выделения минералов и из магмы.]

всем направлениям зерна минералов приспосабливаются к этому одностороннему давлению — явление, при котором перемещения и скольжения по структурным плоскостям играют выдающуюся роль. Способность подвергаться подобного рода деформациям различна для различных минералов и, как это экспериментально доказано, определяется как высокой температурой, так и продолжительностью времени, в течение которого эти процессы метаморфизма происходят. Одновременно с этим, как это точно так же можно экспериментально доказать, при подобных преобразованиях в пластическом состоянии листоватые и стеблевидные составные части располагаются параллельно. Другое толкование дает Бекке на основании так называемого принципа Рикке.[1] Если между зернами породы, подвергающейся динамометаморфическому преобразованию и сильному ориентированному давлению, имеется небольшое количество растворителя, то в местах наиболее сильного воздействия давления вещество растворяется, в местах же наименьшего воздействия давления оно одновременно с этим выделяется снова. Вследствие этого вместе с тенденцией уклониться от давления порода одновременно подвергается как бы медленному растеканию в плоскости, перпендикулярной к направлению давления. Если в определенном направлении давление является минимальным, то в этом же направлении вызывается растяжение и тем самым образование линейно вытянутых или стебельчатых индивидов. Подобные соотношения роста становятся особенно благоприятными, если минералы, втянутые в этот процесс преобразования, сами по себе склонны принимать листовидные или стебельчатые формы; такие минералы при соответствующей своей ориентировке по отношению к давлению растут в этом случае за счет других. Даже идиобласты в процессе их роста могут подвергаться подобному воздействию, так что и тетрагональные кристаллы развиваются таблицеобразно, располагаясь в плоскости, перпендикулярной к давлению.

Оба процесса преобразования могут быть связаны друг с другом; склонность к тому или другому из них различна в каждом отдельном случае и зависит от природы исходного материала. С обоими связано образование параллельной текстуры и сланцеватости.

§ 404. О частоте *включений*, в особенности в больших идиобластах, и их расположении в минерале-хозяине (т. е. включающем) было уже упомянуто выше. Первое (т. е. частота) приводит, как и в роговиках, к образованию *ситовидной структуры*, причем включающий минерал выполняет только промежутки между включениями или обрастает их наподобие периморфоз. Наоборот, скелеты кристаллов,—которые возникают в стекловатых изверженных породах, обусловленные более быстрым ростом ребер и углов, — в кристаллических сланцах совсем неизвестны.

Зональная структура встречается значительно реже, чем в изверженных породах, и развивается значительно менее отчетливо. Бекке нашел, что образование каемок в плагиоклазах кристаллических сланцев подчиняется иным законам, чем в магматических породах: их центральные части обычно более насыщены альбитом, чем каемки.

[1] E. Riecke. Über das Gleichgewicht zwischen einem festen homogenen deformierten Körper und einer flüssigen Phase usw. Nachrichten von der Königl. Gesellsch. der Wissenschaften zu Göttingen. Math-physik. Klasse, 4, 1894.

[Бекке, неоднократно оттеняя — и совершенно справедливо — менее резкую зональность в плагиоклазах кристаллических сланцев и обратный по сравнению с таковой же магматических пород ее характер (в последних, как мы видели, наружные зоны более бедны анортитом, чем внутренние), отказывался объяснить это обстоятельство. Между тем, если для толкования происхождения кристаллических сланцев стать на точку зрения не динамометаморфизма как причины минералообразования и перекристаллизации, а простой перекристаллизации под воздействием поствулканических *растворов*, т. е. *богатых водою систем*, — то обе эти черты плагиоклазов получат вполне удовлетворительное объяснение.

В растворах явления кристаллизации — если иметь в виду, что кристаллизуются весьма трудно растворимые силикаты и растворителем является существенно вода — идут в несравненно более жидкостной среде, чем в силикатовых сплавах, представляющих материал магматических пород. В связи с тем, что мною было уже сказано относительно слабой зональности плагиоклазов в базальтах, такая же или еще менее ясно выраженная зональность их в кристаллических сланцах станет вполне понятной, если принять, что сланцы эти образуются вышеуказанным путем. Что касается обратного характера зональности плагиоклазов, то, имея в виду, что более богатые анортитом плагиоклазы *в водных растворах* более растворимы, чем более богатые альбитом, последние члены должны, очевидно, выпадать из растворов ранее, чем первые, а потому и зональность здесь должна быть обратной.

Таким образом плагиоклазы и магматических пород и кристаллических сланцев подчиняются одному и тому же закону, отвечающему их *растворимости*, но в разных условиях тех и других пород растворимость плагиоклазов различна, а потому и следствия различны.]

§ 405. *Величина зерна* в кристаллических сланцах, точно так же как и в изверженных породах, очень изменчива и в значительной степени зависит от глубины зоны. * В эпизоне господствуют тонкозернистые до плотных породы. В катазоне, наоборот, зерна в результате развития собирательной кристаллизации принимают величину, наблюдаемую у гранитов, как, напр., в большинстве гнейсов, эклогитов и т. д. Между этими двумя крайними модификациями имеются все переходы.

Часто главные составные части приобретают почти одинаковые размеры — в таком случае говорят о *гомеобластовой структуре*, в противоположность *гетеробластовой*, при которой наблюдаются значительные различия в величине зерна. В гомеобластовых породах различают, кроме того, *гранобластовые* образования, когда в составляющих породу компонентах преобладает форма зерна [т. е. индивиды более или менее изометричны]. Типичнее всего она развита в катазоне. Зерна внедряются друг в друга зубьевидно или — в другом крайнем случае своего развития — образуют округленные, нередко также равномерно развитые полиэдрические плоскостные контуры; в последнем случае эта структура напоминает таковую же роговиков и часто называется роговиковой или торцовой (Pflaster — наподобие мостовой). Бедные слюдой гнейсы, эклогиты, кварциты, зернистые карбонатные породы чаще всего обнаруживают гранобластовую структуру. При *лепидобластовой структуре* преобладает листоватое или чешуйчатое расположение частиц, при *нематобластовой* — стебельчатое, игольчатое или волокнистое. Примерами первой являются многослюдистые гнейсы, тальковые и слюдяные сланцы, для последней — актинолитовые, глаукофановые сланцы и нефриты.

---

* [Так, по-моему, говорить нельзя. Величина зерна зависит не от глубины зоны *непосредственно*, а от условий образования того или иного сланца, т. е. от температуры, количества растворов, длительности процессов метаморфизма и, конечно, состава метаморфизуемой породы и ее структуры.]

В гетеробластовых породах некоторые составные части имеют вид вкрапленников, чем и определяется название их структуры *порфиробластовою*. Порфибласты развиваются или в виде идиобластов (как, напр., дистен и ставролит в известных парагонитовых сланцах Тессина), или в виде ксенобластов; в последнем случае они образуют либо овальные, либо округленные «глазки» (*очковая структура*). Основная масса пород может развиваться опять-таки или как гранобластовая, или как лепидобластовая, или как нематобластовая.

§ 406. Особенность некоторых кристаллических сланцев состоит в том, что в них еще можно узнать остатки структуры их материнской породы; эта структура не полностью исчезла или видоизменилась под влиянием процессов метаморфизма. С достаточным основанием сравнивают образование подобных пород с палимпсестом, при котором на первоначальные письмена (после их стирания, соскабливания) накладывались новые, и соответственно называют структуру в таких случаях *палимпсестовой* или *реликтовой*. Глазки полевых шпатов многих очковых гнейсов являются остатками вкрапленников порфировых изверженных пород. В других глазках можно восстановить первоначальные гальки кластических осадков. В ортогнейсах иногда находятся еще графические прорастания кварца и полевого шпата, перешедшие из материнской породы, или же может быть до некоторой степени еще прослежена первоначальная последовательность выделения составных частей. Наряду с химической характеристикой подобные реликтовые структуры являются важнейшим вспомогательным средством для распознавания исходного материала, из которого возник кристаллический сланец.

Текстуры

§ 407. Важнейшей и наиболее распространенной текстурой кристаллических сланцев является *параллельная текстура*. При не слишком тонком зерне она обычно выступает явственно уже макроскопически, в первую очередь вследствие параллельного расположения листоватых составных элементов — в особенности слюды, затем стебельчатых, игольчатых и волокнистых образований, которые своими главными направлениями вытянутости располагаются в более или менее ровной плоскости. Вследствие этого подобные плоскости являются плоскостями наиболее легкой делимости и отвечают главному излому породы. Подобное параллельное расположение составных частей и связанная с нею делимость обусловлены, как и поперечная сланцеватость (кливаж) пелитовых осадочных пород (§ 328), односторонним давлением, действовавшим во время метаморфизма, и обозначается соответственным термином «сланцеватость» (в противоположность понятию слоистости). * Этой сланцева-

* [Слоистость есть сложение, обусловленное чередованием слоев различного состава или различной структуры либо того и другого вместе, и это чередование вызывается в свою очередь изменениями в условиях осаждения. Поэтому слоистость есть первичное свойство пород. С другой стороны, сланцеватость обусловлена только давлением и выражается только в параллельном расположении компонентов породы. Очевидно, для ясного выражения сланцеватости достаточна только ясная же параллельность элементов породы, а различие в составе может и не наблюдаться. Сланцеватость есть вторичный текстурный элемент для породы, ею обладающей.

Очевидно, если давление направлено перпендикулярно к первичной слоистости породы, то сланцеватость будет параллельна последней. Если слоистость

тости и обязаны своим названием кристаллические сланцы. Значительно реже (как, напр., в некоторых гранулитах) можно распознать равным образом уже макроскопически, что минералы, не обнаруживающие никакой склонности к листоватым или стеблистым образованиям (как, напр., кварц), приобретают пластинчатый или чечевицеобразный облик и своим параллельным расположением вызывают сланцеватое строение. Под микроскопом подобное явление можно наблюдать очень часто, и иногда устанавливается даже кристаллографически-закономерное расположение индивидов кварца, при котором его вертикальные оси ориентированы перпендикулярно к плоскости сланцеватости (*правило Тренера*). С этой параллельной текстурой связано в большинстве случаев также известное разделение составных частей по более или менее тонким полосам, так что, напр., в гнейсах полосы, состоящие существенно из кварца и полевого шпата, чередуются с другими полосами, богатыми слюдой.

Главными формами этого сложения, обозначенного общим термином «сланцеватость», являются *сланцеватые*, *чечевицеобразные* и *полосчатые текстуры*. При сланцеватом развитии расположение составных частей в виде многократно повторяющихся непрерывных и тонких полос-прослоек является наиболее широко развитым. Главный (продольный) излом почти плоский и обнаруживает всегда только одну из этих полос, тогда как в поперечном разломе ясно наблюдается их перемежаемость. При чечевицеобразной (flaserig) текстуре разделение составных частей происходит так, что определенные минералы собираются в плосколинзовидные, параллельно ориентированные аггрегаты, тогда как другие, в особенности листоватые компоненты, облекают эти линзы изогнутыми согласно поверхности последних слоями. Продольный разлом не является плоским, но проходит волнообразноизогнуто, и на нем существенно

была обусловлена ясным различием в составе слоев (напр. чередование чистых глинистых и чистых песчанистых прослоев и пр.), то порода может оказаться одновременно и сланцеватой и слоистой. Если первичная слоистость была обусловлена преимущественно различием в структуре (зерне) породы, то при перекристаллизации это различие может совершенно исчезнуть, и хотя сланцеватость опять будет совпадать со слоистостью, но о последней мы непосредственно, без наблюдений на месте (иногда и последние не помогут), говорить не сможем. Наконец, имея в виду только что приведенный пример, можно представить и появление вторичной слоистости, зависящей, как и сланцеватость, от давления. Именно: если согласиться с тем, что образование кристаллических сланцев происходит с помощью поствулканических растворов и согласиться поэтому также с тем, что перекристаллизация идет отдельными этапами, а не одновременно, то можно заключить, что растворы, приводящие в данный момент к образованию известного или известных минералов, легче всего передвигаются в направлениях перпендикулярных к давлению и отлагают данное или данные вещества на поверхности, заключающей эти направления; иначе говоря одновременно с перекристаллизацией идет и диференциация вещества первоначально слабослоистой или совсем неслоистой породы, так что и зависящие всегда от давления сланцеватость и слоистость взятого примера являются феноменами одинаково вторичными. Быть может, некоторые кварцево-полевошпатовые полосы и линзы в гнейсах, имеющие не очень редко пегматитовую структуру, происходят именно таким образом.

Все это показывает, как осторожно надо относиться к идентификации слоистости и сланцеватости и как иногда необходимо быть осторожным, чтобы не счесть вторичную слоистость за первичное явление. Само собою разумеется, что все это может быть решено только при координации кабинетной и полевой работы, да и вообще кристаллические сланцы больше, чем какие-либо другие породы, требуют таких наблюдений, при которых и петрография и геология играют одинаково важную роль.]

обнаруживаются только составные части волнистоизогнутых слоев. На поперечном изломе можно видеть перемежаемость вытянутых линз и облекающие последние слои. При полосчатой текстуре разделение составных частей менее совершенно: все компоненты породы находятся во всех полосах, но в различном количестве. Как главный, продольный, так и поперечный изломы позволяют различить все составные части, но параллельное расположение их выступает значительно явственнее только в последнем.

При *стебельчатой текстуре* все элементы породы расположены линейно. Их возникновению способствует наличие в породе игловатых и струйчатых образований минералов, параллельно вытянутых по своей длине. На всех направлениях параллельных плоскостей излома характерные особенности этой текстуры выступают с одинаковой ясностью.

Все эти текстуры обнаруживают большое разнообразие в своем внешнем облике как вследствие различия в величине зерен, изменения в количественном соотношении минералов, так и в результате частого изгибания и складчатости текстурных плоскостей.

§ 408. Явления, происходящие при образовании сланцеватости, очень разнообразны. В § 403 было указано, что они могут покоиться на принципе механического преобразования в пластическом состоянии или на перекристаллизации (кристаллобластическом преобразовании) по *принципу Рикке*; в последнем случае Бекке говорит о *кристаллизационной сланцеватости*. * В обоих случаях процесс преобразования принимает до некоторой степени стационарный характер, и поверхности сланцеватости располагаются перпендикулярно к направлению максимального давления. Иного рода процессы видят вместе с Зандером в диференциальном перемещении мельчайших составных частей в плоскостях сланцеватости; эти перемещения связываются с соответствующими движениями больших масс пород и всей породы в целом, как, напр., в областях перекрытий — надвигов. Действующее в большей или меньшей мере в этой плоскости ориентированное давление вызывает скользящее или срезающее движение этих элементов, определяя параллельную текстуру. Эта последняя может быть связана в свою очередь с катакластическими, пластическими или кристаллобластическими преобразованиями. Особенно тесно связываются с подобными явлениями чечевицеобразные полосчатые текстуры. Перекристаллизация и процесс образования сланцеватости могут быть в таком случае более или менее независимыми друг от друга, и даже во времени они могут совпадать только частично.

В парапородах сланцеватость нередко соответствует первоначальной слоистости исходного материала, причем в них можно еще распознавать разнообразные слои осадочных пород и совпадение их границ с поверхностями сланцеватости. До некоторой степени сланцеватость является в таком случае реликтовой текстурой, которая под влиянием действующего в одном направлении давления или осталась совсем неизменной, или только в очень незначительной степени была видоизменена и тем сильнее была подчеркнута. В других случаях мы не находим подоб-

* [Сланцеватость может и не сопровождаться сколько-нибудь заметными явлениями перекристаллизации. От большой нагрузки или давления, спрессовывания, глина превращается в сланцеватую глину, но появившаяся в этом случае сланцеватость не является кристаллизационной. Это объясняет, почему автору понадобилось в термине определение «кристаллизационная».]

ной взаимозависимости между изменением породы и сланцеватостью, и эта последняя возникает при метаморфизме наново и независимо от прежней слоистости. [См. примечание к § 407.]

§ 409. В кристаллических сланцах, претерпевших сильную перекристаллизацию, развивается замечательным образом своеобразный вид сферического расположения их составных частей, аналогичный подобным же явлениям в оливиновых габбро (§ 128), который и может быть назван *келифитовой* или *оцелляровой* * *текстурой*. Составные части располагаются при этом то концентрическими слоями, то радиально-лучистыми стебельками вокруг одного центра, часто состоящего из граната (рис. 110). Внутри самих скорлуп, окружающих центральное зерно, нередко при этом обнаруживается параллельная ориентированность минералов или некоторый род закономерного проникновения одних в другие. Точно так же можно узнать иногда достаточно явственно увеличение массы скорлуп за счет окружаемого ими ядра, вплоть до полного исчезновения последнего (рис. 111). Подобные оцелляровые текстуры находятся очень часто в самых разнообразных кристаллических сланцах: гнейсах, слюдяных сланцах, роговообманковых сланцах, эклогитах и т. д.

В том случае, когда струйчато или стеблевидно образованные минералы проникают более или менее закономерно друг в друга, так что при этом возникают кустовидно разветвленные, пучкообразные или мирмекитоподобные формы аггрегатов, говорят о *диабластовом* строении или структуре.

Реликтовые (*палимпсестовые*) *текстуры*, как, напр., флюидальная текстура, слоистость, косая слоистость (несогласная параллельная текстура), иногда еще могут быть распознаны в кристаллических сланцах (рис. 97). Однако текстуры, возникшие вследствие *несовершенного заполнения пространства* пород, как, напр., пористые, ячеистые, пузыристые и др., по весьма понятным причинам совершенно неизвестны.

Кристаллические сланцы как геологические тела

§ 410. Хотя кристаллические сланцы являются метаморфическими изверженными породами или осадочными породами, однако они встречаются не в геологических формах, свойственных для каждого из этих двух классов горных пород. Сланцы, происшедшие из глубинных пород, не образуют штоков или массивов, происшедшие же из жильных пород не являются вообще жилами. Характерной геологической формой всех кристаллических сланцев являются более или менее плоскопараллельные, слоеподобные тела или плосколинзовидные и толстые дискоидальные залежи. Исходя только из форм залегания кристаллического сланца, мы поэтому не можем делать выводов о происхождении его из того или другого класса пород, подобно тому как это можно сделать основываясь на составе и структуре их. Однако этим самым не имеется в виду утверждать, что первоначальная характерная форма горной породы не может сохраниться в них в достаточно явственной степени. В гранито-гнейсах соответствующие первоначальным лампрофировым и аплитовым жилам части пород располагаются явно несогласно с параллельной текстурой гнейсов.

---

* [Ocellus — по-латыни глазок.]

В общем можно сказать, что кристаллические сланцы, происшедшие из небольших масс пород, встречаются преимущественно в линзообразных формах, сланцы же, связанные с наиболее широко развитыми породами, — в виде вытянутых в длину слоеподобных тел; напр. линзы мрамора, амфиболита, эклогита залегают в слоеподобных массах гнейса. Затем неоднократно было установлено, что залежи определенной кристаллически-сланцевой породы очень часто лежат в известной последовательности друг за другом в определенном горизонте гнейсового комплекса. Это свидетельствует о том, что они являются разорванными частями первоначально единой и непрерывной массы пород, как это, напр., можно видеть в сильно складчатых Сланцевых горах, где большие диабазовые покровы разбиваются на многочисленные диабазовые залежи, а гранитные жилы — на четковидные гранитные линзы. Точно так же следует иметь в виду, что обнажающийся часто в виде залежей кристаллический сланец появляется в других местах той же местности в виде прослеживаемых на большие расстояния слоев, как, напр., зернистые известняки в канадских гнейсах. Таким образом решающее значение для залегания в виде залежей или слоев имеет не только масса породы, но и интенсивность процессов складчатости. Наконец здесь играет несомненно большую роль также тот свойственный субстанции и еще детально не исследованный фактор, который можно назвать способностью к складчатости. Там, где кварцитовые залежи незначительной мощности протягиваются на продолжении нескольких квадратных *км* в непрерывном залегании среди гнейсового комплекса, другие породы, значительно большей мощности, разбиты на части.

Наконец известны районы развития кристаллических сланцев, в которых и господствующие породы (гнейсы) обнажаются в виде плоских линзовидных тел, т. е. вся горная группа состоит из системы сдвинутых друг относительно друга плоских линз, причем и минералогический состав и структура подвергаются в них очень резкому и чередующемуся изменению как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

Все эти различные формы тел и их сочетаний могут быть искусственно воспроизведены, если пропускать через вальцы разнообразные по размерам пластины, шары и массы различной формы пластического вещества. Совершенно независимо от их первоначальной формы все они под воздействием вальцев выходят из них в виде параллельных пластин или линз.

Классификация кристаллических сланцев

§ 411. Ни в одном из отделов учения о горных породах точное представление наших сведений и их логическое расположение — факторы, которые только одни могли бы привести к желательной естественно-исторической классификации — не наталкиваются на такие трудности, как в учении о кристаллических сланцах. Взгляды на их сущность и возникновение еще до сих пор очень мало выяснены и часто сильно расходятся. Уже отделение их от изверженных и осадочных пород довольно шатко и подвержено до некоторой степени произволу. Как и вообще в мире горных пород, здесь мы не имеем для них каких бы то ни было резких границ. Несравненно труднее во многих случаях различение метаморфических пород друг от друга, также как и расчленение кристалли-

ческих сланцев древнейшего комплекса горных пород: сюда принадлежат часто генетически совершенно разнообразные объекты.

Как это видно из приведенного в § 392 определения, большая часть кристаллических сланцев, так же как первичного комплекса горных пород, по убеждению преобладающего числа геологов и петрографов, специально занимавшихся их изучением, — динамометаморфического происхождения. * Не принимая во внимание различия взглядов на значение факторов, действующих при этом метаморфизме, и на те пути, по которым шли превращения, можно эти породы определить одним общим термином кристаллических сланцев в узком понимании этого слова. Для других пород, весьма сходных или видимо идентичных по свойствам, пришли к заключению об ином их происхождении на основании главным образом полевых исследований в Скандинавии, Финляндии и Канаде, где эти исследования облегчаются исключительно превосходными обнажениями этих пород. *Мы не имеем до сих пор какого-нибудь общего и благонадежного метода для различения этих разных категорий кристаллических сланцев*; к тому же и микроскопические исследования не в состоянии во многих случаях существенно расширить эти границы распознавания. Некоторые породы древнейшего комплекса являются еще совсем криптогенными, и при попытке естественноисторической их классификации, покоящейся на генетическом принципе, пришлось бы в настоящее время основываться на весьма ненадежных посылках. К этому присоединяется и то обстоятельство, что для подобной классификации не хватает необходимой номенклатуры, которая не в состоянии поспеть за быстрым развитием наших знаний в этой части учения о горных породах и может развиваться только постепенно.

Для объяснения вышеприведенного можно привести некоторые соображения.

[Считаю совершенно необходимым отметить, что ни Розенбуш, ни дополнявший его книгу Озанн ни словом не упоминают о возможности применения к кристаллическим сланцам правила фаз, хотя трактующая этот вопрос работа Гольдшмидта (см. выше § 381) была известна последнему автору.

Относительно правила фаз надо иметь в виду следующие. 1) Прежде всего это только «правило», как его назвал сам гениальный исследователь американец Гиббс. Как всякое *правило*, оно помогает разбираться в сложных случаях, сложных системах, столь же просто, как в простейших, предупреждая — без запутанных в этих сложных случаях рассуждений — возможность ошибок тем, что позволяет наперед предвидеть возможный результат реакций. 2) Правило это имеет в виду только определенные физико-химические системы, а именно те, в которых определяющим моментом являются *только два* физико-химических фактора — температура и давление. 3) Оно имеет в виду равновесные системы и 4) именно *системы*, т. е. нечто в каждом отдельном случае *единое*, *целое*, в котором имеются отдельные составляющие *части* этого целого, называемые именно поэтому, т. е. *как части единой системы*, *фазами* этой системы. Недаром один из первых разъяснителей применения правила фаз Ван't Гофф указывал еще в первое время применения этого правила на частые злоупотребления. «Это преувеличение, — писал гениальный голландский химик, — особенно сказывается благодаря все более и более вкореняющемуся злоупотреблению терминами «твердая фаза», «жидкая фаза», «газообразная фаза», которые применяются даже и в тех случаях, когда можно сказать просто «твердое тело», «жидкость» или «газ». Мне кажется, что важность правила фаз Гиббса заключается в том его *педагогическом* (подчеркиваю я — *В. Л.*) значении, которое проявляется при классификации явлений химического равновесия». (См. В а н't Г о ф ф. Правило фаз. Перев. П. П. Веймарна, под ред. И. Ф. Шредера, СПБ, 1904.) В этой же своей речи Ван't Гофф говорит, что при примене-

* [См. на этот счет мое примечание к определению Розенбуша.]

нии правила фаз «единственное затруднение для нас представляется в способе определения числа компонентов (независимых — *В. Л.*), но раз это число найдено, то оно может послужить основой классификации различных случаев (химического равновесия — *В. Л.*)».

Опираясь на эти утверждения крупнейшего авторитета в физической химии как в практическом, так и в теоретическом отношении, посмотрим, насколько правило фаз приложимо к кристаллическим сланцам. Как мы видели, — и в этом согласны буквально все ученые, — ни в один момент метаморфического своего превращения *вся порода в целом* в этом превращении не участвует; следовательно ни в один же момент своего существования порода в качестве метаморфизующегося *тела* не представляла собою *системы* (магматическая же порода представляет систему, так как начиная с совершенно жидкой лавы, единой жидкой фазы, она проходит все стадии отвердевания, выделяя свои части, т. е. фазы, в виде минералов, газов и паров). Раз это так, то мы не имеем никакого права говорить о минералах как о *фазах*. В каждый данный момент метаморфизма порода представляет *смесь — механическую смесь, а не раствор или расплав* — отдельных частей, и эти части (а не фазы) представлены отдельными твердыми компонентами, не вовлеченными еще в процесс метаморфизма, и отдельными же разбросанными, так сказать, по породе (не системе) системами, в которых в зависимости от состава, температуры, давления, количества и качества находящихся здесь растворов идут процессы превращения, притом процессы временами совершенно различные: в одном месте только процессы растворения, в другом — только осаждения, в третьем — двойного замещения (т. е. и первые и вторые вместе). Совершенно понятно, что если к некоторым из таких участков, рассматривая их с допустимым приближением как системы, мы можем применять правило фаз, то ко всей метаморфизующейся породе — смеси различных этих систем и различных механически к ним присоединенных минералов — правило фаз мы применять ни в коем случае не можем. Нельзя также считать, что это правило может в наших геологических условиях, так сказать, прикидываться, применяться приблизительно, ибо оно и создано-то как раз для *точного* учета.

На этом можно было бы и закончить. Однако попробуем на мгновение допустить, что приведенное рассуждение не верно. «Единственное затруднение», указанное Ван'т Гоффом, заключается, как мы видели, «в способе определения числа компонентов» (независимых), и это единственное для химиков затруднение у нас, геологов, превращается в затруднение непреоборимое. В самом деле, если не *подбирать* искусственно для получения верного ответа—известного нам наперед в виде данной породы — количества независимых компонентов, то в каждой почти метаморфической породе, исходя из правила фаз, мы должны были бы иметь столько же минералов, сколько имеется независимых компонентов, и наоборот (см. напр. «Основные идеи геохимии», перевод статей Гольдшмидта под ред. А. Е. Ферсмана, Госхимтехиздат, Л., 1933, стр. 8), т. е. не менее 13 минералов — по числу *главных* окислов в анализах пород. Так как этого нет, то что, спрашивается, может дать правило фаз, если, повторяю, не подгонять соображения к наперед известным фактам. Ведь правило фаз для того и создано, чтобы убедиться, соответствуют ли факты известным наперед посылкам (число компонентов, число степеней свободы или число переменных факторов равновесия и число фаз, или комбинации этих величин по две), а не наоборот.

Ясно, что *правило фаз к кристаллическим сланцам как к петрологическим единицам не применимо, а потому и не может служить для классификации этих естественных тел.* (См. также: В. Н. Лодочников. К вопросу о классификации кристаллических сланцев, «Геол. вестник», т. IV (1918—1921 гг.), Госиздат, П., 1921.]

§ 412. Имеются породы, которые так залегают в типичных кристаллических сланцах древнейшего комплекса, что они несомненно подвергались тем же метаморфизующим воздействиям, как и эти последние, но которые ни по минералогическому своему составу ни по структуре и текстуре не отличимы от глубинных пород, так что различными авторами они причислялись то к тем, то к другим. Примеры подобного рода дают многие оливиновые породы Скандинавии и Альп. С другой стороны, глубинные породы с первичной параллельной текстурой, в особенности когда она сопровождается явлениями протоклаза, могут очень напоми-

нать кристаллические сланцы. Таким образом то, что ранее определялось как гнейс, теперь — только после подробного геологического и микроскопического исследования — снова отделено от гнейса. Некоторые петрографы держатся того взгляда, что первичная параллельная текстура с минералогическим составом и структурой кристаллических сланцев, может возникнуть и в периферических частях тела глубинных пород, если затвердевание магмы происходит под ориентированным давлением. Вейншенк называет подобное явление *пьезокристаллизацией* и ею объясняет происхождение многих альпийских гнейсов. Этот процесс имел бы в некотором отношении сходство с метаморфическим преобразованием в пластическом состоянии, и однако он не может быть назван метаморфизмом, ибо его продукты были бы изверженными породами, а не кристаллическими сланцами. Точно так же и Вебер видит в своей *протеробластовой* структуре, как об этом говорит само наименование, структуру очень похожую на кристаллобластовую, если не вполне ей идентичную; такая структура возникает будто бы в качестве первичной при остывании магмы и может быть связана с параллельной текстурой.

Чисто катакластически измененные изверженные породы необходимо, точно так же как и разрушенные атмосферными воздействиями породы, рассматривать как патологические разности и соответственно с этим исключить их из кристаллических сланцев, на которые они макроскопически очень похожи. В этом однако случае микроскоп показывает, что часто катаклаз связан в различной степени с метаморфическим преобразованием породы. Точно так же воздействие одних и тех же действующих факторов на различный исходный материал может выразиться внешне различным образом, и породы ограниченного геологического комплекса, отчасти непосредственно перемежающиеся друг с другом, могут быть видоизменены тем или иным способом. И здесь расчленения в номенклатуре более или менее произвольны и подвержены субъективным воззрениям.

Пелитовые осадки переходят в кристаллические сланцы в следующей последовательности: глина, сланцеватая глина, глинистый сланец, филлит, слюдяной сланец. Диагенез и метаморфизм являются во многих отношениях только ступенями одного и того же процесса, не отличаясь по существу, а только количественно. Многие составные части нормальных палеозойских глинистых сланцев, как рутил и турмалин, отличаются аутигенным характером и являются несомненно новообразованиями, как и составные части кристаллических сланцев. В этой книге филлиты рассматриваются наряду с осадочными породами, но быть может их с большим правом следовало бы присоединить к кристаллическим сланцам. *

§ 413. Значительно труднее, как это показывает следующий пример, разграничение друг от друга метаморфических пород. По Эйдемсу, амфиболиты восточного Онтарио возникли отчасти из нечистых известняков в результате воздействия на них процессов динамометаморфизма, отчасти в результате динамометаморфизма изверженных пород, а отчасти (ср. § 386) так же при сильном привносе материи в процессе контактового метаморфизма на чистые зернистые известняки. Получающиеся

* [Если, как предлагалось выше, называть филлиты микрокристаллическими сланцами, то такое их положение будет видно по самому названию.]

в результате породы, хотя и различного происхождения, часто практически идентичны как по внешнему виду, так и по составу. Близкое родство различных процессов метаморфизма, происходящих на больших глубинах, и сходство продуктов этого метаморфизма подчеркнуто на стр. 567: кристаллические сланцы катазоны нередко напоминают по структуре, текстуре и — при простом химизме — по минералогическому своему составу сланцеватые роговики. С другой стороны, и роговики, если они в процессе своего возникновения подвергаются явлениям складчатости, приобретают свойства кристаллических сланцев (*пьезоконтактовый метаморфизм* Вейншенка).

Взгляд, что многие *адергнейсы*, *ленточные гнейсы* и *полосчатые гнейсы* представляют собою роговики, возникшие под действием пропитывания их магмой или инъекции (инъекционные гнейсы), является сильно распространенным и во многих случаях действительно подтвержден. Большое распространение и разнообразные формы проявления, которые приобретают подобные *артериты* (Седерхольм), *мигматиты* (Седерхольм) или *вениты* (Гольмквист) в Финляндии и южной Швеции, приводят к тому представлению, что значительная часть инъекционных явлений, происходящих на большой глубине, имеет место, с одной стороны, на больших расстояниях, принимая региональный характер, а с другой — может быть связана с процессами далеко идущей ассимиляции, которые могут усиливаться вплоть до полного переплавления или вторичного расплавления больших комплексов горных пород (*анатексис* по Седерхольму).

Образование кристаллических сланцев, по мнению некоторых геологов, происходит при существенном воздействии минерализаторов (в более широком смысле этого слова). Так, Термье допускает, что эти продукты поднимаются из глубоколежащих больших магматических масс без каких бы то ни было особых каналов привноса («en colonnes filtrantes»), метаморфизуя на своем пути окружающие породы. Как род, так и сила превращения зависит при этом, кроме природы агентов-минерализаторов и встречающихся на их пути пород, также и от условий залегания последних и обусловленной этим их «пропускной способности». Возможность такого процесса также едва ли может оспариваться, но он вряд ли может быть применим к процессам образования молодых кристаллических сланцев, так как его продукты стояли бы ближе к породам контактово-метаморфическим, чем к динамометаморфическим.

§ 414. Нередко можно встретиться с таким случаем, когда на одну и ту же породу воздействовали различные виды метаморфизма в различные времена и быть может различным способом, так что в результате мы имеем дело с *полиметаморфической* породой. О контактовом метаморфизме кристаллических сланцев упоминалось уже в § 389. Прекрасный пример динамометаморфизма контактовых пород был описан из Ross-Shire в Шотландии. Гранитная глубинная порода превращена была в очковый гнейс, а нормальные или только немного контактово-метаморфически измененные глинистые сланцы — в слюдяные сланцы. Роговик же оказался, как и можно было ожидать, очень устойчивым ко второму процессу метаморфизма, и только типичные контактовые минералы, как андалузит и хиастолит, перекристаллизированы, как на это указывают псевдоморфозы, в дистен и мусковит. В этих породах можно еще хорошо установить как виды метаморфизмов, так и их последовательность во

времени, а также и то участие, которое каждый из них принимал в преобразовании; в других же случаях это установить невозможно. Вполне вероятно, что большая часть кристаллических сланцев в первичной земной коре представляет собой подобные полиметаморфические породы. В особенности при образовании артеритов ассимиляционные и инъекционные явления захватывали не нормальные сланцевые, но уже динамометаморфически измененные породы, или, наоборот, динамометаморфизм следовал за инъекцией. Вполне естественно, что одна и та же порода может несколько раз и в различные периоды времени подвергнуться динамометаморфизму. *

§ 415. Как видно из всего вышесказанного, время для естественной классификации кристаллических сланцев еще не настало. В настоящее время возможно только расположить их по одному какому-нибудь существенному признаку и за таковой можно принять либо химические, либо минералогические взаимоотношения.

Грубенман [1] в своей систематике исходит из химических взаимоотношений как важнейшего принципа для классификации. В связи с этим он различает 12 отделов или групп и, принимая во внимание различия фациального характера, соответствующие различным глубинным зонам, делит их на три ряда, так что возникает таким образом 36 подотделов. Расчленение на группы основывается, за некоторыми видоизменениями, на приведенной в § 61 для изверженных пород химической системе. Ее символы S(= s), A, C, F, a, c, f и K(= k) имеют то же самое значение, пересчитываются точно таким же образом и точно так же располагаются в треугольнике проекций. Наряду с ними приводятся еще два дополнительных символа, из которых один — T — обозначает молекулярный избыток (излишек) глинозема над суммой извести и щелочей, другой — M — молекулярное количество извлеченной из F извести. Эти два коэфициента особенно приспособлены для характеристики парагнейсов. Ряды обозначаются путем употребления приставок эпи-, мезо- и ката-. Принадлежность к тому или иному ряду, естественно, только в редких случаях может быть определена непосредственно ** из

---

* [Как можно заключить из приведенного выше примечания к § 392, многие затруднения Розенбуша возникают именно из его взглядов на *динамометаморфическое* происхождение кристаллических сланцев.]

[1] U. Grubenmann. Die kristallinen Schiefer. 2 Aufl., 1910. [См. также вышеприведенную на стр. 561 книгу Грубенмана и Ниггли.]

** [У внимательного читателя при чтении этой фразы сейчас же должна возникнут мысль: если принадлежность к *геологическим* зонам (ведь эти зоны эпи-, мезо- и ката- дают глубины образования соответствующих объектов) определяется только «в редких случаях непосредственно», то на основании этих же «редких случаев» зоны и были установлены. Такой вывод, конечно, совершенно правилен, а потому столь же правильно и заключение, что приставки эпи-, мезо- и ката- далеко не всегда выражают действительно то, что они в себе заключают, или, по крайней мере, такое соответствие только «в редких случаях» («nur selten» оригинала) может быть доказано. Но в таком случае на вопрос, насколько обосновано такое деление на «глубинные зоны», едва ли может быть дан какой-либо удовлетворительный ответ. Однако группы, выделяемые Грубенманом, действительно достаточно резко отличаются одна от другой и действительно же существуют. Вопрос заключается следовательно в номенклатуре, не отвечающей содержимому, а потому и не выдерживающей, по-моему, критики. Вот почему я считал необходимым отметить (см. примечание к концу первого абзаца § 397), что зоны Грубенмана отвечают не глубинам, а *температурам*. Понятно, что при таком толковании получается полная согласованность защищаемого мною взгляда на контактово-метаморфическую при-

геологических соотношений или геологической связи их с другими породами, но должна выводиться из минералогического состава и строения породы.

§ 416. Последовательность, с которой описываются кристаллические сланцы в этой книге, та же, что и в прежних изданиях; она покоится в основном на минералогических взаимоотношениях, от которых должен зависеть в значительной степени и химизм, а так же и на том значении, которое имеют эти породы в строении древнейшего комплекса пород. Последние охватывают большую и главную часть кристаллических сланцев, и по сравнению с ними кристаллические сланцы, встречающиеся в содержащих фауну формациях, отступают сильно на задний план. В древнейшем комплексе в свою очередь *гнейсы* являются безусловно господствующими породами, и им можно приписывать и ранее подчеркнутый характер всеобщего распространения вокруг всей земной коры. Вещественно близки или идентичны им *гранулиты* и *геллефлинты*, отличающиеся однако существенно величиной зерна, обликом или некоторыми особенностями минералогического состава. При уменьшении количества полевого шпата из гнейсов развиваются *слюдяные сланцы*, а из последних, с уменьшением величины зерна, упомянутые уже в осадочных породах *филлиты*.

В переслаивающемся залегании с гнейсами и слюдяными сланцами развиваются *кварцитовые сланцы*. Все остальные кристаллические сланцы встречаются в виде залежей в гнейсах и слюдяных сланцах, и их можно расчленить на несколько рядов, которые мы обозначаем как ряд *амфиболовых и пироксеновых пород*, *известковый ряд*, *магнезиальный ряд*, *железистый ряд* и *глиноземистый ряд*. Большинство этих групп или рядов объединяется исключительно по признаку одинакового или сходного минералогического состава; в них, как уже упоминалось, могут быть объединены генетически различные породы, и поэтому такое деление является искусственным.

Семейство гнейсовых пород

§ 417. Слово «гнейс» славянского происхождения и соответствует понятию «гнилой», «разрушенный». Оно произошло из наречия горняков Рудных гор и характеризовало первоначально определенное состояние разложения (но не выветривания), которым отличались некоторые гнейсы вблизи рудных жил во Фрейбергском округе.

роду кристаллических сланцев: дело не в глубине и, следовательно, не в величине давления, а в близости или дальности от видимого или невидимого магматического очага и, следовательно же, в температуре, при которой происходит образование кристаллического сланца.

Во избежание недоразумений считаю нужным отметить, что роль давления в защищаемой мною концепции не сводится ни в коем случае к нулю: 1) давление делает свою *механическую* работу, измельчая породу, превращая ее в сланцеватую, 2) сланцеватость может образоваться одновременно с самим кристаллическим сланцем, и 3) она может предшествовать перекристаллизации, метаморфизму, так что сланцеватость кристаллического сланца может быть реликтовой от глинистого, напр., сланца; наконец, 4) в случае метаморфизма карбонатовых пород давление может приобрести довольно значительную роль, так как здесь может иметь место диссоциация карбонатов с выделением CO_2 и, следовательно, связанным с последним обнажением, так сказать, свободных окислов (CaO, MgO, FeO и пр.), весьма и весьма активных в таком состоянии. Но опять-таки *непосредственным* фактором и здесь является снова температура, могущая (очень редко!) вызвать упомянутую диссоциацию.]

Первоначально словом «гнейс» обозначались только те кристаллические сланцы, которые при сланцеватой текстуре соответствовали по своему минералогическому составу гранитам или гранититам в более широком смысле этого слова, т. е. состояли из ортоклаза кварца и слюды. Употребляя этот термин в прежнем узком его значении, мы имеем современный слюдяной гнейс. Постепенно стало известно все большее количество гнейсовидных пород, в которых вместо слюды развиты роговая обманка, пироксеновые минералы, графит и т. д.; такие породы были названы роговообманковыми, пироксеновыми, графитовыми гнейсами и т. д. При этом отказались частью придавать большое значение и кварцу как существенной составной части этих пород, так что гнейсовый ряд пополнился бескварцевыми гнейсами. Затем название гнейсов было перенесено на породы, в которых полевым шпатом является не ортоклаз, а альбит и даже калинатровый полевой шпат, и таким образом возникли новые наименования альбитовых и плагиоклазовых гнейсов. Часто, для того чтобы одновременно с минералогическим составом оттенить природу материнской породы, говорят также о гранитовом гнейсе, диоритовом, тоналитовом гнейсе и т. д. Такое же генетическое значение имеют названия: пелитовый, псаммитовый, конгломератовый, инъекционный гнейс и т. п.

Геологически определяющим моментом для названия «гнейс» явилось то, что родиной этих пород был древнейший комплекс пород.

Но уже раньше полагали, что существуют гнейсы, не принадлежащие к древнейшему комплексу, а, наоборот, лежащие на фаунистически охарактеризованных слоях, и поэтому различали так называемые *древние*, *фундаментальные гнейсы* и *молодые гнейсы*. Впоследствии пришлось однако убедиться в том, что почти для всех выходов так называемых молодых гнейсов их положение только кажется стратиграфически более высоким и что этим они обязаны надвигам или наволокам, и поэтому пришли к выводу, что настоящие гнейсы надо искать только в древнейшем комплексе пород. Между тем новейшие исследования настолько же точно обосновали несомненное наличие гнейсов и вне зоны этого древнейшего комплекса, насколько был совершенно разрушен миф о необходимо высоком возрасте зернистых пород. *В настоящее время термином гнейс в широком смысле этого слова определяют богатый полевым шпатом, в большинстве случаев кварцсодержащий кристаллический сланец, существеннейшие признаки которого состоят в ясно различимом макроскопически, т. е. фанеромерном, зерне и в более или менее ясно выраженной параллельной текстуре.* [Первое, т. е. богатство полевым шпатом, должно указывать, что макроскопически это породы светлоокрашенные или в крайнем случае пестрые, но не темные: амфиболиты отличаются от роговообманковых гнейсов своей темной окраской, т. е. большим количеством окрашенного минерала.]

§ 418. *Слюдяными гнейсами в широком смысле являются кристаллические сланцы, состоящие из макроскопически определяемой смеси зерен полевого шпата кварца и слюдяных минералов как из существеннейших составных частей породы; вместе с тем наряду с ними могут быть развиты рудные минералы, апатит и циркон в качестве характерных примесей и значительное количество других минералов в виде случайных примесей.* В качестве последних большое развитие имеют *роговая обманка*, *гранат*, *кордиерит* и продукты его изменения, *силлиманит*, *турмалин*, *титанит*, *ортит* и *углистые минералы*.

Из полевых шпатов в слюдяных гнейсах известны: *ортоклаз*, *микропертит*, *микроклин*, *микроклин-микропертит*, *антипертит*, *олигоклаз*, *андезин* и *альбит*. *Ортоклаз* * (анализы 1—2) в большинстве случаев белой или красноватой окраски; как и в гранитах он очень редко образует кристаллы, чаще округленные линзовидные большие индивиды, наиболее же часто встречается в виде аллотриоморфных, приближающихся по размерам к кварцу зерен. В тех случаях, когда он по величине больше кварцевых зерен, он часто сдвойникован по карлсбадскому закону, но тем реже, чем больше размеры его приближаются к кварцу. Очень распространено прорастание его альбитом в виде беспорядочных, незакономерно расположен-

---

* [Необходимо иметь в виду, что настоящий ортоклаз, т. е. моноклинный калишпат с большим ($> 50°$) углом оптических осей, в гнейсах довольно редок (если не очень редок). Поэтому для избежания ошибок, если не произведено точного определения минерала (см. мои «Главнейшие породообразующие минералы»), нерешетчатый полевой шпат *ортоклазом называть нельзя*; он может оказаться — и всегда почти так и бывает — нерешетчатым микроклином. Его можно называть калишпатом, существенно калиевым полевым шпатом, наконец, ортоклазовым минералом, но не ортоклазом.]

ных полос, точно так же как и закономерные его срастания, известные под названием *пертитов*. При этом в последних можно проследить расположение пластинок альбита по (100) и по (201). *Микроклин* и *микроклин-микропертит*, известные до сих пор почти исключительно в решетчатой структуре, часто сопровождают ортоклаз и заступают его место во многих случаях, образуя при этом породы, которые можно назвать микроклиновыми слюдяными гнейсами. Повсеместно вместе с этими щелочными полевыми шпатами в сильно меняющемся количестве находится *олигоклаз* (анализ 5) или *андезин*, принимающий те же внешние формы, как и щелочные полевые шпаты. Зонарная структура или изоморфная слоистость четко и ясно развиты крайне редко: различие в содержании анортитовой молекулы в различных зонах, по Бекке, всегда незначительно, и, в отличие от изверженных пород, содержание анортита с приближением к периферии не уменьшается, а возрастает. * Количество известково-натрового полевого шпата возрастает соответственно с количеством темной слюды и часто сопровождающей ее роговой обманки, вплоть до более или менее значительного преобладания над калиевыми полевыми шпатами. В гнейсах с очень небольшим количеством темной слюды или при ее отсутствии известково-натровый полевой шпат сильно отступает на задний план или исчезает почти совершенно, как это подтверждают и анализы. Все свойства этих полевых шпатов те же, что и в гранитовых породах щелочно-известкового ряда.

Точно так же аналогичны процессы выветривания **. Они выражаются в образовании мусковита или каолина, наряду с которыми из известково-натровых полевых шпатов развиваются кальцит или эпидот и цоизит. Особое положение среди полевых шпатов занимает *альбит*. В некоторых слюдяных гнейсах (ортогнейсах) он иногда образуется в виде линзовидных выделений (анализ 4), всегда имеющих резко бросающуюся в глаза белую окраску, тогда как обычно в этих породах он полностью отсутствует. В других же гнейсах (альбитовые гнейсы) он встречается в виде единственного полевого шпата, вместе с которым не встречаются ни плагиоклаз ни калиевый полевой шпат, появляющиеся иногда в совершенно подчиненном количестве. В таких случаях ему присуща белая или зеленоватая окраска (вследствие включения лепестков слюды и хлорита). Нередко он идиоморфен, чаще же линзообразно закруглен и только очень редко обнаруживает полисинтетическую сдвойникованность; наоборот, в большинстве случаев он состоит только из двух индивидов очень различной величины, часто почти одинаковых, совпадающих размеров, или же двойниковые образования в нем совсем отсутствуют. Этот чистый альбит очень устойчив (анализ 3) по отношению к процессам выветривания.

Кварц серой или белой, а также красноватой (от Fe_2O_3), редко голубоватой окраски тогда только бывает (иногда) идиоморфной формы,—чаще же округлый или яйцеобразный, — когда врастает в полевой шпат; в прочих случаях он находится то в виде аллотриоморфного с полевым шпатом аггрегата, то в виде вытянутых в длину линз, поскольку он является собственно составной частью породы. В тех случаях, когда кварц образует зерна большой величины, он приобретает раковинчатый излом, и на поверхности излома можно его распознать по жирному блеску; когда же он находится в виде тонкозернистых аггрегатов, явления эти менее явственны. В таких случаях он белый и сахаровидный. Явления катаклаза широко развиты, точно так же как и в полевых шпатах. Микроструктура кварца во многих гнейсах такова же, как и для кварца гранитов. В других месторождениях в них присутствуют частые включения, представленные лепестками слюды и округленно-угловатых зерен полевого шпата. В ортогнейсах распространены микропегматитовые и мирмекитовые срастания кварца и полевого шпата.

Темная слюда, или *биотит*, не отличается идиобластовой формой, но образует то разъединенные округленные чешуйки или неправильные листочки, то вытянутые в длину полосы, то сложные чешуйки, состоящие из многих прилегающих или налегающих друг на друга лепестков. Окраска его черная, коричневая или темно-черновато-зеленая в падающем свете и бурая или реже зеленая в проходящем. Анализы 6—10 указывают на присутствие в нем большего количества железа и на его принадлежность или сродство с *лепидомеланом*. Более значительное количество TiO_2 приводит при процессах выветривания к значительному выделению иголочек рутила (реже анатаза или брукита). Его свойства аналогичны свойствам биотита в гранитах или диоритах, равно как таким же является и его отношение к выветриванию. При этом однако в его поведении выступают некоторые особенности. Тот-

* [См. примечание к § 404].

** [Следовало бы сказать «изменения».]

час же с началом процессов выветривания выделяется в большом количестве гидрат окиси железа, которая и проникает во все составные части, во все плоскости отдельности и прожилки породы, приобретающей благодаря этому красновато-коричневую окраску. Сам биотит сохраняет свой облик, но более или менее полно обесцвечивается и становится похожим на мусковит или тальк. Смешать его с тальком тем легче, что он подобно тальку жирен на-ощупь. Большей частью биотит располагается на плоскостях сланцеватости гнейса, но в некоторых случаях он развивается или перпендикулярно или в крест к этим плоскостям, в особенности когда он находится под метаморфизующим воздействием контактов с молодыми изверженными породами.

Мусковит белый, желтоватый, светлозеленый до темнозеленого, также светлокоричневого оттенка, значительно чаще, чем в глубинных породах, встречается не в виде идиобластов, но в виде чешуек, неправильных листочков и розеток, а также в виде длинных полос или сплошных пленок. При этом он часто находится вместе с биотитом, срастаясь с ним в закономерные сростки, как в гранитах. Как это видно из легенды анализов 11—16, светлые слюды бывают, очевидно, в виде двух модификаций — одна с нормально большим углом оптических осей мусковита, другая с меньшим, очень небольшим углом оптических осей; последняя напоминает светлые слюды многих филлитов и серицитовых пород. Очень часто мусковит в гнейсах содержит включения иголочек рутила и табличек железного блеска, а также и столбики турмалина. Оба первых вида включений налагают определенный отпечаток и на анализы. Явления выветривания для мусковита неизвестны.

В гнейсах может быть развит то один биотит, то один мусковит, то оба одновременно, вследствие чего различают *биотитовые*, *мусковитовые* и *двуслюдяные гнейсы*. Было бы неправильно параллелизировать эти разности с гранититом, аплитом и гранитом.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	64,83	66,22	69,69	66,99	63,58	35,47	37,06	34,70	36,62
TiO_2	—	—	—	—	—	0,52	3,64	4,58	3,03
Al_2O_3	18,31	19,13	18,60	18,40	21,97	18,59	16,78	17,17	14,37
Fe_2O_3	сл.	сл.	—	0,76	сл.	14,82	6,07	2,11	4,04
FeO	—	—	—	—	—	8,48	15,37	19,05	17,09
MnO	—	—	—	—	—	—	сл.	0,50	0,40
MgO	сл.	0,21	0,20	0,21	—	6,88	9,02	9,52	9,68
CaO	0,42	1,10	сл.	0,90	3,10	0,51	0,57	—	1,48
Na_2O	2,29	1,01	10,28	12,10	8,36	0,83	2,86	1,24	0,45
K_2O	13,31	12,33	0,40	0,74	2,18	10,06	5,96	8,91	8,20
H_2O	0,30	0,09	0,42[1]	—	0,77	1,91	3,77	3,56	3,26
Σ	99,83	100,09	100,03	100,10	99,96	100,28	101,10	101,54	99,95
Уд. вес	—	—	—	2,61	—	3,062	—	—	—

	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	36,12	46,74	50,77	51,80	47,84	47,69	47,72	48,07
TiO_2	7,68	1,52	0,30	—	1,72	0,11	0,18	—
Al_2O_3	14,89	32,56	26,29	25,78	29,98	28,30	25,96	7,34
Fe_2O_3	7,25	1,55	3,28	5,02	2,91	1,02	1,76	9,65
FeO	5,93	0,92	3,60	2,25	1,12	3,88	6,55	12,78
MnO	—	—	—	0,41	—	—	—	1,07
MgO	15,12	1,18	0,89	2,12	2,02	2,72	2,30	8,95
CaO	0,68	1,02	0,15	0,28	0,05	—	—	8,28
Na_2O	1,56	—	—	1,22	—	1,87	1,70	1,13
K_2O	9,35	10,37	10,56	6,66	9,48	9,06	10,18	1,73
H_2O	1,05	3,55	4,40	4,79	4,40	4,07	3,42	2,00
Σ	100,08	99,41	100,24	100,33	99,52	98,72	99,77	101,00
Уд. вес	2,992	—	—	—	—	2,85—2,89	2,87—2,92	101,00

[1] Потеря при прокаливании.

1. Ортоклаз из фрейбергского нормального гнейса (с 0,37 BaO) — Beihilfe Erbsstolln близ Halsbrücke, Фрейберг, Саксония. Очень чисто выделены при помощи жидкости.
2. Ортоклаз из фрейбергского серого гнейса — каменоломня Himmelsfürst близ Фрейберга, Саксония. Выделен механическим путем.
3. Альбит из альбитового гнейса (Albite Schist.) (с 0,44 C) — Hoosac Mountain, Green Mountains, Массачузетс, США.
4. Альбит, очковые выделения в так называемом Drehfeldler-гнейсе — Rotschönberger Stolln у Reinsberg, Рудные горы.
5. Олигоклаз из фрейбергского нормального гнейса—Beihilfe Erbstolln близ Halsbrücke, Фрейберг. После удаления механически примешенного кварца. Выделен при помощи жидкости.
6. Биотит из гнейса — Tumpener Steig, Ötztal (с 0,21 гигроскопической воды).
7. Биотит из фрейбергского серого гнейса — каменоломня Beschert Glück близ Brand, Рудные горы.
8. Биотит из фрейбергского нормального гнейса (с 0,20 F) — Beihilfe Erbstolln близ Halsbrücke, Фрейберг, Саксония.
9. Биотит коричневый из пироксенового гнейса—с южного берега р. Mokelumne в 1 *км* вверх по течению от устья р. Bear, Blatt Big Trees, Сьерра Невада, США (с 0,33 BaO, 0,90 гигроскопической воды, 0,10 F, следами SrO и Li_2O).
10. Биотит из биотито-амфиболового гнейса — Нижний Ötztal, Тироль (с 0,45 гигроскопической воды).
11. Мусковит (2 E = приблизительно 38° 30) из фрейбергского нормального гнейса — Beihilfe Erbstolln близ Halsbrücke, Фрейберг, Саксония.
12. Мусковит (2 E очень невелико) из красного гнейса серо-зеленый — между Gablenz и Hohenlinden близ Фрейберга, Саксония.
13. Мусковит (2 E очень невелико) из красного гнейса, прозрачный — Neuhohenlinden близ Фрейберга, Саксония.
14. Мусковит (с очень большим 2 E) светло-томпаково-коричневый, крупнолистоватый из гнейса Bär-Flacher — каменоломня Himmelsfürst близ Фрейберга, Саксония.
15. Мусковит светло-серо-зеленый, в тонких листочках бесцветный, как будто одноосный, с микролитами рутила, при помощи спектрального анализа обнаружены Li и Ca — из гнейса массива Rheienwald Horn, Швейцария.
16. Мусковит темнозеленый (2E = 52°), с микролитами рутила и турмалина — там же.
17. Роговая обманка зеленая из гнейса (Schapbachgneis) — Wildschapbachtal, Шварцвальд.

Там, где в слюдяных гнейсах появляется *роговая обманка*, она образует призматические индивиды без концевых кристаллографических плоскостей ограничения и просвечивает зеленым цветом. Она обладает, как на это указывает анализ 17, характером обыкновенной роговой обманки, какая присуща гранитам, сиенитам диоритам. Большое содержание MnO не является характерным для всех их.

Апатит образует длинные, реже короткие и толстые столбики, как в гранитных породах, или же округленные и яйцеобразные зерна. *Циркон* выделяется то в виде тех же идиоморфных индивидов, что и в изверженных породах, то обнаруживает ясную округленность вплоть до формы зерна. Округленные формы апатита и циркона существенно ограничиваются присутствием только в парагнейсах. Железные руды являются отчасти магнетитом, отчасти железным блеском и часто характеризуются содержанием титана.

Ортит является более или менее резко идиобластическим в виде черных как смола призматических или табличатых кристаллов, которые в породе часто окаймлены красной окисью железа, иногда же окаймляются оболочкой из пистацита; *турмалин* и *титанит* развиты то в виде идиобластов, то без каких-либо закономерных ограничений. *Силлиманит* развит всегда в виде длинных столбиков, редко образуя единичные большие индивиды, значительно же чаще параллельно стеблистые или волокнистые аггрегаты, нередко расположенные в кажущемся флюидальном порядке в виде длинных тяжей, или же он выделяется в особо плосколинзообразных массах, в особенности на плоскостях скольжения в виде тонких пленок, густо пророслых кварцем, т. е. в виде аггрегата, называемого *волокнистым кремнем* (Faserkiesel).

Он присутствует во многих гнейсах, чаще всего в заведомых парагнейсах, где он обязан своим происхождением первоначальному глинистому веществу.

Уравнение каолин = силлиманит + кварц + 2 мол. воды ($H_4Al_2Si_2O_9 = Al_2SiO_5 + SiO_2 + 2H_2O$) выясняет в данном случае его постоянную ассоциацию с кварцем. В ортогнейсах силлиманит развивается часто совершенно явственно за счет биотита и не принимает при этом форм волокнистого кремня. *Гранат* идиобластовый, а именно в форме тетрагонтриоктаэдра (икоситетраэдра), реже ромбического додекаэдра, чаще же образуется в виде круглых зерен, обычно прорастаемых полевым шпатом или сопутствуемых силлиманитом. Точно так же его можно встретить в виде периморфоз, причем в состав одного зерна входят полевой шпат, кварц и другие минералы. Согласно анализам он принадлежит к железо-глиноземистым гранатам (альмандину) или стоит к ним очень близко. *Кордиерит* редко свеж и развит в виде округленных и угловатых зерен, лишенных кристаллических форм, водянопрозрачных, напоминающих кварц; иногда он появляется в виде полисинтетических двойников пластинчатого строения по плоскости призмы, имея временами голубую окраску с известным плеохроизмом; он часто прорастает силлиманитом, а также включениями зеленой шпинели и очень нередко встречается в сообществе граната. При выветривании легко переходит в грязно-зеленые фалунитоподобные массы, которые при дальнейшем развитии этого процесса становятся бурыми или превращаются в грязносерый, а в присутствии железисто-слюдковых лепестков — пятнисто-красный пинит.

Из углистых веществ известны в гнейсах *графит*, принимающий участие то в виде шестигранных или округленных, почти отливающих металлическим блеском чешуек и лепестков, то в тонком распределении, а также *графитоид* в виде лишенных блеска обрывков или несложных скоплений или в виде тонко рассеянных пылевидных частичек. В некоторых гнейсах углистое вещество оказалось азотсодержащим.

Так называемыми случайными примесями, которые встречаются в этих породах только в редких случаях или в виде местных выделений и частью без видимой закономерной связи с составом пород, являются такие минералы, как корунд, рутил, андалузит, дистен, эпидот, пирит и другие колчеданы, молибденовый блеск и т. д., причем они находятся в гнейсах в таком же количестве, как и в гранитах.

§ 419. *Сопровождающие массы*, не принадлежащие в строгом смысле этого слова собственно к телу горных пород, значительно развиты в слюдяных гнейсах. Сюда мы относим покрышки *мусковита* (серицита), часто имеющие значительные протяжения; минерал здесь жирен на-ощупь, белого, желтоватого или зеленоватого цвета, у скопления его покрывают плоскости отдельности, смешения и скольжения. В точно такой же форме встречаются *графитовые* и *графитоидные* покрышки. Наиболее широкое развитие принимают в парагнейсах *линзовидные массы кварца* различных размеров и формы, большей частью лежащие на структурных поверхностях, реже уклоняющиеся более или менее от этого положения. Они могут быть самого различного происхождения: в одних случаях это старые гальки, не подвергнувшиеся полному развальцеванию, в других — псевдоморфозы по первоначальным линзам известняка, сильно распространенные во многих глинистых сланцах, в третьих эти линзы представляют заполнения несомкнувшихся пустот, возникших в процессах горообразования. Последние распознать легче всего, так как кварц часто образует стеблистые аггрегаты, которые растут со стенок внутрь таких пустот. Старые гальки нередко имеют весьма незначительную связь с общей массой породы, из которой они очень легко выпадают. Псевдоморфозы по линзам карбонатов позволяют иногда распознать еще спайность по ромбоэдру материнского минерала. Однако далеко не всегда можно установить с достаточной уверенностью первоначальную природу этих кварцевых линз.

§ 420. Характерной чертой *гнейсовой структуры* (рис. 93 и 94), впервые открытой при помощи микроскопа, является — в отличие от изверженных пород аналогичного минералогического состава — *отсут-*

ствие явно выраженной последовательности в выделении минералов, что в общих чертах было уже отмечено для кристаллических сланцев (стр. 639). Только в ортогнейсах еще можно наблюдать подобную последовательность как сохранившуюся от первоначальной структуры, но и она более или менее полностью исчезает либо под влиянием перекристаллизации, либо вследствие параллельного расположения своих составных частей. В тех случаях, когда еще можно распознать последовательность выделения минералов (как, напр., в шашбахских ортогнейсах Шварцвальда), явственно выражены и другие реликтовые структуры. Так, встречаются *микропегматитовые срастания* кварца и полевого шпата, упомянутые и описанные с приведением иллюстрации при гранит-порфирах (§ 173). Встречаются они всегда только в кислых ортогнейсах и несомненно * переняты от материнской породы. Со значительно меньшей уверенностью можно это же сказать относительно более часто встречающихся *мирмекитовых срастаний* (§ 45), хотя они, как это можно установить из данных наблюдений, тоже как будто ограничиваются развитием в ортогнейсах. До сих пор еще не найдено достаточно безупречного объяснения способа их образования.

В парагнейсах это отсутствие различий в возрасте обнаруживается особенно явственно еще и потому, что каждая их составная часть, за исключением циркона, апатита и рудных минералов, окружает иногда

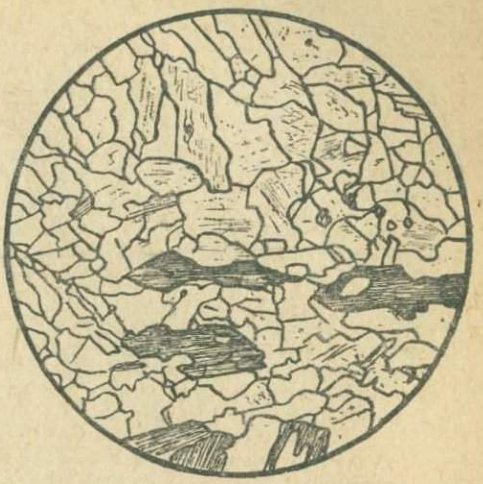


Рис. 93. Гранитогнейс перпендикулярно к сланцеватости. Долина Антигорио, ниже, Кродо, Пьемонт, Увелич. 15 : 1.

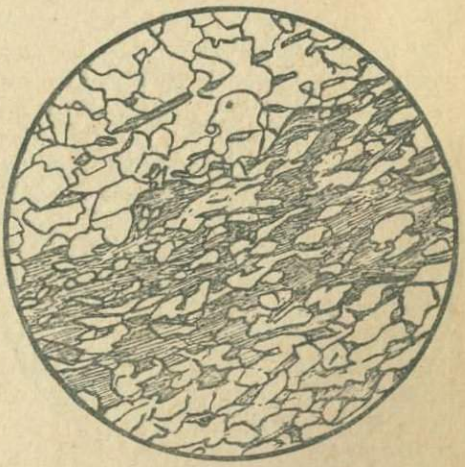


Рис. 94. Гранитогнейс с основным выделением перпендикулярно к сланцеватости, Гондо, Симплон. Увелич. 15 : 1.

* [На этот счет надо быть осторожным. Несомненна возможность образования подобных срастаний из богатых водою растворов. Харкер указывает, напр., случай образования микропегматитов в контактовых песчаниках; выше (§ 407, конец второго абзаца в примечании) была указана возможность такого рода образований при перекристаллизации под давлением, когда вполне вероятна известная дифференциация вещества помощью циркулирующих и селекционно растворяющих и отлагающих агентов метаморфизма.]

другую даже при идиобластовых образованиях. Чаще всего подобные гнейсы, с присущей им совершенно роговиковоподобной структурой (рис. 96), встречаются в катазоне.

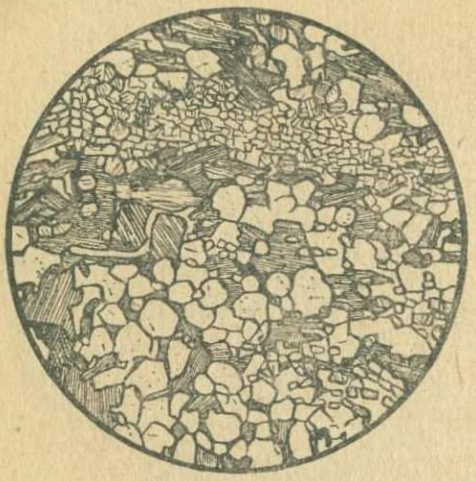


Рис. 95. Пелитовый гнейс, богатый силлиманитом, перпендикулярно к сланцеватости. Тремблинг Лэк, Квебек, Канада. Увелич. 15 : 1.

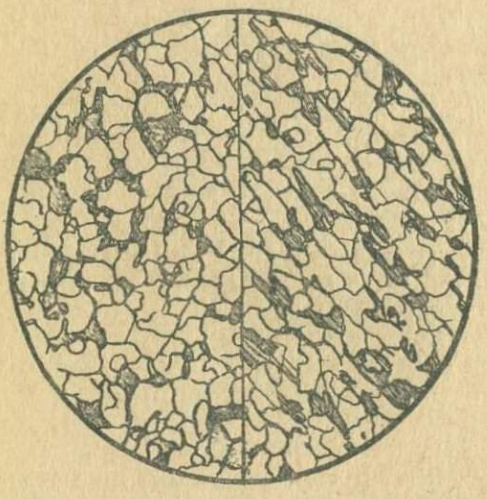


Рис. 96. Роговиковая структура пелитогнейса, направо — перпендикулярно, налево — параллельно сланцеватости. Северо-западная вершина Герстенхальма близ Хорбена, Шварцвальд. Увелич. 15 : 1.

Очень широко распространенным является совершенно ложное однако представление о том, что во всех гнейсах должны наблюдаться явления катаклаза; в действительности в них обычно нет даже следа этих явлений. При совершенно динамометаморфическом преобразовании это понятно само собою, так как тот или иной минерал не может деформироваться совершенно теми же процессами, под влиянием которых он возник. Подобные явления встречаются только при неполном метаморфизме тех составных частей, которые перешли из первоначального минералогического состава, или их можно наблюдать в тех случаях, когда после процессов метаморфизма на породу еще раз влияют сильные механические воздействия. Наблюдаются они чаще всего в ортогнейсах молодых складчатых гор и проявляются описанным в § 86 способом. В древних складчатых горах, в которых вследствие сильного размыва обнажаются породы катазоны, такие явления наблюдаются очень редко. Наиболее отчетливо и наглядно они обнаруживаются в очковых и чечевичных гнейсах.

§ 421. *Текстура слюдяных гнейсов* определяется в основном расположением слюды по отношению к кварцу и полевому шпату; каковы бы при этом ни были частности, кварц и полевой шпат во всех случаях ведут себя по отношению к слюде как одно целое. Светлые и темные слюды в текстурном отношении совершенно равнозначны: они маркируют текстурные плоскости, если назвать таким именем то ровные, то разнообразно изогнутые поверхности, парал-

лельно которым идет расположение минералов. Изучение текстуры слюдяных гнейсов, поскольку ее можно было исследовать при помощи невооруженного глаза и лупы, опирается главным образом на работы старых геологов, исследовавших Саксонские Рудные горы. В согласии с ними можно (не принимая во внимание происхождения и состава) различать:

1) *Обыкновенный гнейс* — между параллельными полосами кварца и полевого шпата развита слюда в виде небольших или несколько бо́льших, но не соприкасающихся друг с другом листочков и лоскутков. 2) *Чешуйчатый, чечевично-чешуйчатый гнейс* (Flasergneis) — сильно выступающая на первый план слюда образует непрерывные чешуи, облекающие толстые наиболее плоские кварцево-полевошпатовые линзы. 3) *Зернисто-чешуйчатый гнейс* — несколько отступающая на задний план слюда образует узкие, вытянутые в длину, не соприкасающиеся по бокам, как бы обрезанные с боков линзовидные оболочки вокруг кварцево-полевошпатового аггрегата. 4) *Стебельчатый* или *древовидный гнейс* — слюда окаймляет цилиндрические кварцево-полевошпатовые стебли. 5) *Сланцеватый гнейс* — слюда образует соприкасающиеся друг с другом пленки, полностью отделяющие друг от друга кварцево-полевошпатовые полосы. 6) *Полосчатый гнейс* — многослюдистые и бедные слюдой кварцево-полевошпатовые полосы чередуются друг с другом послойно. 7) *Зернистый гнейс* — слюда развита более или менее беспорядочно — случай, при котором порода может быть названа гранитогнейсом. Но это наименование должно употребляться только для обозначения происшедших из гранитов ортогнейсов. 8) *Порфировидный гнейс* — полевые шпаты (ортоклаз, микроклин или альбит) выделяются из основной массы породы в виде более или менее отчетливо идиоморфных, достигающих больших размеров индивидов, причем основная масса может обладать одной из вышеупомянутых (1—7) текстур. 9) *Очковый гнейс* — более или менее чечевично-чешуйчатый гнейс с округленными зернами-глазками полевого шпата или реже кварца; полевошпатовые глазки часто прорастают зернышками кварца и обнаруживают обычно изгибы и надломы коленчато-изогнутых плоскостей спайности.

К этим в текстурном отношении различным вариететам присоединяется: 10) *Плотный гнейс*, или *корнубианитовый гнейс* — то богатая слюдою, то бедная ею, большей частью темноокрашенная разность с очень тонким зерном. Все приведенные в пп. 1—9 и распознаваемые невооруженным глазом текстурные формы встречаются как в орто-, так и в парагнейсах и не дают основания делать надежные выводы относительно определенного их происхождения.

Во многих слюдяных гнейсах развиты светлые, бедные слюдой жилки, полосы, плосколинзообразные или неправильной формы массы то тонкозернистого аплитового, то грубозернистого гранитного или пегматитового облика. Размеры этих жилок сильно колеблются; вблизи Trollhättanfälle в юго-западной Швеции они достигают длины более метра и толщины в несколько дециметров. Часто они скучены на больших протяжениях и пронизывают породу сетеобразно или еще чаще располагаются параллельно плоскостям сланцеватости. От темных частей породы эти образования обычно не отделяются резко, но внедряются в них зубчато или тесно срастаются с ними. На рис. 97 приведен подобный *жилковатый гнейс* (*адергнейс*, *артерит*), в котором жильная масса занимает боль-

шую половину всей породы. Возникновение этих жил может быть самое разнообразное; объяснение их происхождения нужно искать для каждого случая отдельно. Большая часть из них может быть объяснена явлениями магматической инъекции (ср. § 413), другие же по своему происхождению являются секреционными жилами. *

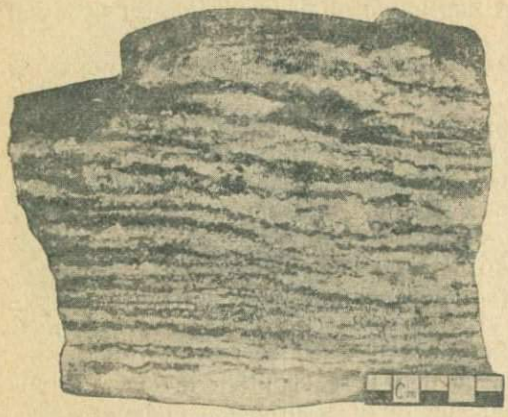


Рис. 97. Адергнейс из Ингарё (Скельсмараё) в Шеренхофе у Стокгольма. Жильная масса, щелочные полевые шпаты и кварц составляют больше половины породы. По Хольмквисту.

Центрические текстурные формы встречаются не так часто. Центром в большинстве случаев служит гранат, реже биотит, пойкилитово проросший бесцветными компонентами породы. Поскольку установлено наблюдениями, эти центрические текстурные формы образуются только в парагнейсах и здесь преимущественно вблизи гранитных массивов, их метаморфизующих. Особенно отчетливо выражены эти явления в гнейсах Рудных гор, обычно называемых слюдяными траппами, где они распознаются невооруженным глазом в виде темных узлов, напоминающих узелки контактовых сланцев. Вероятно они являются реликтовыми текстурами первоначальных контактовых пород.

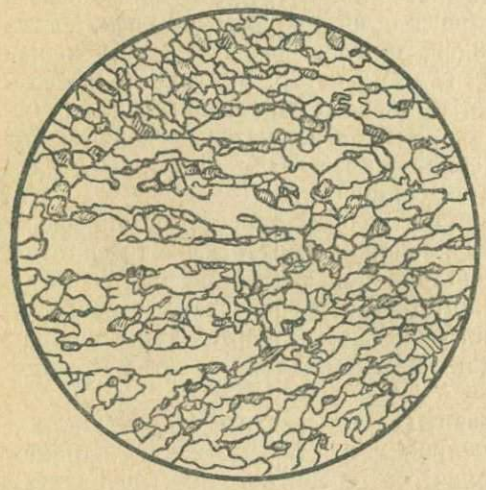


Рис. 98. Псаммитовый гнейс перпендикулярно к сланцеватости, несогласная параллельная текстура еще заметна. Лесопилка у Вернестгрунда, лист Петерсталь-Рейхенбах. Увелич. 15 : 1.

Реликтовые текстуры в слюдяных гнейсах нередки. Так, напр., параллельная текстура некоторых ортогнейсов Шварцвальда, по Зауэру и Швенкелю, является первичной и рассматривается как флюидальное образование. На рис. 98 изображен парагнейс, в котором под микроскопом еще отчетливо можно различить несогласную параллельную текстуру. О конгломератовых гнейсах ср. § 434.

§ 422. Химический состав слюдяных гнейсов в высшей степени разнообразен и непостоянен и не может быть единообразно охарактеризован. Обычно

* [Весьма вероятно, что некоторые артериты образуются при своеобразной диференциации во время метаморфизма — ср. примечание к § 407.]

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	77,10	74,48	73,33	72,28	70,07	68,74	68,21
TiO_2	0,17	0,13	0,17	0,27	0,49	0,30	0,41
Al_2O_3	12,72	12,77	13,55	13,54	14,46	15,32	15,22
Fe_2O_3	0,18	0,56	0,58	1,67	2,21	1,25	0,89
FeO	0,95	0,50	1,53	1,18	1,63	1,32	2,88
MnO	—	сл.	0,04	—	—	—	—
MgO	0,33	0,37	0,45	0,81	1,17	1,15	1,65
CaO	1,03	0,63	1,66	1,63	2,90	1,52	2,66
Na_2O	3,98	3,75	5,01	3,74	3,07	6,73	4,43
K_2O	3,38	4,27	3,12	3,96	3,98	3,14	2,47
H_2O^+	0,33	2,46	0,45	0,49[1]	0,48[1]	0,68[1]	0,84[1]
H_2O^-	—	—	—	0,05	0,13	0,12	—
P_2O_5	0,06	—	—	—	—	—	0,10
Σ	100,27	99,92	99,89	99,64	100,59	100,27	99,76
Уд. вес	—	2,63	—	2,63	2,72	2,65	—

	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	67,12	66,73	65,60	64,22	62,52	62,34	55,05
TiO_2	0,37	0,32	0,40	1,30	0,38	0,60	0,91
Al_2O_3	14,97	12,23	16,02	14,34	15,56	17,22	16,29
Fe_2O_3	2,61	1,31	—	—	2,31	1,75	3,34
FeO	2,19	4,18	4,98	6,94	3,14	2,49	4,90
MnO	0,02	—	—	сл.	0,19	сл.	0,11
MgO	0,54	1,49	1,11	2,56	3,30	1,30	4,84
CaO	1,69	3,25	3,95	3,20	4,90	3,28	7,58
Na_2O	3,92	6,14	3,07	2,82	3,50	5,28	2,59
K_2O	5,15	2,53	3,43	3,98	2,15	5,14	2,53
H_2O^+	1,13	0,62	0,48	1,01	1,00	0,28[1]	1,09[1]
H_2O^-	0,19	0,05	—	—	0,17	—	0,11
P_2O_5	0,14	0,22	—	—	0,48	сл.	0,50
Σ	100,26	99,46	99,04	100,37	99,94	99,68	99,84
Уд. вес	—	—	—	—	2,743	—	2,85

1. Гранито-гнейс — остров Felskär у Стокгольма, Швеция — с 0,03 S.
2. Гранито-гнейс — северный портал туннеля Tauern близ Gastein.
3. Гранито-гнейс с небольшим количеством биотита и роговой обманки — Township of Methuen, Канада.
4. Гранито-гнейс с биотитом — Vaikko, Juuka, Финляндия.
5. Биотитовый гнейс с небольшим количеством роговой обманки и ортита — Tumpener Steig, Ötztal, Тироль.
6. Биотитовый гнейс — селение Kaaja, Финляндия.
7. Биотитовый гнейс (Schapbachgneis) с небольшим количеством роговой обманки — Wild Schapbachtal, Шварцвальд.
8. Двуслюдяной гнейс — Hoosac Mount, Массачузетс — с 0,03 ZrO_2, 0,19 BaO, следами Cr_2O_3.
9. Слюдяной гнейс — Backofenberg близ Wallbach, Оденвальд — с 0,39 FeS_2.
10. Слюдяной гнейс (так называемый Antigoriogneis) — Crodo, долина Antigorio, Пьемонт.
11. Слюдяной гнейс (так называемый фрейбергский гнейс) — Muldetal близ Фрейберга, Саксония.
12. Биотито-андезиновый гнейс с небольшим количеством мусковита — Czuba Goryczkowa, Татра — с 0,06 BaO, 0,28 F.
13. Биотитовый гнейс — Pendleton, Южная Каролина — со следами SO_3.
14. Биотито-плагиоклазовый гнейс — Twärminne, юго-западная Финляндия.

[1] Потеря при прокаливании.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	80,89	78,90	75,33	74,18	72,85	70,95	67,93
TiO_2	0,41	0,50	0,08	0,63	0,37	0,63	0,76
Al_2O_3	8,31	12,20	13,38	8,44	12,44	9,99	14,68
Fe_2O_3	0,58	2,30	0,61	5,98	2,73	3,08	1,98
FeO	2,34	—	0,85	2,14	0,96	6,10	6,13
MnO	—	—	—	—	сл.	сл.	0,84
MgO	1,22	0,75	0,55	сл.	2,16	1,08	2,14
CaO	0,48	0,25	0,33	1,75	1,49	0,38	0,57
Na_2O	2,83	2,36	3,50	1,46	2,14	1,69	0,32
K_2O	2,00	0,24	4,06	4,59	4,02	3,74	2,36
H_2O^+	0,92	1,90[1]	0,43	0,31	0,60[1]	1,82	1,73[1]
H_2O^-	—	—	—	—	0,04	0,40	—
P_2O_5	—	—	0,20	—	0,21	0,23	—
Σ	99,98	99,40	99,32	99,69	100,01	100,22	99,44
Уд. вес	—	—	2,647	—	2,718	—	—

	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	66,65	65,63	64,89	64,57	64,24	61,96	61,08
TiO_2	0,67	сл.	0,98	0,80	1,07	1,66	0,94
Al_2O_3	14,64	21,92	13,10	16,76	17,95	19,73	15,35
Fe_2O_3	3,42	2,64	4,99	0,92	2,47	—	5,89
FeO	1,98	2,12	0,99	4,48	1,59	4,60	1,52
MnO	сл.	—	—	—	—	сл.	—
MgO	2,44	0,30	2,73	2,41	3,07	1,81	4,96
CaO	1,25	3,09	1,95	0,80	1,52	0,35	0,92
Na_2O	2,74	2,13	3,68	3,33	3,02	0,79	2,66
K_2O	4,00	1,32	5,46	4,06	2,90	2,50	3,61
H_2O^+	2,11	1,10	1,60	2,20[1]	1,72[1]	1,82	2,66
H_2O^-	0,14	—	0,12	—	0,17	—	0,13
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,04	100,25	100,49	100,22	99,72	99,55	99,72
Уд. вес	2,81	—	2,76	—	2,75	—	2,75

	15	16	17	18	19	20
SiO_2	59,65	58,87	58,53	58,14	57,66	54,15
TiO_2	0,73	1,27	1,21	1,50	—	1,31
Al_2O_3	15,22	14,17	16,70	18,06	22,83	27,38
Fe_2O_3	4,15	8,97	2,06	—	—	1,37
FeO	3,07	2,24	6,26	10,72	7,74	4,65
MnO	—	—	сл.	сл.	сл.	—
MgO	3,22	4,49	4,46	4,11	3,56	2,80
CaO	0,86	0,24	2,34	1,17	1,16	1,42
Na_2O	2,68	1,07	2,92	0,62	0,60	1,12
K_2O	3,14	6,27	3,22	3,88	5,72	4,59
H_2O^+	3,64	2,34	2,61[1]	1,05[1]	1,50	0,95[1]
H_2O^-	—	0,19	—	—	—	0,16
P_2O_5	0,05	—	—	—	—	—
Σ	100,00	100,12	100,81	99,25	100,77	99,90
Уд. вес	—	2,83	—	—	—	2,95

[1] Потеря при прокаливании.

1. Тонкозернистый кварцевый слюдяной гнейс — Schapbachtal, Шварцвальд.
2. Мусковитовый гнейс — Tännig близ Zell, Сосновые горы.
3. Мусковитовый гнейс — Cuvillan, Эквадор.
4. Слюдяной гнейс — Schwendreuth близ Wolfstein, Баварский Лес.
5. Биотитовый гнейс — Piz Giuf массив Aar.
6. Альбитово-слюдяной гнейс с гранатом и эпидотом — Hoosac Mount, Массачузетс — с 0,04 ZrO_2, 0,04 BaO, 0,05 S, следами Cr_2O_3.
7. Биотитовый гнейс с гранатом и силиманитом — Sondalo, долина Veltin.
8. Двуслюдяной гнейс — Obergurgl, Тироль.
9. Слюдяной гнейс (ренхгнейс) — Renchtal близ Freirsbach, Шварцвальд — со следами BaO.
10. Двуслюдяной гнейс с цоизитом и гранатом — Breiteleben у Pfelderstal, Тироль.
11. Слюдяной гнейс с силлиманитом (ренхгнейс) — Gelbach, Шварцвальд.
12. Силлиманитовый гнейс — Langenbielau, Силезия.
13. Слюдяной гнейс, тонкозернистый, богатый гранатом и силлиманитом — St.-John de Matha, Квебек, Канада — с 4,33 FeS_2. В перемежающемся залегании с гранатсодержащим кварцитом.
14. Слюдяной гнейс с гранатом — Maiern, Ridnauntal, Тироль.
15. Слюдяной гнейс — ж.-д. станция Waldkirch, Шварцвальд — с 1,59 C.
16. Слюдяной гнейс с гранатом — Schwarzsee близ Schneeberg, Тироль.
17. Кинцигит — Schenkenzell, Шварцвальд — с 0,47 графита.
18. Гранатовый, многослюдистый гнейс, бедный кварцем — Rönninge, район Стокгольма, Швеция.
19. Слюдяной, богатый силлиманитом гнейс — озеро Trembling, Канада. Сопровождается зернистым известняком.
20. Силлиманито-гранатовый гнейс — Ronco близ Brissago на Лаго Маджоре.

можно только на основании химических признаков — на что уже выше обращалось внимание (см. § 400) — отличать парагнейсы, возникшие из осадочных пород, от дериватов изверженных пород — ортогнейсов.

Анализы 1—14 таблицы на стр. 601 дают состав типичных ортослюдяных гнейсов; в них повторяются химические соотношения гранитов, сиенитов, кварцевых диоритов и диоритов. И в этом ряде точно так же происходит достаточно закономерное увеличение содержания MgO, CaO и окислов железа при убывающем количестве SiO_2. Сумма щелочей и извести достаточна для полного насыщения глинозема. Пересчет и графическое изображение этих анализов могут быть сделаны таким же способом, как это показано для глубинных пород.

Анализы 1—20 на стр. 602 (вместе с уже ранее приведенными на стр. 569 и 572) дают примеры для типичных слюдяных парагнейсов. В одном из рядов среди них можно отчетливо восстановить все характерные признаки химизма глинистых сланцев и филлитов, а именно — со средним до высокого содержанием глинозема и с его явственным молекулярным избытком над суммой извести и щелочей, преобладанием MgO над CaO и K_2O над Na_2O. Сюда относятся анализы 8, 13, 14, 16, 18, 19, 20, так же как и анализы 11 на стр. 569 и 4, 8, 13 и 15 на стр. 572. В других породах подобного же характера окислы Mg и особенно Ca развиты более сильно, так что как правило содержание в них CaO > MgO (анализы 9, 17, а также анализы 8 на стр. 569 и 3 на стр. 572). В них повторяются химические соотношения мергелей, в которых карбонаты, в особенности кальцит, смешаны с глинистым веществом. В обеих группах можно с несомненностью распознать дериваты пелитовых осадочных пород и соответственно называть подобные породы *пелитовыми гнейсами*. Следующая группа анализов выделяется низким содержанием глинозема и высоким содержанием SiO_2 (напр. 1, 4, 6, а также анализ 2 на стр. 569). В связи с этим они приобретают характер очень богатых

кремнекислотой сланцев или песчаников. Из соотношений других окислов можно вывести природу цемента песчаников, из количества щелочей — содержание первоначальной слюды и полевого шпата. Для подобных парагнейсов будет подходящим применять название *псаммитовых гнейсов*. В § 436 будет показано, как из анализа парагнейса при известных допущениях можно вывести состав его материнской породы.

Химические различия важнейших и наиболее распространенных типов гнейсов могут быть очень четкими во многих случаях, или же анализы могут давать многочисленные промежуточные формы и переходы, толкование которых часто затруднительно или не совсем достоверно и даже невозможно. Как уже было указано на стр. 571, заключение о материнской породе по химическому составу имеет силу только в случаях с парагнейсами, так как и осадочные породы по своему химизму могут совпадать с изверженными породами. * При всех обстоятельствах для точного распознавания характера породы необходимо принимать во внимание условия залегания, возможные реликтовые структуры и текстуры, а также и другие моменты. *Общего удобоприменимого рецепта для определения гнейсовой породы в смысле выяснения возможного ее происхождения не имеется.*

§ 423. Слюдяные гнейсы не обладают в общем никакой им одним присущей *отдельностью* (как это свойственно изверженным породам), разве что в бедных слюдой гнейсах гранитного габитуса происходит распадение на параллелепипедальные глыбы. Прогрессирующее изменение расщепляет гнейсы по плоскостям сланцеватости, взаимная связь слоев друг с другом и отдельных минералов внутри их разрывается, и породы распадаются в конце концов на отдельные грубые или тонкие зерна крупного хряща, различные составные части которого еще совершенно свежи. В результате увеличившегося количества поверхностей процессы выветривания ускоряются и заканчиваются образованием песчанистой или железосодержащей глины.

§ 424. Слюдяной гнейс является господствующей породой в катазоне, но встречается в перемежающемся залегании со слюдяными сланцами и в обеих верхних зонах, а также во многих местах даже среди молодых кристаллических сланцев, хотя здесь в большинстве случаев со своеобразным, слегка отличным характером. В Германии он находится среди гнейсов древнейшего комплекса горных пород в исключительном разнообразии в Шварцвальде, восточном Оденвальде и Спессарте, в Баварском Лесу, в Сосновых горах, в Рудных горах, в Тюрингии и в Исполиновых горах.

Перечисление находящихся за пределами Германии выходов было бы изложением распространения архейских формаций; особенно значительны занятые гнейсами территории в Финляндии, Швеции, Норвегии, Шотландии и Канаде [а также в южнокристаллической полосе Украины и в горных кряжах восточной Сибири].

§ 425. Баденское Геологическое учреждение попыталось расчленить гнейсы Шварцвальда по генетическому признаку и затем в таком разделении закартировать. Оно разделяет их, называя по наименованиям главных областей развития, на:

* [Грубенман приводил в качестве примера аркозовый песчаник, превратившийся в гнейс и дающий, несмотря на осадочное свое происхождение, химизм магматической породы, тем более близкий к граниту, чем меньше была переработана материнская порода.]

шапбахские гнейсы (ортогнейсы), ренхские гнейсы (парагнейсы) и кинцигитовые гнейсы. Последние являются ренхгнейсами, подвергшимися еще раз контактово-метаморфическому изменению со стороны молодых гранитных массивов, прорвавших древнейший комплекс. В качестве наиболее важных отличительных признаков, на основании которых шапбахские гнейсы отделены от ренхских гнейсов, нужно оттенить наряду с их химизмом следующие.

1. При полевых наблюдениях шапбахские гнейсы часто образуют скалы и утесы, к которым примыкают большие отвалы щебня. При выветривании они распадаются, подобно гранитам, на большие обломки и затем на мелкий хрящ. Вследствие их большой твердости и устойчивости они являются превосходным строительным материалом, часто очень свежим и нередко разрабатываемым в каменоломнях. В противоположность им ренхские гнейсы, в том случае если они не очень богаты кварцем, подвергаются выветриванию значительно легче; они редко бывают свежие, легко распадаются на мелкие сланцеватые обломочки и переходят при дальнейших превращениях в желто-коричневую глинистую почву. Для технических целей мало пригодны.

2. В минералогическом отношении шапбахские гнейсы отличаются сильным развитием полевого шпата, большей частью со средним содержанием слюды и часто наличием граната или ортита. Этот последний минерал, хотя и связан только с немногими типами, но как раз для шапбахских гнейсов рассматривается как руководящий минерал.

Кордиерит и силлиманит нигде не встречаются в большом количестве. Ренхские гнейсы в общем беднее полевым шпатом, богаче кварцем или биотитом, почему и возникают кварцитовидные или похожие на слюдяные сланцы разности. Ортит совершенно отсутствует, силлиманит и кордиерит (фалунит) очень широко распространены, являясь часто существенной составной частью породы.

3. В структурном и текстурном отношении: структура шапбахских гнейсов, в особенности в их среднезернистых разностях, напоминает гранитную, текстура — зернисто-чешуйчатая или зернисто-полосчатая. Все их строение на больших расстояниях остается единообразным и равномерным. В противоположность им ренхские гнейсы обладают значительно более неспокойным характером. Величина зерна сильно меняется даже на коротких расстояниях между своими крайними пределами, хотя в общем преобладают тонкозернистые породы, вследствие чего по внешнему виду они часто напоминают роговики. Текстура преимущественно сланцеватая или сланцевато-чешуйчато-чечевичная, или полосчатая.

4. Ренхские гнейсы часто содержат в себе включения графитоидных гнейсов, реже авгитовых гнейсов, известково-силикатовых пород и изредка зернистого известняка; очень часто они заключают в себе, подобно глинистым сланцам и филлитам, скопления кварца. В шапбахских гнейсах распространены включения гранулитов, а также пегматитовых и аплитовых шлиров. Обоим гнейсам присущи линзы амфиболита.

Кинцигитовые гнейсы в общем похожи на ренхгнейсы, с которыми они связаны целой серией переходов; среди них сильно развита роговиковая структура, параллельная же структура выражена менее ясно. В них содержится углерод в виде графита и залежи графитовых кварцитов и графито-гранатовых гнейсов (кинцигитов).

Согласно с новыми воззрениями Зауэра — лучшего знатока кристаллических сланцев Шварцвальда — в шапбахских гнейсах представлены только слегка измененные глубинные породы; в особенности склонен он рассматривать их параллельную текстуру как явление первичной флюидальности. Тесная связь шапбахских и ренхских гнейсов, их постепенный переход друг в друга, часто без сколько-нибудь резких границ, объясняется им как следствие взаимного проникновения под высоким давлением сланцевого и изверженного материала.

§ 426. По минералогическому составу в гнейсах выделяется большое количество разностей. В Рудных горах (откуда и началось изучение гнейсов) различают: 1) серый гнейс фрейбергский, 2) красный гнейс, 3) амфотерный гнейс. Фрейбергский серый гнейс с его вариететами является биотитовым гнейсом и принадлежит к ортогнейсам; красный гнейс в его типичных представителях является мусковитовым гнейсом, амфотерный же — или мусковитовым, или двуслюдяным гнейсом. К серому гнейсу приурочены жилы благородных руд. В красном гнейсе раз-

виты только железные и марганцовые месторождения. Обобщение расчленения гнейсов по слюде во многих случаях приводило бы к разрыву на отдельные части принадлежащих к одному виду пород и, наоборот, к объединению пород различного генетического происхождения, а в особенности было бы неисполнимо потому, что биотитовые и биотито-мусковитовые гнейсы нередко переходят друг в друга. Определенное и особое положение занимают мусковитовые гнейсы в тех случаях, когда они зажаты в виде менее мощных полос в обыкновенных темных гнейсах — тогда они принадлежат преимущественно к орторяду, или когда встречаются в виде мощных комплексов в более высоких горизонтах кристаллически-сланцевой формации — тогда они причисляются к параряду (а именно к псаммитовым гнейсам).

Другое расчленение может быть произведено—по природе господствующего полевого шпата — на ортоклазовые, микроклиновые, альбитовые и плагиоклазовые гнейсы. Оно не перекрывается делением, принятым на основании состава слюды, и является искусственным, так как оба первые типа встречаются в одинаковой степени как в орто-, так и в парагнейсах, альбитовые же гнейсы принадлежат преимущественно к парагнейсам. Плагиоклазовые гнейсы обычно бедны кварцем и из темных составных частей содержат в большинстве случаев пироксен или роговую обманку.

По характерным примесям в слюдяных гнейсах можно выделить следующие подвиды: *гранатовый*, *силлиманитовый* или *фибролитовый*, *кордиеритовый*, *эпидотовый*, *ортитовый* и *графитовый гнейсы*.

§ 427. *Гранатовые гнейсы* находятся как в группе ортогнейсов, так и в парагнейсах, но чаще все-таки в последних. По своему химическому составу они не отличаются от нормальных, т. е. биотитовых, гнейсов этой группы (ср. таблицы анализов). Гранат — красноватый и сопровождается силлиманитом и кордиеритом; часто можно наблюдать его превращение в хлорит. Часто точно так же появляется в гранатовых гнейсах в меняющемся количестве графит или графитоид. *Кинцигитами* (Фишер) называются очень богатые гранатом и большей частью бедные кварцем парагнейсы сильно меняющегося состава с большим содержанием темной слюды, к которой там и сям присоединяются бесцветная слюда и в виде примеси силлиманит, кордиерит и шпинель. Редко в них преобладает калиевый полевой шпат (также и микролин), гораздо чаще плагиоклаз (олигоклаз); постоянно в них присутствует в значительном количестве графит или графитоид. Типичные кинцигиты местности Schenkenzell в Шварцвальде залегают в подчиненном количестве в своеобразном гнейсовом комплексе (кинцигитовые гнейсы на геологической карте Бадена); они отличаются наличием заметной, хотя частью и довольно грубозернистой, роговиковой структуры и всюду находятся в области развития парагнейсов вблизи гранитных массивов. Подобный же тип пород развит в Калабрии в гнейсах Sila и обнажается у Gadernheim в Оденвальде в метаморфической формации Рейнских Сланцевых гор. [Кинцигитовые же породы встречаются в украинской кристаллической полосе около Бердичева.]

§ 428. *Силлиманитовые* и *фибролитовые гнейсы* отличаются значительным содержанием силлиманита и развиты почти исключительно в парагнейсах; редко содержание фибролита в ортогнейсах является достаточно высоким для того, чтобы им можно было бы придать это на-

именование. Иногда в них появляются срастания силлиманита с андалузитом, однако наблюдаются они не особенно часто. Полное замещение силлиманита андалузитом очень редко. Подобные андалузитовые гнейсы описаны из Sierra Blanca в провинции Ronda в Испании. Вероятно это сланцевые роговики.

§ 429. *Кордиеритовые гнейсы* — это парагнейсы с высоким содержанием кордиерита или продуктов его превращения — пинита, фалунита, аспазиолита и т. д. Они постоянно содержат также силлиманит, часто гранат и шпинель, а равно эпидот и очень часто графит. Темные слюды присутствуют в большом количестве; содержание кварца в большинстве случаев невысокое. Кордиерит встречается иногда и в ортогнейсах, но редко в настолько достаточных количествах, чтобы их можно было специально выделять. Кордиеритовые гнейсы распространены повсеместно в больших областях развития гнейсов. Очень богаты кордиеритом выходы гнейса у Bodenmais в Баварии и у Waxholm в Södermanland. В северо-восточном шотландском нагорьи достаточно значительное развитие приобретают темносиние бедные кварцем и полевым шпатом кордиеритовые гнейсы (анализ 11 на стр. 569) со значительным содержанием зеленой шпинели и железных руд и в большинстве случаев тонкослоистые. В совершенно таких же формах они встречаются при Hausach в Шварцвальде. * На основании приложенных анализов они ясно определяются как дериваты пелитовых осадочных пород. Некоторые кордиеритовые гнейсы являются скорее всего сланцеватыми роговиками.

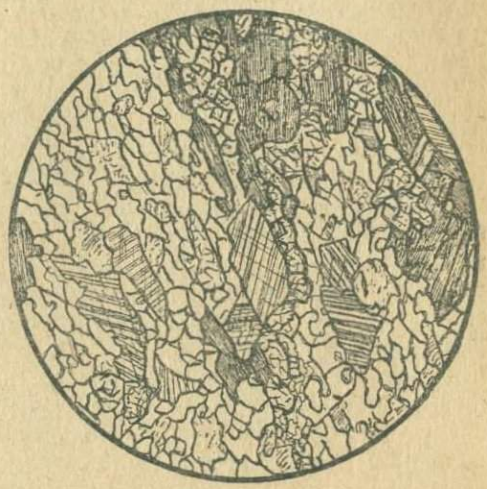


Рис. 99. Эпидотовый гнейс с кальцитом. Силур. Туэн, полуостров Берген, Норвегия. Увелич. 30 : 1.

§ 430. *Эпидотовые гнейсы* — это парагнейсы, в которых рядом с темной (большей частью зеленой) слюдой развит в большом количестве в идиоморфных или аллотриоморфных образованиях эпидот и реже присутствует светлая слюда; в большинстве случаев они бедны кварцем. Очень часто в них наблюдается небольшое количество карбонатов (рис. 99), указывающих на происхождение из мергелеподобной материнской породы, а также титанит, скаполит и немного роговой обманки. В Германии эпидотовые гнейсы находятся совместно с амфиболитами в Сосновых горах у Oberkotzau невдалеке от Гофа; далее они наблюдаются в Södermanland у Valebraten в приходе Oestad; они нередки в эпизоне кристаллических сланцев восточных Альпов, а также в Греческом архипелаге (Syra и соседние острова) и в метаморфическом силуре полу-

* [Подобные же породы встречаются у нас на севере, в Саянах и других цепях Восточной Сибири.]

острова Берген (так называемые туэнгнейсы). Химический состав этих пород, напоминающий кинцигиты, следующий:

SiO_2	54,15	Na_2O . . .	4,21
Al_2O_3 . . .	14,40	K_2O	2,39
FeO	13,02	Апатит . .	1,13
MgO . . .	2,63	Кальцит .	2,08
CaO	5,89		
			99,90

Эпидот точно так же содержится иногда в большом количестве и в ортогнейсах. В таком случае это обычно *ортитовые гнейсы*, в которых ортит обрастает эпидотом, а отчасти этот последний замещает его и целиком, как, напр., это наблюдается в Шварцвальде и в Вермланде (Швеция). Замечательно в одном из богатых ортитом гнейсов в Brunsberg (Вермланд) содержание скаполита и кальцита наряду с апальцимом. *Флоититом* Бекке назвал бедный кварцем гнейс, существенно состоящий из олигоклаза, биотита и цоизита; он типично развит в долине Floita (боковая долина Циллерталя в Тироле). *

§ 431. Очень родственны эпидотовым гнейсам в парагнейсовой группе *хлоритовые гнейсы*. Слюда в них полностью или почти полностью замещена зеленым хлоритом. Полевой шпат представлен очень часто альбитом и меняющимся количеством плагиоклаза и ортоклаза. Эпидот сильно развит то в виде самостоятельных кристаллов, то в качестве включений в полевом шпате и хлорите; точно так же появляются часто и при том в достаточном количестве ромбоэдрические карбонаты; в виде примеси наблюдается рутил. Они могут быть как бедны кварцем, так и богаты им; обе разности — зеленоватой окраски. Повидимому они принадлежат к эпизоне кристаллических сланцев, а именно они обнажаются вместе со слюдяными сланцами между Liebau и Schmiedsberg в Силезии, вместе с филлитами в местностях Berggisshübel и Tanneberg в Саксонии, в северо-восточных отрогах центральной альпийской цепи, называемых Wechselgebirge, затем в долине Maderano в Швейцарии, в Valli del Gesso в Приморских Альпах, на южном склоне Шипкинского перевала на Балканах и в других местах.

§ 432. *Графитовыми гнейсами* называются слюдяные гнейсы со значительным содержанием графита. Они развиваются из всех парагнейсов в результате местных скоплений в них графита и встречаются обычно в виде небольших залежей, местами скучивающихся, как, напр., в Пассауском Лесу (Бавария) и в соседних участках Австрии, где содержание графита достаточно для технической эксплоатации, а также в Коттских Альпах. Графитовые гнейсы переднего Оденвальда являются контактово-метаморфическими породами Рейнских Сланцевых гор. В Шварцвальде графит появляется только в группе кинцигитовых гнейсов.[1] Среди нормальных парагнейсов распространены графитоидные гнейсы, как, напр., в области Ренха и нижнего Кинцига, у Waldkirche и т. д. [Многочисленные представители такого рода пород находятся в гнейсовых

* [Весьма близкие к флоититам породы встречаются в восточных Саянах.]

[1] Вообще кажется, что графит происходит в гнейсах преимущественно, если не исключительно, как контактовое образование вблизи изверженных пород. Многое, что называлось графитом, в действительности является графитоидом, хотя оба они отличаются только по своему образованию, но не по составу).

областях Восточной Сибири.] Во всех углеродсодержащих гнейсах в большом количестве встречается рутил.

[Этот минерал является хорошим указанием на то, что черные и непрозрачные мелкие частицы, скучивающиеся нередко в кристаллических сланцах в полосы, являются не магнетитовыми, а углистыми (графитовыми, графитоидными и т. п.).]

У Nullaberg (Вермланд) в лептитовой формации шведских геологов находится 15-метровой мощности *микроклиновый сланец* (SiO_2 = 65,03; Al_2O_3 = 19,61; Fe_2O_3 = 0,45; MgO = 0,25; CaO = 0,19; Na_2O = 1,06, K_2O = 14,46; со следами MnO, Cl, Cu, S и J) с меняющимся от 0% до 14,30% содержанием $CaCO_3$ и колеблющимся между 5,44 и 10,36% содержанием каменноугольноподобного (C = 88,74; H = 5,46; N = 0,67; O = 5,13) и гумусоподобного (C = 44,17; H = 1,68; O=19,62; N = 0,31; H_2O = 22,74; зола = 11,48) вещества. Тёрнебом, произведя исследование, пришел к выводу, что углистое вещество и кальцит образовались в результате инфильтрации и не принадлежат к первоначальному составу породы. Эта порода введена в литературу под названием *битуминозного гнейса*.

§ 433. *Слюдяные гнейсы*, в которых в качестве составных частей развиты карбонаты, распространены повсеместно и описаны из многих районов, как, напр., из Eslarn в Баварском Лесу (с железным шпатом), из Tunaberg в Швеции (с доломитом и кальцитом), с Цейлона и из других мест. Анализ кальцитсодержащего карбонатового гнейса из южного портала Готардского туннеля (1843-го метра) дал: SiO_2 — 52,42; TiO_2 — 1,20; Al_2O_3 — 19,80, Fe_2O_3 — 0,78, FeO — 4,20, MgO — 4,65, CaO — 6,28, Na_2O — 1,88, K_2O — 2,75, CO_2 — 2,99, S — 2,71, потеря при прокаливании — 0,55, гигроскопической воды — 0,06 при сумме 100,27 и уд. весе 2,85; порода отличается явным характером бедных карбонатами известково-глинистых сланцев. Кальцит в подобных сланцах может быть в большей или меньшей степени замещен волластонитом или скаполитом, так что можно в таких случаях говорить о *волластонитовых* и отчасти *скаполитовых* гнейсах. Однако такие месторождения, как это указано Кумарасвами из Point de Galle на Цейлоне, лучше отнести к известковым филлитам и бурошпатовым филлитам.

§ 434. *Конгломератовыми гнейсами* называются слюдяные гнейсы, в которых появляются в хорошо сохранившемся состоянии гальки, как это было доказано Зауэром в Рудных горах у Obermittweid, [1] а ранее было известно из Rödja в приходе Sandsiö в Smaland и в некоторых внеевропейских местностях. В конгломератовых гнейсах из Рудных гор гальки состоят из кварца, кварцита, гнейса и гранита с размерами, меняющимися от ореха до величины кулака. Часто они резко отделены от остальной массы гнейса, будучи окаймлены тонкими чехлами слюды, иногда же они переходят в гнейс и в таком случае раздавлены в пластины и вытянуты (рис. 100). Значение подобных гнейсов для доказательства частично осадочного характера древнейшего комплекса пород само собой разумеется. Точно так же конгломератовыми гнейсами называются некоторые гнейсы, в которых собственно гальки как таковой уже не содержится, но в которых она может быть распознана по неоднократному и резкому изменению минералогического состава на очень ограниченном пространстве и по форме различных по своему составу незначительных участков в породе. Они обладают значительным распространением,

[1] Геберт (C. Gäbert. Die Gneisse des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen, Zeitschr. d. deutsch. geol. Geselsch., 1907, 308) рассматривает эти конгломератовые гнейсы как контактово-метаморфизованный палеозой.

переходя в конгломератовые сланцы древнейшего комплекса в окрестностях Suodeniemi и Таммерфорса в юго-западной Финляндии, в метамор-

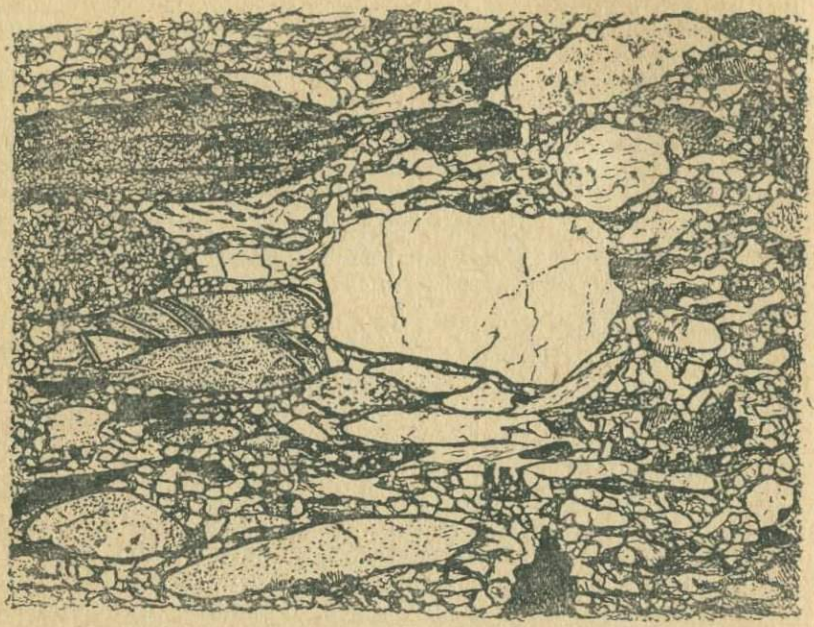


Рис. 100. Конгломератовый гнейс. Обермиттвейда, Рудные горы.

фическом силуре (рис. 101) полуострова Берген в Норвегии, в Hoosack Mount в Массачузетсе и в других местах. Конгломератовые гнейсы соответственно с пелитовыми и псаммитовыми гнейсами можно назвать *псефитовыми гнейсами*.

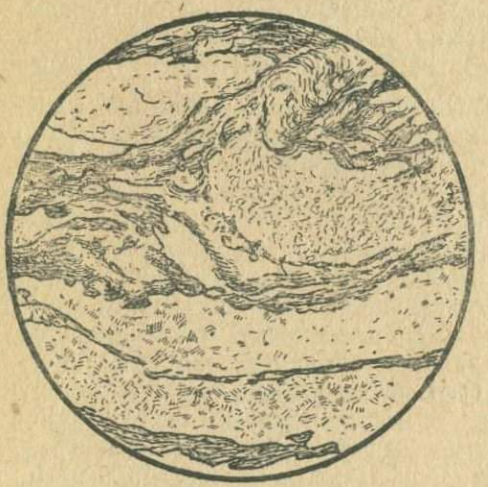


Рис. 101. Конгломератовый гнейс, силурийский. Перпендикулярно к сланцеватости. Леквен близ Ульвена, полуостров Берген, Норвегия. Увелич. 15:1.

§ 435. *Амфиболовые или роговообманковые гнейсы представляют собою кристаллические сланцы гнейсовидного характера, существенно состоящие из полевого шпата и роговой обманки, то богатые кварцем, то бедные им или совсем его лишенные.* Кварцсодержащие амфиболовые гнейсы многочисленными переходами соединяются со слюдяными гнейсами, которые часто содержат в своем составе наряду с биотитом и роговую обманку в самом разнообразном количестве. Полевой шпат амфиболовых гнейсов является частично ортоклазом (реже микроклином), частью антиперти-

том или известково-натровым полевым шпатом; последний чаще, чем в слюдяных гнейсах, занимает в породе главное место и нередко более или менее полностью замещает калиевый полевой шпат. Роговая обманка образует стеблистые индивиды без концевых кристаллографических плоскостей ограничения; в падающем свете она темнозеленая до черной, в проходящем же свете зеленая, очень редко коричневая. Кварц обладает теми же свойствами, что и в слюдяных гнейсах. Апатит и рудные минералы наряду с редким цирконом являются примесями. Из характерных примесей широко распространены гранат и титанит, мусковит и рутил (иногда с каемками титанита), эпидот, ортит, пироксен, иногда карбонаты, имеющие местное значение. Количественные соотношения обеих главных составных частей сильно меняются, в силу чего общее описание соотношений минералогического состава не является возможным, так как амфиболовые гнейсы, подобно слюдяным гнейсам, охватывают большее количество различных типов. В *гедритовых гнейсах* из Gewont в Татре моноклинная роговая обманка замещена гедритом (анализ на стр. 612). Полевой шпат — существенно основной олигоклаз; текстура линейная вследствие параллельного расположения призм гедрита, которые иногда достигают длины в 3 *см*. Плеохроизм гедрита: по Np — светло-зеленый, Nm — зеленый, Ng — сине-зеленый, Ng > Nm > > Np.

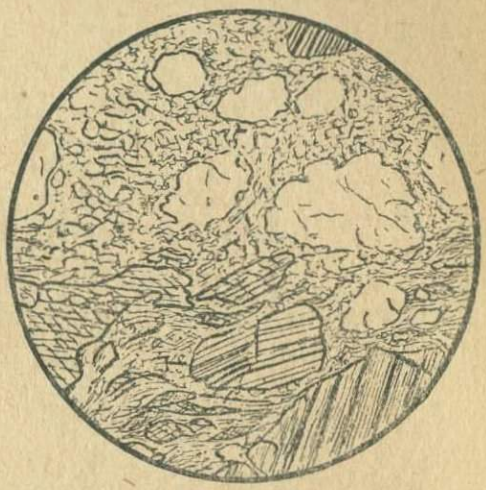


Рис. 102. Орто-амфиболовый гнейс, перпендикулярно к сланцеватости, плагиоклаз в + николях. Тохэра близ Тойамамура Инагори, Шинано, Япония. Увелич. 15 : 1.

Параллельная текстура в амфиболовых гнейсах выражается существенным образом в чередовании слоев, богатых роговой обманкой и бедных ею. Внутри плоскостей сланцеватости столбики роговой обманки лежат беспорядочно или с одинаково вытянутыми длинными осями, вследствие чего очень наглядно подчеркивается линейчатое строение. В некоторых случаях сланцеватая текстура выражена менее ясно. Центрические текстуры развиты в них чаще, чем в слюдяных гнейсах, причем в качестве центра служит в большинстве случаев гранат, а также кварц или полевой шпат, тогда как роговая обманка находится в периферических частях. Катакластические явления наблюдаются особенно часто в ортоамфиболовых гнейсах (рис. 102).

§ 436. В следующих анализах снова бросается в глаза совершенно непреложно существование и в этой группе ортогнейсов (анализы 1—10) и парагнейсов (анализы 11—15). Состав первых аналогичен гранитам вплоть до основных диоритов. Из параамфиболовых гнейсов № 13 обладает характером пелитовых гнейсов, а №№ 11 и 14 псаммитовых гнейсов. Порода 11 может содержать только очень незначительное количество

роговой обманки. Роговая обманка породы 14 должна иметь явно ненормальный состав.

Амфиболовый гнейс анализа 15 принадлежит к группе менее мощных залежей в парагнейсах Шварцвальда из окрестностей Neustadt, Furtweigen и Obergarmergbach. Среднезернистая порода содержит в бесцветной своей части битовнит и кварц, которые проникают взаимно наподобие мирмикита, затем красный гранат в округленных и угловатых зернах, редко в виде ромбического додэкаэдра, стебли или лепестки коричневато-зеленого амфибола, рудные минералы с каемкой титанита и незначительные сильно округленные зернышки циркона и апатита. Гранат и амфибол часто ситовидно прорастают полевым шпатом и кварцем.

На этой породе можно показать, как по химическому составу парагнейса может быть вычислен химический состав первоначального осадочного субстрата. В первоначальном осадке SiO_2 отчасти связан, отчасти находится в виде кварца; TiO_2 находится или в виде рутила или связан в железорудных минералах; Al_2O_3, поскольку он не связан со щелочами в слюде или полевых шпатах, выражен в виде каолина; CaO и MgO — в качестве карбонатов, окислы железа в виде железорудных

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	69,82	69,24	63,41	61,10	59,89	54,80	52,21	51,85
TiO_2	1,24	—	0,58	0,79	0,96	0,84	1,16	1,05
Al_2O_3	12,70	14,85	17,45	18,19	17,70	18,16	18,79	21,19
Fe_2O_3	2,32	2,62	0,92	0,76	1,95	2,34	2,71	0,88
FeO	2,78	0,45	2,62	2,39	2,71	5,47	5,30	5,33
MnO	0,12	—	—	—	—	—	0,06	—
MgO	2,47	0,97	2,42	3,85	1,56	4,95	5,11	5,30
CaO	2,96	2,10	5,80	5,47	2,53	8,05	8,01	5,90
Na_2O	3,27	4,30	3,58	4,12	5,74	3,59	3,31	5,66
K_2O	0,40	4,33	1,74	1,36	5,83	1,48	1,60	1,49
H_2O^+	1,30	0,70	1,04[1]	1,62[1]	0,29	1,24	1,35	1,07[1]
H_2O^-	0,23	—	0,15	0,06	—	—	0,12	0,09
P_2O_5	0,18	—	—	—	0,17	0,14	0,36	—
Σ	99,96	99,56	99,71	99,71	99,72	101,06	100,23	99,81
Уд. вес	2,701	—	2,80	2,82	—	2,84	—	2,89

	9	10	11	12	13	14	15	a
SiO_2	50,28	49,47	74,95	68,47	59,00	53,59	52,41	41,59
TiO_2	—	1,62	—	0,34	0,53	0,91	1,06	0,97
Al_2O_3	13,40	19,24	9,42	18,26	21,60	9,60	24,79	12,81
Fe_2O_3	5,25	1,43	7,47	0,92	1,20	9,44	1,35	5,90
FeO	9,21	5,06	—	1,32	2,93	15,62	5,22	14,81
MnO	—	—	—	—	—	0,02	—	сл.
MgO	3,66	6,66	0,13	1,34	3,54	сл.	0,48	15,13
CaO	9,40	9,20	1,65	4,38	6,63	7,16	10,91	3,55
Na_2O	5,33	4,07	4,05	2,70	0,78	3,12	0,97	0,43
K_2O	1,70	1,97	2,02	1,11	2,34	сл.	1,70	0,12
H_2O^+	1,95	0,98[1]	1,02	0,83	1,54	—	1,00	1,68
H_2O^-	—	0,09	—	—	—	—	—	0,86
P_2O_5	—	—	—	0,47	—	—	сл.	0,16
Σ	100,18	99,77	100,71	100,14	100,09	99,69	99,89	100,35
Уд. вес	—	2,91	—	—	2,664	3,035	2,86 до 2,89	3,24

[1] Потеря при прокаливании.

1. Олигоклазово-гедритовый гнейс — Татра — с 0,17 F.
2. Роговообманковый гнейс — так называемый Fundamentalgneis — Trembling Mt., провинция Квебек, Канада.
3. Роговообманково-плагиоклазовый биотитсодержащий гнейс (тоналитовый гнейс). Engelwand, Ötztal, Tirol.
4. Роговообманково-плагиоклазовый гнейс — Val Tremblai Unterengadin.
5. Роговообманковый гнейс (сиенитовый гнейс) — Lachute, Онтарио, Канада — с 0,39 CO_2.
6. Роговообманковый гнейс (диоритовый гнейс) — Rotenburg близ Kyffhäuser, Тюрингия.
7. Роговообманково-плагиоклазовый гнейс — река Mokelumne, Калифорния — с 0,08 BaO, 0,06 FeS_2, следами Li_2O, NiO.
8. Роговообманковый гнейс (переходящий в амфиболит) — Val Tremblai, Unterengadin.
9. Роговообманковый гнейс — Mariedal, Blatt Linde, Швеция.
10. Роговообманково-плагиоклазовый гнейс — Dürnstein, нижнеавстрийский Waldviertel.
11. Роговообманковый гнейс — Ogden Kanyon, Ютах — с 0,22—0,32% ZrO_2.
12. Параамфиболовый гнейс со шпинелью и дистеном — Fehren, Neustadt, Шварцвальд.
13. Роговообманковый гнейс с небольшим количеством слюды — к северо-западу от ж.-д. станции. Oberramstadt, Оденвальд.
14. Роговообманковый гнейс — туннель у Furth, Баварский Лес — с 0,23 FeS_2.
15. Параамфиболовый гнейс — Josephenbauernhof близ Neustadt, Шварцвальд.

a. Гедрит из 1 — с 2,34 F. P_2O_5 пронизан включениями апатита.

минералов или же могут содержаться также и в карбонатах. Мы допускаем, что железо может содержаться точно так же в виде карбоната. Если пересчитать анализ 15 a на молекулярный состав (анализ 15 b), то выяснится, что только 3,33 молекулы Al_2O_3 связаны в щелочах, остаток же 24,31 — 3,33 = 20,98 молекул Al_2O_3, связанных в виде каолина $2H_2O \cdot Al_2O_3 2SiO_2$, требует для своего образования, следовательно, 2 × 20,98 = 41,96 молекул воды. Для связи всего железа в виде FeO вместе с CaO и MgO необходимы 8,96 + 19,49 + 1,20 = 29,65 молекул CO_2. Первоначальный осадочный материал имел, следовательно, молекулярный состав, приведенный в графе 15 c, из которого путем умножения на молекулярный вес и деления на 100 получен состав, приведенный в графе 15 d. Этот последний, пересчитанный на 100, дает цифры, приведенные в графе 15 e и показывает, что это был нормальный осадок, а именно богатый железом доломитизированный мергель с (круглым счетом) 26% карбонатов и 74% силикатов вместе с кварцем и рутилом. Если принять, что железо содержалось не в карбонатах, а в виде окислов, то в таком случае содержание карбоната в мергеле едва достигало 20%.

	15a	15b	15c	15d	15e	12e
SiO_2	52,41	87,35	87,35	52,41	43,91	62,54
TiO_2	1,06	1,29	1,29	1,06	0,89	0,31
Al_2O_3 . . .	24,79	24,31	24,31	24,79	20,77	16,68
Fe_2O_3 . . .	1,35	0,84	—	—	—	1,96
FeO	5,22	7,25	8,96	6,45	5,40	1,22
MgO . . .	0,48	1,20	1,20	0,48	0,40	4,00
CaO	10,91	19,49	19,49	10,91	9,14	2,47
Na_2O . . .	0,97	1,56	1,56	0,97	0,81	1,01
K_2O	1,70	1,77	1,77	1,70	1,42	0,42
H_2O	1,00	5,56	41,96	7,55	6,32	4,07
CO_2	—	—	29,65	13,05	10,94	5,32
Σ	99,89	150,62	217,54	119,37	100,00	100,00

Параамфиболовый гнейс из Fehren у Neustadt в Шварцвальде — очень тонкозернистая, от серой до зелено-белой окраски порода, в которой поблескивают небольшие таблички идиобластов дистена, окаймляемые, как это видно под микроскопом, зернышками зеленой шпинели, убывающие в количестве по мере удаления от дистена. Дистен и шпинель образуют как бы единое целое — чем больше ди-

стен, тем уже оболочка шпинели. Точно так же шпинель может полностью заместить дистен или совершенно отсутствовать, но такие крайности наблюдаются редко. Подобные дистено-шпинелевые комплексы никогда не соприкасаются с находящимся в породе в большом количестве кварцем, но всегда охвачены полевошпатовой оболочкой, которая в своей внутренней части — лабрадоритового, во внешней же — андезитового состава, без значительного различия в содержании анортита. Шпинель часто переходит в слюдяной минерал, начиная с краев и внутрь минерала. За этими центрическими образованиями следует собственно масса самой породы, состоящая из всегда весьма тонкозернистого аггрегата кислого лабрадор-андезина, больших зерен кварца, распознаваемых уже при помощи лупы, и редких иголочек светлозеленого актинолита. Рутил, бесцветный гранат и единичные зерна пренита являются примесями. Из анализа 12 на стр. 612 после пересчета получается 5% дистена, 0,3% рутила, 0,9% апатита, 9,4% мусковита, 40,5% известково-натрового полевого шпата № 40, 35,8% кварца и 5,3% лучистого камня. Расчет первоначального осадка дает значения, приведенные выше в колонке 12; эти значения стоят удивительно близко к составу так называемых тавальянцевых песчаников (анализ 19 на стр. 482). Порода образует вместе с амфиболитами, пренитовыми и гранатовыми породами значительные линзы в парагнейсах.

Роговообманковые гнейсы обоих родов пользуются широким распространением: амфиболо-гранититовые гнейсы играют значительную роль в Финляндии, Скандинавии, Канаде и Шотландии; при сильном уменьшении содержания кварца они переходят в сиенитовые гнейсы. Диоритовые гнейсы известны из местности Markirch в Вогезах, и из Kyffhäuser. Пелитовые и псаммитовые роговообманковые гнейсы находятся в Шварцвальде, Оденвальде, в так называемых мюнхбергских гнейсах Сосновых гор и т. д.

§ 437. *Пироксеновые гнейсы представляют собою кристаллические сланцы, существеннейшими составными частями в которых являются полевой шпат и пироксеновый минерал*; существуют богатые кварцем, бедные им и лишенные кварца разности. Полевой шпат — частью ортоклаз или микроклин, частью различного состава плагиоклаз. Примесями являются железные руды, апатит и во многих случаях циркон. Из случайных примесей в породе принимают участие очень разнообразные минералы; наиболее распространенными оказываются гранат, эпидот, титанит; слюда в общем редка; карбонаты в одной группе этих гнейсов встречаются очень часто.

Как показывают анализы 1—10, и пироксеновые гнейсы не лишены двойного деления на орто- и параряды. К первым принадлежат породы 1—4, которые в Саксонии тесно связаны с гранулитами (§ 439) и встречаются здесь чередуясь с серпентинами, эклогитами и другими дериватами габбровых пород, вследствие чего они и были названы частью также пироксеновыми гранулитами. Здесь мы имеем в виде гнейсовых фаций члены эруптивного ряда гиперстеновый гранит — мангерит — анортозит (§ 155). Гиперстеновый гнейс близ газовой фабрики у Penig (анализ 1) является сланцеватой ортоклазо-плагиоклазо-кварцевой породой светло-красновато-серой окраски с небольшим лишь содержанием гиперстена. С уменьшением количества SiO_2 (анализ 2 — 4) ортоклаз исчезает, его место заступает все более и более основной плагиоклаз, и наряду с гиперстеном находятся светлоокрашенный диопсид вместе с биотитом и реже темная роговая обманка, равно как часто и в большом количестве гранат. Кварц в таком случае отсутствует полностью, и порода приобретает темносерую и от черно-зеленой до черной окраску. Это тип так называемых *траппгранулитов*. На Цейлоне распространен такой же ряд пород, но в общем с менее грубым зерном чем в Саксонии (в нем развиты

известные графитовые жилы этого острова); по Баклунду, подобные же породы развиты в районе речки Анабара в северной Сибири. Роккати описал тонкозернистые светлосерые энстатитовые гнейсы с кварцем, ортоклазом и энстатитом, а равно и ортоклазсодержащие анортозитовые гнейсы из Озерных Альпов между Rocca Miana и Vallarso. Ортопироксеновый гнейс кроме того известен со спуска с Col dei Bonhomme к Markirch (Вогезы).

Группа парапироксеновых гнейсов нередко находится в геологическом сообществе с зернистыми известняками, содержит часто кальцит или возникающие из него минералы (скаполит, волластонит и др.); наряду с темной или светлой слюдой достаточно регулярно встречаются титанит и эпидот. Имеются точно так же кварцсодержащие и бескварцевые породы. Пироксен представлен или диопсидом или обыкновенным авгитом, полевой шпат — то ортоклаз, то плагиоклаз, то оба вместе.

В то время как ортопироксеновые гнейсы обычно бывают ясно сланцеватые, в парапироксеновых гнейсах сланцеватость очень часто не имеет места, и структура их является типичной роговиковоподобной. Точно так же в них появляются и центрические текстуры.

Параавгитовые гнейсы Шварцвальда (анализы 5 и 10) развиты — частью в сопровождении волластонитовых пород (Bellenwald напротив Gengenbach, Rohrbach, у Furtwangen), частью без них — в виде залежей небольшой мощности в параслюдяных гнейсах. В свежем состоянии это тонкозернистые породы, от белых до светлозеленых, также голубовато-белых или серо-зеленых оттенков, с большей частью довольно скрытым сланцеватым сложением, становящимся яснее в результате выветривания. Структура сплошь кристаллобластовая. Основной плагиоклаз — без всякой зональной структуры, большей частью битовнитового состава, реже основной лабрадор № 66 или чистый анортит; кварц и светлозеленый авгит (анализ а) являются главными составными частями, относительные количества которых колеблются в широких пределах, как это показывает сравнение анализов 5 и 10. В качестве постоянной составной части находятся титанит, очень часто графит или графитоид, реже кальцит. Главные составные части располагаются в виде очень тонких (до нескольких миллиметров толщины) переплетающихся кварцево-полевошпатовых прослоек, почти чистых кварцевых или редко кварцево-авгитовых и полевошпатово-авгитовых полос. Нередко присоединяются к ним также тонкие, бедные кварцем, ортоклазово-мусковитового состава прослойки или смесь воллостанита с небольшим количеством авгита. Характерно, что кальцит появляется в совершенно свежих породах, но не в качестве продукта выветривания. Из анализа 5 вычисляется следующий минералогический состав породы: 0,4% титанита, 1% кальцита, 6,5% калиевого полевого шпата, 20,2% анортита около № 96, 22,8% диопсида и 48% кварца. Пересчет анализа на первоначальный осадок, подобно тому как это было приведено в § 436, дает известковистый песчаник, подобный анализам 8 и 16 на стр. 481—482. Анализ 6 одного из португальских месторождений приводит к минералогическому составу из 2,5% титанита, 2% ортоклаза, 58% лабрадора № 66, 19% диопсида и 18% кварца, а пересчет указывает на материнскую породу, бывшую доломитизированным мергелем с содержанием на-круг 25% карбонатов и 75% силикатов, с кварцем в том числе. Подобный же пересчет анализа 10 дает для состава параавгитового гнейса: 1,7% титанита, 5,5% орто-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	a
SiO_2	72,97	60,47	54,06	45,52	73,03	62,57	59,25	56,44	54,89	45,80	49,68
TiO_2	—	—	—	—	0,15	1,04	0,75	0,62	1,66	0,67	—
Al_2O_3	12,69	14,58	16,52	17,74	7,92	16,89	13,29	14,37	13,67	20,98	0,22
Fe_2O_3	4,55	10,67	9,63	12,65	1,30	—	0,84	1,02	1,35	0,56	5,07
FeO					3,22	1,45	4,71	4,68	—	4,75	8,86
MnO	—	—	1,26	0,59	—	—	0,08	—	0,62	—	0,66
MgO	0,63	3,80	4,27	9,49	1,86	2,79	4,22	3,70	4,70	3,10	11,13
CaO	2,33	6,75	11,35	10,40	9,16	11,41	11,36	13,15	5,63	19,92	24,14
Na_2O	3,16	1,21	2,85	2,52	0,48	3,26	1,77	4,30	1,95	1,25	—
K_2O	3,46	2,29	0,38	0,07	1,07	0,34	2,42	1,23	8,34	0,92	—
H_2O^+	0,13	—	—	—	1,27	0,24	0,75	0,47	2,76[1]	1,33	—
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	0,09	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,18	—	—	0,16	—
Σ	99,92	99,77	100,32	98,98	99,88	99,99	99,98	99,98	100,00	99,97	99,76
Уд. вес	—	—	2,985	—	2,79 до 2,83	2,776	2,892	—	—	2,934	—

1. Гиперстеновый гнейс (так называемый ортоклазово-пироксеновый гранулит — близ газовой фабрики у Penig, Саксония.
2. Гиперстеновый гипс (так называемый безортоклазовый пироксеновый гранулит) — между Tanneberg и Ober-Crossen, Саксония.
3. Гиперстеновый гнейс (безортоклазовый пироксеновый гранулит) — Ringetal у Mittweida, Саксония.
4. Гиперстеновый гнейс (безортоклазовый пироксеновый гранулит) — Böhringen, Саксония.
5. Псаммитовый параавгитовый гнейс — Hasenhof у Neustadt, Шварцвальд — с 0,42 CO_2.
6. Бедный кварцем параавгитовый гнейс — Carmo Velho у Beja, Alemtejo, Португалия.
7. Известково-силикатовый гнейс (авгитовый гнейс) — Almaaskroken, район Trondhjem, Норвегия — с 0,05 BaO, 0,13 CO_2, 0,05 S, 0,04 Cl.
8. Авгитовый гнейс — La Hingrie у Weiler, Weilertal, Вогезы.
9. Авгитовый гнейс (ортоклазово-скаполитово-пироксеновый гнейс) — Township Rawdon, Квебек — с 4,43 FeS_2.
10. Бескварцевый параавгитовый гнейс — Grundbauernhof, община Rohrbach у Furtwangen, Шварцвальд.
a. Авгит из породы 10.

[1] $H_2O + C$.

клаза, 59,4% битовнита ок. №85, 35% диопсида и 1% кальцита и приводит к лишенному кварца глинистому мергелю как к материнской породе с содержанием в ней на-круг 40% карбонатов и 60% силикатов, главным образом каолина, включая сюда же и рутил.

Судя по описанию подобные породы находятся в большем распространении, но постоянно в виде только мелких залежей в гнейсах, в части Богемского Леса, примыкающей с востока к Верхнепфальцскому Лесу. В большей своей части они богаты кварцем (40—70% кварца) и содержат наряду с разнообразными, преимущественно основными, полевыми шпатами диопсидовый пироксен, гранат, биотит, цоизит, а также амфибол, титанит, апатит, рутил и кальцит. Структура роговиковоподобная или пойкилитовая; величина зерна — от тонкой до плотной. Вследствие обогащения кварцем некоторых полос часто возникает параллельная текстура. Сокол (Sokol), который называет эти породы *эрланами*, рассматривает большинство их как регионально-метаморфические образования.

Их исходным материалом являются скорее всего глинисто-мергелистые песчаники.

По В. М. Гольдшмидту, в округе Trondhjem в Норвегии можно проследить все переходы от слабо метаморфизированных, частью известьсодержащих филлитов (гула-сланцы — вероятно силурийского возраста) до явно кристаллических сланцев, которые он называет известково-силикатовыми слюдяными сланцами или известково-силикатовыми гнейсами. Первые развиваются из бедных известью филлитов и состоят существенно из плагиоклаза, биотита и кварца; последние являются дериватами более богатых известью филлитов и состоят из плагиоклаза (олигоклаз до лабрадора), калиевого полевого шпата, диопсидового пироксена и отчасти кварца, скаполита и кальцита. Плагиоклаз может быть заменен минералами цоизито-клиноцоизитового ряда, пироксен же амфиболом. Породы (анализ 7) яснозернисты, и зерна пироксена достигают в диаметре 5 *мм*.

Известны далее параавгитовые гнейсы в Вогезах вблизи известняков St. Philippe, в Оденвальде в ауэрбахском известняке, в нижнеавстрийском Waldviertel, в Португалии, в Канаде, в департаменте Ariège во Франции, на Цейлоне, в Бирме и т. д. С несомненностью к парапироксеновым гнейсам принадлежат выходы рудной жилы в земле Гереро в Южной Африке со скудным плагиоклазом.

§ 438. *Щелочные ортогнейсы* являются дериватами резко щелочных пород. Впервые они были обнаружены в окрестностях надгорья Cevadaes в 8 *км* к северу от Campo Major в португальской провинции Alemtejo, а именно в форме тонкозернистого, ясно полосчатого, с красноватыми и черными полосами сланцеватого *орто-арфведсонитового гнейса* (анализ 2 на стр. 619). Он состоит из калиевого полевого шпата и альбита с большой примесью кварца и значительным содержанием арфведсонита, которые являются главными его составными частями, и из незначительного количества апатита, большего количества циркона и небольшого количества плавикового шпата, принимающих участие в составе породы в качестве примесей. Эгирин появляется наряду с арфведсонитом в небольшом количестве и наблюдается не во всех штуфах. Относительные количества полевого шпата и арфведсонита меняются в достаточно широких пределах. (Ср. анализ 13 на стр. 102). Озанн открыл в том районе в ассоциации с этими бедными кварцем арфведсонитовыми гнейсами также и светлосерый бескварцевый *эгириново-нефелиновый гнейс* (анализ 4) в большинстве случаев среднезернистого и равномернозернистого сложения, состоящий из преобладающего среди полевых шпатов альбита, микроклина и ортоклаза, значительного количества нефелина и эгирина (анализ c). Наряду с ними развиты амфибол, стоящий между арфведсонитом и рибекитом и отличающийся нормально-симметричным расположением оптических осей (впервые определен Главачем и названный им озаннитом,—анализ a), и кроме того биотит. Акцессорно присутствуют циркон и растворяющийся в соляной кислоте известково-железистый гранат (анализ b) желто-буроватой окраски в округленных зернах, а также ортит, но этот последний содержится только в озаннитсодержащих разностях. Канкринит и анальцим всегда связаны с нефелином как продукты его изменения. Из анализа Озанн вычисляет приблизительный состав в 45,5% альбита, 20% калиевого полевого шпата, 25,5% нефелина, 7% эгирина, 1% канкринита, 0,5% магнетита и 0,5% циркона. Струк-

тура этой португальской щелочной породы, так же как и во всех ортогнейсах, преимущественно кристаллобластовая, с различным количеством катакластических участков. Эти гнейсы встречаются в виде согласных залежей в роговиковоподобных парагнейсах. В Alter Pedroso в той же провинции развит умптекит, испытавший сильное катакластическое, а отчасти и динамо-метаморфическое воздействие. Подобно нефелиновому гнейсу из Cevadaes, он содержит озанпит и в подчиненном количестве эгирин. Точно так же этот тип известен из окрестностей Vigo в испанской

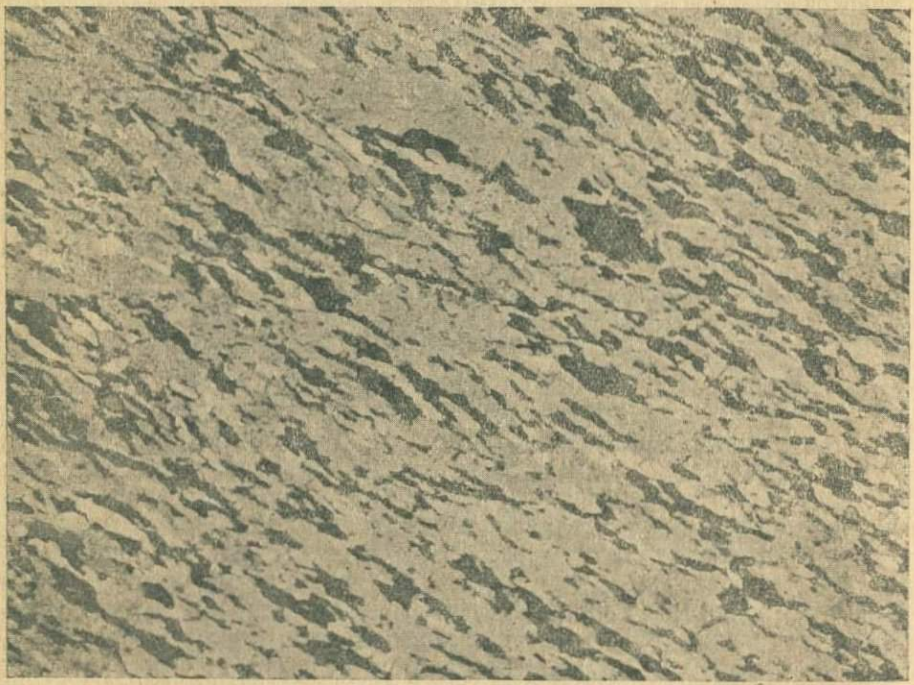


Рис. 103. Нефелиновый гнейс из Cevadaes. Полированная и травленная HCl пластинка в отраженном свете. Белые пятна — эгирин, принимающий очень хорошую полировку; черные пятна — углубления, происшедшие вследствие растворения нефелина; серая основная масса — полевой шпат. Увелич. $3^1/_2 : 1$.

провинции Галисия; с очень незначительным содержанием цветных составных частей встречается подобная же разность у Baependy в штате Minas Geraes в Бразилии.

Нефелиновые гнейсы имеют большее развитие на Мадагаскаре, между Androta и Makarainga, где они развиты среди нормальных слюдяных гнейсов (анализ 5). Из темных составных частей в них развит, по Лякруа, главным образом гастингсит, наряду с ним также эгирин или биотит; полевые шпаты представлены микроклином и альбитом. Лозит (разность канкринита), алланит, титанит и меланит являются примесями. Структура тонкозернистых пород гранобластовая, изредка с порфиробластами микроклина. Рибекит-эгириновые гнейсы известны из северной Angola в западной Африке и из Carn Chuinneag в Ross-shire в Шотландии. [Не-

	1	2	3	4	5	a	b	c
SiO_2	75,90	65,88	63,26	59,52	55,99	49,55	32,89	51,59
TiO_2	сл.	сл.	0,20	сл.	0,29	0,34	0,34	—
Al_2O_3	11,89	16,03	14,84	21,24	20,18	0,97	1,38	1,76
Fe_2O_3	2,68	2,56	2,39	2,71	4,19	16,52	27,75	25,44
FeO	1,59	1,84	1,54	0,48	3,25	20,38	—	4,19
MnO	сл.	—	сл.	сл.	—	1,30	—	0,15
MgO	0,42	0,29	4,22	0,12	0,33	0,16	0,15	0,51
CaO	0,20	0,25	1,61	0,48	2,29	0,90	28,06	4,27
Na_2O	4,68	7,44	9,32	10,72	6,85	6,53	—	10,90
K_2O	3,83	4,66	0,70	3,92	5,59	0,85	—	0.13
H_2O	сл.	0,34	1,66[1]	0,50	0,53[1]	1,85	—	0,45[1]
P_2O_5	—	0,02	сл.	—	0,19	—	—	—
Σ	101,19	99,76	99,74	100,06	99,74	99,35	98,35	99,39
Уд. вес	2,65	—	2,658	—	—	—	—	—

1. Орто-рибекитовый гнейс (так называемый троттолит) — Gloggnitz у Semmering.
2. Орто-арфведсонитовый гнейс — Cevadaes у Campo-Maior, Alemtejo, Португалия — с 0,45 ZrO_2, высчитанного из химически выделенного циркона.
3. Астохитовый гнейс — Большой глетчер Karajak, западная Гренландия — со следами Cr_2O_3.
4. Эгирин-нефелиновый гнейс — Cevadaes у Campo Maior, Alemtejo — с 0,16 ZrO_2, 0,21 CO_2.
5. Нефелиновый гнейс с гастингситом — Makarainga, Мадагаскар — с 0,04 Cl, 0,02 SO_3.

a. Озанит из 4.
b. Известково-железистый гранат из 4 — с 7,78 нерастворимого в HCl вещества.
c. Эгирин из 4.

[1] Потеря при прокаливании.

фелино-сиенитовые гнейсы в СССР известны в Ильменском щелочном комплексе на Урале.]

Граф Кайзерлинг доказал, что порода, известная в литературе за троттолит из Gloggnitz и развитая в виде залежи в граувакках и сланцах Semmering, принадлежит к ортощелочным породам. Это очень плотная, белая, с желтоватыми, голубоватыми, серыми и красноватыми оттенками порода, с черно-синими, также зеленовато-черными и красными расположенными в ряды пятнами. Она состоит из ортоклаза и микроклина, альбита, кварца, рибекита, эгирина; наряду с ними присутствуют в небольшом количестве гематит, магнетит, лейкоксен и рутил; бесцветные и окрашенные составные части представлены в сильно меняющихся количественных соотношениях; среди них наиболее существенным является рибекит. Анализ 1 этой породы показывает, что она является наиболее кислой из всех найденных до сих пор щелочных гнейсов. С точностью нельзя решить, имела ли первоначальная изверженная порода гранитный характер или, быть может, это был комендит.

М. Беловский под именем *астохитового* (*железисто-рихтеритового*) *гнейса* описал грязно-красноватую до светлосерой окраски бескварцевую гнейсовую породу, состоящую из ортоклаза, микропертита, олигоклазальбита около № 15 и из обладающего войлочным сложением тонковолокнистого голубого крокидолитоподобного минерала вместе с рыжекрасным биотитом, апатитом, титанитом и цирконом (анализ 3). Синий минерал по своим оптическим константам и химическому составу, пересчитанному из валового анализа, может быть идентифицирован с асто-

хитом, и порода, которая была найдена в гнейсовой зоне западной Гренландии, может быть отождествлена со щелочным гнейсом, а именно умптекитовым гнейсом. Характер породы луйявритовый, хотя представляется странным сильное замещение в ней железа магнием. Структура кристаллобластовая.

Таким образом к настоящему времени уже известны щелочные граниты, щелочные сиениты и элеонитовые сиениты в форме кристаллических сланцев в древнейшем комплексе пород, и должно ожидать, что дальнейшие исследования приведут к установленным в них же монцонитов и эссекситовых пород.

§ 439. *Гранулит* (*белый*) = *белый камень* (Weisssteiп, *по Вернеру*) *представляет собою в типичном своем проявлении лишенную слюды гранатсодержащую от явно сланцеватой до тонкосланцеватой текстуры гнейсовую породу белой, светлосерой, светлокрасноватой или желтоватой окраски с очень тонким до плотного зерном.* Главная масса породы состоит из аллотриоморфной смеси полевого шпата и кварца с рассеянным в ней светлокрасным гранатом в виде зерен или кристаллов — в последнем случае в форме ромбического додекаэдра, часто с подчиненными гранями (211). Апатит, циркон и железные руды присутствуют в очень ограниченном количестве в виде редких примесей. Биотит, турмалин, рутил, силлиманит, кианит и зеленая шпинель (герцинит) являются наиболее распространенными случайными примесями.

Полевой шпат по формам своего проявления является исключительно или подавляюще микропертитом, ортоклазом и микроклином, к которым однако присоединяются в меняющемся количестве кислый плагиоклаз и отчасти альбит. Были также описаны случаи, в которых альбит принимал характер господствующего полевого шпата. Вследствие тонкозернистого сложения плоскости спайности в полевых шпатах выступают очень слабо, но бывают и такие разности (*очковые гранулиты*), в которых микропертит образует округлые вкрапленники — остатки первоначальных крупных кристаллов окружаются каймой из полевошпатового цемента.

Кварц образует то тонкозернистый аггрегат, то очень тонкие линзы, вытянутые параллельно плоскостям сланцеватости и соединяющиеся там и сям в более или менее непрерывные прослои толщиной в лист бумаги. *Гранат* — железо-глиноземистый гранат (анализы a и b на стр. 622) — в общем не связан с плоскостями сланцеватости, но развит в породе беспорядочно, редко в виде рядов. Иногда он образует скелеты кристаллов или периморфозы. *Слюда* — прозрачный коричневый биотит в виде тонких лепестков и чешуек. В тех случаях, когда он развит в большом количестве, говорят о *слюдяных гранулитах*; там, где он образует более или менее непрерывные прослои при сильно уменьшающемся в количестве или исчезающем совершенно гранате, говорят о *гнейсовых гранулитах*. *Апатит* образует большей частью округленные зернышки микроскопических размеров, которые, так же как и циркон и рудные минералы, различимы только вооруженным глазом. *Турмалин* различается равным образом с помощью микроскопа и развит в виде идиобластовых и ясно гемиморфных форм; в тех случаях, когда он вытесняет гранат, он различим макроскопически и принадлежит тогда, как в так называемых *турмалиновых гранулитах*, к шерлам. *Рутил* развит в виде изящных идиоморфных столбиков и двойников, микроскопических по своим размерам. В проходящем свете он красный, желтый или своеобразный фиолетовый до черного — результат начинающегося превращения в нигрин. *Кианит* в виде красивых голубых столбиков и табличек и *силлиманит* в виде бесцветных или красноватых столбиков распознаются иногда и простым глазом, достигая временами величины более сантиметра; количество кианита при микроскопическом исследовании возрастает незначительно; как раз обратное можно сказать о количестве силлиманита, который в таком случае имеет те же формы, что и в гнейсах. *Плеонаст* или *герцинит* в виде зерен и октаэдров часто скучивается в аггрегаты, которые, будучи приемлемы к кварцу, ортоклазу, гранату и силлиманиту, представляются невооруженному глазу в виде темнозеленых пятен и шлиров на светлом фоне основной массы

породы. По преимущественному развитию одной из этих примесей различают *силлиманитовый гранулит* или *фибролитовый гранулит* и *герцинитовый гранулит*. Под названием *корундового гранулита* Е. Кальковский описал очень своеобразную породу, которую впервые нашел Зауер в виде четырехметровой мощной линзы в силлиманитовых гранулитах и которая представляет собою бескварцевую среднезернистую смесь из альбитового полевого шпата с призматином в больших столбиках (анализ c), часто переходящим в криптотил, с гранатом, достигающим величины ореха, и своеобразным турмалином (анализ d). Согласно Кальковскому, состав породы меняется исключительно быстро и разнообразно. К альбитовому полевому шпату присоединяется местами также и калиевый полевой шпат, причем получаются как кварцсодержащие, так и лишенные кварца модификации. В качестве характерной составной части следует считать корунд, находящийся то в большом, то в незначительном количестве; он образует то светлофиолетовые идиобластовые таблицы с диаметром в 2—4 *мм* с ограничением по основному ромбоэдру, то скопления крошечных табличек, которые обнаруживаются на светлой поверхности породы в виде светло-синих пятен, достигающих около 0,5 *мм* в диаметре. В качестве дальнейших примесей, входящих в состав этой породы, надо отметить: циркон, рутил в очень значительном количестве и другие гранулитовые минералы; в более ограниченном количестве дистен и в значительно большем силлиманит; только в шлироподобных частях породы встречается вообще чуждый для гранулита андалузит.

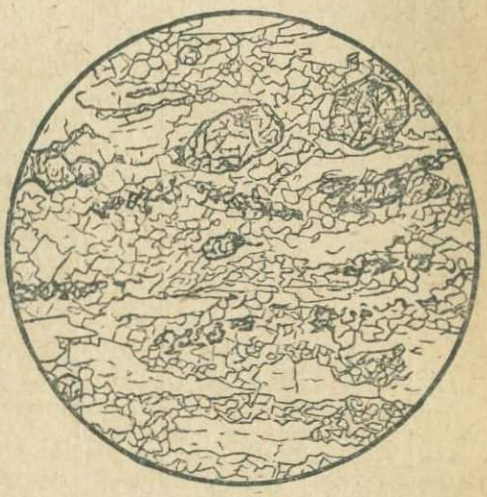


Рис. 104. Герцинитовый гранулит, перпендикулярно сланцеватости. Hartmannsdorf, Саксония. Увелич. 15 : 1.

§ 440. *Структура* типичных гранулитов меняющаяся: отчасти она явно катакластическая, отчасти гранобластовая и в таких случаях напоминает структуры аплитов. Как правило, резко проявляется в гранулитах очень характерная для них кристаллизационная сланцеватость, определяемая плитчатым и часто пластинчатым, толщиной в бумажный лист, развитием кварца (редко подобным же образом развивается и гранат). Многочисленные включения жидкостей в кварце располагаются линейно и именно перпендикулярно к плоскости сланцеватости. В подобной ориентировке их можно проследить на протяжении всего шлифа. Это во всяком случае может служить доказательством того, что минерал подвергался перекристаллизации под влиянием давления. Микропегматитовые срастания кварца и полевого шпата, так же как и достигающие нескольких сантиметров глазки полевого шпата, являются реликтами материнской породы. *Текстура* в большинстве случаев очень тонко- и плоскосланцеватая и только при большом содержании слюды переходит отчасти в чечевично-чешуйчатую (гнейсовые гранулиты). Иногда вокруг граната образуются центрические текстуры.

Химический состав гранулитов (анализы 1—12) аналогичен составу очень кислой гранитовой породы, часто однако с заметным избытком Al_2O_3 над суммой CaO и щелочей, нашедшим свое выражение в образовании дистена, силлиманита, альмандина и герцинита. Мы имеем во

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	a	b	c	d
SiO_2	80,67	76,85	76,33	76,13	76,10	76,00	75,85	75,46	75,80	75,44	74,65	74,15	73,47	75,80	62,90	38,58	40,00	30,89	36,65
TiO_2	0,42	0,65	—	0,21	—	0,13	0,08	—	—	0,25	—	—	—	—	2,40	—	—	—	—
Al_2O_3 . . .	10,17	9,75	12,89	11,32	11,19	12,23	13,96	13,45	11,59	12,00	13,05	14,52	11,07	11,59	20,78	21,69	18,67	43,06	35,76
Fe_2O_3 . . .	0,74	2,90	2,25	0,64	1,66	0,96	0,42	—	1,88	0,19	2,07	0,85	—	1,88	0,73	—	30,70	—	—
FeO	1,93	сл.	—	3,07	сл.	0,71	0,97	2,22	сл.	2,10	0,80	—	5,33	сл.	0,33	29,66		6,28	4,78
MnO . . .	сл.	—	—	сл.	сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,98	сл.	—	—
MgO . . .	1,14	сл.	0,35	1,86	0,22	0,41	сл.	0,42	0,22	0,90	0,31	0,39	0,73	0,22	0,97	6,97	8,33	15,08	10,01
CaO	0,93	0,70	0,45	1,33	0,45	0,70	0,82	0,73	0,59	1,50	0,75	0,64	1,81	0,39	1,10	2,90	2,34	—	0,47
Na_2O . . .	1,47	1,72	—	2,16	3,62	2,09	2,70	2,48	3,67	2,30	3,77	3,23	2,89	3,67	7,36	—	—	2,04	2,89
K_2O	2,49	6,14	7,59	3,51	6,91	5,01	4,34	3,65	5,68	4,54	4,84	6,55	3,76	5,68	1,48	—	—	0,79	1,22
H_2O	0,20	1,15	0,22	0,50	0,18[1]	0,80	0,58	1,11	0,21[1]	0,04	0,45[1]	0,61	0,77	0,21	1,57	—	—	1,36	2,87
P_2O_5 . . .	сл.	—	—	сл.	—	0,45	—	—	—	0,37	—	—	—	—	—	—	—	—*	—
Σ	100,16	100,00	100,08	100,73	100,33	99,79	99,72	99,52	99,64	99,87	100,69	100,94	99,83	99,64	99,77	100,78	100,04	99,50	99,67
Уд. вес . .	—	—	—	—	—	—	2,64	—	—	—	2,57	2,60	—	2,67	2,64	—	—	—	—

1. Бесслюдяной гранулит с гранатом — Enare, Финляндия.
2. Безгранатовый турмалиновый гранулит — Zwiesel, Баварский Лес — с 0,14 B_2O_3 + F (определен при потере), следами FeS_2.
3. Гранулит с небольшим количеством биотита — Höllmuhle у Penig, Саксония.
4. Гранулит с небольшим количеством биотита — Ivalo, Финляндия.
5. Бесслюдяной гранатсодержащий гранулит — Wildschapbachtal, Шварцвальд.
6. Светлый гнейсовый гранулит — Warta на Эгере, Чехия — с 0,20 CO_2, 0,10 гигроскопической воды.
7. Гранулит с гранатом и дистеном — Wanzenau, нижнеавстрийский Waldviertel.
8. Гранулит — Röhrsdorf к юго-востоку от Penig, Саксония.
9. Безгранатовый гранулит с небольшим количеством слюды — Wildschapbachtal, Шварцвальд.
10. Гранулит — Wotsch на Эгере, Чехия — с 0,14 CO_2 и 0,10 гигроскопической воды.
11. Белый гранулит, богатый гранатом и дистеном — Strachamühle у Bobrucka, Mähren.
12. Бесслюдяной гранулит — Häggais, остров Åhl, Финляндия.
13. Гнейсовый гранулит — Hartmannsdorf у Burgstädt, Саксония.
14. Так называемый гранулит с корундом — Waldheim, Саксония.
15. Так называемый гранулит с призматином — Waldheim, Саксония — с 0,15 гигроскопической воды.

a. Гранат из гранулита — Prachatitz, восточный склон Богемского Леса.
b. Гранат из гранулита — Etzmannsdorf, Нижняя Австрия.
c. Призматин — ж.-д. станция Waldheim, Саксония.
d. Турмалин — там же — с 4,61 B_2O_3, 0,41 SnO_2.

всяком случае только небольшое количество новейших полных анализов. Как с несомненностью указывают контактово-метаморфические изменения, наблюдаемые около саксонских гранулитов, последние в основной своей массе принадлежат к породам орторяда. Анализы 14 и 15 относятся к вышеупомянутым корундовым и призматиновым гранулитам.

Как прототип подлинных гранулитов рассматриваются породы саксонского гранулитового острова, вытянутого в виде удлиненного в северо-восточном направлении эллипса между Reichenbach и Penig на юге и между Hartha и Rosswein на севере. Здесь гранулиты перемежаются с так называемыми грашповыми гранулитами (§ 437), часто в виде очень тонких прослоек и в сообществе таких пород, как граниты, габбро, перидотиты и их дериваты. Совокупность всех этих образований, как единое геологическое целое, скрывается почти полностью под окутывающим их покровом сильно метаморфизированных (вследствие контакта и складчатости) филлитов. Другие области их развития находятся в Шварцвальде, Вогезах (лептиниты), на Эгере у Warte, у Budweis, Krumau и Prachatitz в Чехии, в нижнеавстрийском Waldviertel, в горах Bacher у Namiest в Моравии, на Ahlön в Финском заливе, в северо-западной Финляндии, на Кольском полуострове, в Забайкалье и т. д.Турмалиновые гранулиты наряду с гранатовыми гранулитами известны из Баварского Леса и из Чехии (местность Krumau). Во многих из этих местностей (Моравия, нижнеавстрийский Waldviertel, Кольский полуостров и т. д.), как и в Саксонии, повторяется их комбинация с трапповыми гранулитами.

[Согласно воззрениям некоторых авторов гранулиты представляют собою глубинные фации — наиболее глубинные — горных пород, параллелизуемые в этом отношении с эклогитами. Их поэтому называют иногда *пьезопородами*, т. е. породами, образовавшимися при исключительно высоком гидростатическом давлении. Этому последнему приписывается аплитовидная структура обеих этих пород, наличие в них граната, а Бекке специально подчеркивал и незначительное количество воды в анализах гранулитов. Насколько это отвечает действительности, судить, не имев дело с такими породами на месте, трудно. Количество воды зависит, конечно, от состава гранулитов, содержащих часто только безводные минералы и лишенных вовсе слюды. Гранат, заступающий место слюды в гранулитах, да еще гранат железо-глиноземистый, очень часто развивается в магматических породах как гибридный минерал. С другой стороны, условия залегания и особенно ассоциации и гранулитов и эклогитов также противоречат какому-то особенному пьезосостоянию этих пород (саксонские гранулиты, как видно из текста, залегают — да еще в перемежающемся положении — с самыми обыкновенными габбро и перидотитами; эклогиты — см. ниже §§ 457—458 — также не отличаются в своем положении от амфиболитов, и очень близкие к эклогитам породы представляют собою самые обыкновенные гранато-пироксеновые контактные роговики — Е. С. Федоров). Не удивительно поэтому, что некоторые новейшие авторы, исследовавшие на месте центральноевропейские гранулитовые области, считают гранулиты действительно за гибридизированные (гранат, гиперстен, силлиманит и т. п.) магматические породы.]

§ 441. *Геллефлинта — плотная до очень тонкозернистой с роговым оттливом порода, приобретающая иногда порфировидный облик благодаря развитию небольших вкрапленников кварца и плагиоклаза. Под микроскопом она представляется в виде крайне плотной и трудно распознаваемой смеси кварцевых и полевошпатовых частиц с редкими лепестками слюды и зернышками рудного минерала, к которым иногда примешиваются кристаллики циркона и апатита.* Она очень тверда (происшедшее из Швеции наименование породы обозначает «горный кремень»), обладает

раковинчатым (до плоского) и несколько занозистым изломом и плавится перед паяльной трубкой. Окраска меняется между серыми, красноватыми до красных, буровато-черными, а также зеленоватыми цветами, изменяясь часто послойно, так что на поперечном изломе представляется полосчатой. Там, где кварц и полевой шпат макроскопически или микроскопически выделяются своими размерами, минералы эти приобретают свойства, наблюдаемые в кислых излившихся породах, и в особенности обнаруживают коррозионные явления.

Химический состав (см. анализы 1—6 на стр. 625) аналогичен составу кварцевых порфиров и липаритов, отчасти кварцевых порфиритов и дацитов. Это сходство состава подтверждается во многих случаях остатками сферолитовых и флюидальных текстур, которые являются отличительными для этих пород. Во многих случаях однако геллефлинты по своим текстурным особенностям, так же как и по геологическим связям, в особенности же по чередованию геллефлинтовых и известняковых прослоев с тонкими (толщиной в бумажный лист) прослойками, напоминают не компактные массы изверженных пород, а туфы. * Порода анализа 1 является очевидно таким окремнелым туфом; высокое содержание воды указывает на присутствие опала. Сходству по составу с адинолями из диабазового контакта нельзя придавать никакого значения; такой связи безусловно противоречат формы их геологического проявления.

Родиной геллефлинт является древнейший комплекс пород средней и южной Швеции, где они развиты в переслаивающемся залегании с гнейсами, слюдяными сланцами, лептитами, зернистым известняком и стоят в близкой связи с рудными месторождениями. Главными местами их развития являются: Dannemora в Упланде, Persberg в Вермланде, Örebro в Нерке, Sala, Hallefors в Вестманланде. Кроме Швеции известны небольшие выходы их в гнейсе на восточном склоне Eulengebirge в Силезии и в слюдяных сланцах Czeremosz на границе Галиции с Буковиной.

§ 442. *Лептитами* шведские геологи называют в настоящее время кристаллические сланцы, раньше обозначавшиеся эвритами, гранулитами, и геллефлинтовыми гнейсами; они имеют значительное развитие в средней Швеции и залегают перемежаясь с геллефлинтами и приведенными при последних породами; к ним приурочены месторождения важнейших железных руд этой страны. *Типичные лептиты являются светлоокрашенными красноватыми или серыми, часто также почти белыми, очень тонкозернистыми до совершенно плотных породами, которые состоят совершенно преобладающе из кварца и полевого шпата с подчиненным количеством слюды, реже роговой обманки и отчасти незначительного количества граната.* Нередко уже макроскопически наблюдаются небольшие порфиробласты полевого шпата и кварца, причем эти последние иногда, как и в кварцевых порфирах, имеют форму дигексаэдров. Текстура макроскопически напоминает отчасти тонкозернистые граниты или аплиты; иногда породы полосчаты с чередующимися то бедными слюдой и светлыми, то темными, обогащенными ею прослойками. Под микроскопом структура их преимущественно гранобластовая, роговиковая, а местами и микропегматитовая. Очевидно, что под сборным именем лептитов объединены генетически самые разнообразные породы.

---

* [Отсюда происходит мнение — правда, весьма слабо обоснованное — что геллефлинты являются первичными туфами земной коры.]

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	83,27	80,53	75,24	71,53	69,80	62,73	91,67
TiO_2	—	—	—	0,22	—	0,26	0,15
Al_2O_3	8,19	11,21	12,58	13,51	15,35	14,80	4,18
Fe_2O_3	1,41	0,28	0,84	1,55	1,85	—	0,31
FeO	1,56	0,45	1,72	1,16	1,65	3,25	0,72
MnO	—	сл.	сл.	0,01	0,19	0,30	0,01
MgO	0,32	0,06	0,42	0,22	0,88	3,57	0,50
CaO	0,45	0,51	1,22	0,26	3,99	4,39	0,15
Na_2O	0,62	6,55	4,84	0,46	4,10	0,43	0,14
K_2O	2,35	0,12	1,70	10,50	2,25	3,76	1,58
H_2O	0,93	0,67	0,81	0,49	0,64	1,76	0,43
P_2O_5	—	—	—	0,05	—	0,09	0,04
Σ	99,10	100,38	99,37	100,02	100,10	99,79	99,91
Уд. вес	—	—	—	—	2,696	—	—

	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	81,02	80,28	79,20	77,59	76,62	74,41	70,82	68,32
TiO_2	0,13	0,15	0,34	0,17	0,15	0,16	0,24	0,37
Al_2O_3	10,90	11,35	9,93	11,61	13,20	12,61	13,21	16,95
Fe_2O_3	0,42	0,07	0,18	0,92	0,08	2,86	1,04	0,37
FeO	0,96	0,28	2,04	0,24	1,16	0,18	2,08	2,27
MnO	—	0,01	0,05	0,01	0,04	0,01	0,11	0,12
MgO	0,68	1,18	0,94	0,50	1,41	0,36	1,66	1,32
CaO	0,32	0,35	1,43	0,10	0,49	0,10	0,14	3,93
Na_2O	0,38	5,94	2,83	0,27	5,85	0,95	1,89	3,98
K_2O	3,65	0,26	1,23	8,82	0,61	7,97	8,79	1,62
H_2O	1,37	0,42	0,50	0,11	0,25	0,41	0,43	0,52
P_2O_5	0,03	сл.	0,13	сл.	0,09	сл.	0,01	0,16
Σ	99,92	100,31	100,18	100,48	99,95	100,02	100,42	99,95
Уд. вес	—	2,64	—	—	—	—	—	—

1. Геллефлинта серая плотная кварцитоподобная — W от Babbtjern, Örebro, Швеция.
2. Геллефлинта светлокрасная, почти совершенно плотная, с редкими зернами кварца — к югу от Flackensee, Örebro, Швеция.
3. Геллефлинта от темносерой до красноватой, порфировая благодаря присутствию кварца, полевого шпата и аггрегатов темной слюды — между Södra Eckeberget и Löffallet, Örebro, Швеция.
4. Геллефлинта — Stampers, Sala, Швеция — с 0,06 S.
5. Геллефлинта — Tyskbobacken у Kila, Швеция.
6. Геллефлинта — Spens Mine, остров Utön, Швеция. — с 0,04 BaO, 2,95 FeS_2, 1,46 C.
7. Лептит светлосерый кварцитовый — Lilla Sillvic, остров Üton, Швеция — с 0,02 BaO, 0,01 S.
8. Лептит — Lilla Sillvic, Utön — с 0,06 BaO. Метаморфизированный кварц-порфировый туф (?).
9. Натровый лептит белый — Odalfältet, Persberg — с 0,02 S.
10. Лептит — Restavic, остров Ütön — со следами BaO, 0,02 S, 1,36 C.
11. Калиевый лептит красный — Lappåsen, Långban, Швеция — с 0,03 BaO, 0,11 S.
12. Натровый лептит серый — Nordmarksberg, Швеция.
13. Калиевый лептит красноватый — Långban, Швеция.
14. Калиевый лептит красноватый — Backgrufvan, Jacobsberg, Швеция.
15. Лептит с включениями кварца — остров Utön — с 0,01 BaO, 0,01 S.

Многие, подобно геллефлинтам, могут быть дериватами кислых изливших пород и их туфов; другие, как показывают переходы в кварциты, представляют несомненно бывшие осадки. Как показывают анализы 7—15 на стр. 625, они богаты SiO_2 и бедны двухвалентными металлами. Бросается в глаза сильный избыток то кали (анализы 11, 13, 14), то натра (анализы 9 и 12) среди щелочей; в первом случае полевой шпат почти исключительно микроклин, в последнем — альбит. Между этими двумя крайними типами развиты промежуточные. Известны также богатые биотитом или амфиболом темные лептиты.

Семейство слюдяных сланцев

§ 443. *Слюдяные сланцы представляют собою кристаллические сланцы, которые при макроскопически различимом зерне содержат в виде главных составных частей слюду и кварц.* От гнейсов они отличаются отсутствием или незначительным содержанием полевошпатовых минералов, а от филлитов или древних глинистых сланцев — величиной зерна составных частей, имеющих значительно больший размер. Существуют многочисленные переходы к обоим этим типам, так что разделение является не резким и не совсем надежным. Третий переход возникает в зависимости от относительного количества главных составных частей: при уменьшении слюды слюдяные сланцы переходят в кварцитовые сланцы и кварциты. Вторичные примеси очень распространены и приводят к большому числу разновидностей, но слюда все же является всегда наиболее бросающейся в глаза составной частью и обусловливает цвет породы.

Большое геологическое значение слюдяных сланцев заключается в следующих трех обстоятельствах: они являются единственными кристаллическими сланцами, которые встречаются рядом с гнейсами и филлитами в мощных массах широчайшего горизонтального протяжения; из всех кристаллических сланцев они чаще всего встречаются в более высоких горизонтах зоны кристаллических сланцев, и, наконец, они заключают те же залежи, что и гнейсы. Можно с некоторым правом сказать, что совокупность гнейсов и слюдяных сланцев представляет некоторое геологическое единство, в котором все остальные кристаллические сланцы появляются в виде более или менее подчиненных напластований.

Слюда слюдяных сланцев представлена то мусковитом, то парагонитом, то биотитом, и имеется много пород, содержащих только одну из этих слюд; очень часто мусковит и биотит встречаются вместе, тогда как парагонит вместе с биотитом встречается реже; комбинация мусковита и парагонита до сих пор не доказана. Все эти слюды образуют листоватый аггрегат и отдельные листочки без кристаллографических очертаний, которые часто неправильны или прорастают друг друга так, что главная плоскость спайности у них общая. Изгибы, скручивания и складчатость являются очень распространенным явлением. Мусковит и парагонит необыкновенно стойко сопротивляются выветриванию, так что продукты их видоизменения неизвестны. Темная слюда черной, темнокоричневой или черновато-зеленой окраски выветривается очень легко и оставляет много лимонита, так что она явно, как и в гнейсах, принадлежит преимущественно лепидомелану. Что она, так же как и этот последний, содержит титан, показывают выделения при его изменении крошечных микролитов рутила и брукита. Единичные представители слюдяных сланцев содержат также зеленую *хромовую слюду* (Steinbach и Alzenau в Спессарте), другие — белую *баритовую слюду* (Habachtal в Зальцбурге). *Кварц* как существенная составная часть породы образует зерна и аггрегаты зерен, которые собираются частью в линзообразные массы, частью же образуют вытянутые пласты переменной мощности. Линзы и пласты облекаются слюдой таким образом, что на плоскости главного излома видна только слюда, а кварц обнаруживается только

на поперечном изломе. Кроме того кварц встречается в больших линзообразных массах, которые в узком смысле не принадлежат к составу породы, но, так же как в гнейсе, представляют сопутствующие составные массы. Они и такого же происхождения, как в гнейсах (см. § 418). Все слюдяные сланцы содержат в небольшом количестве железные руды, из которых преобладает *железный блеск* и реже повидимому встречаются *магнетит* и *ильменит*. При обработке первых двух соляной кислотой обнаруживаются часто микролиты рутила как кристаллографические ориентированные включения, заметные иногда даже в лупу. Когда содержание железного блеска и магнетита возрастает, получаются переходы в *железисто-слюдяные сланцы* (итабирит). *Апатит* встречается в умеренных количествах — чаще в закругленных зернах, реже в виде красивых игол, как в изверженных породах; встречающийся иногда *циркон* тоже чаще бывает ясно окатан вследствие переноса. Вряд ли имеются слюдяные сланцы, которые не содержат небольшого количества *турмалина* в виде микро- или макроскопических образований; иногда он имеет характер шерла, как во многих гнейсах, иногда вид микролитов турмалина, как в филлитах; он всегда идиоморфен в зоне призмы; микроскопические индивиды всегда, а макроскопические редко заканчиваются на концах призм правильным ограничением, различным на обоих этих концах. Ни в одном из слюдяных сланцев *рутил* повидимому не отсутствует. Изредка он встречается в виде макроскопических толстых призм или в виде бобовидных зерен, обычно же в виде микроскопических отдельных кристаллов, частью самостоятельно расположенных в ткани породы, частью же вросших в слюду (в особенности в мусковит и парагонит), в железные руды и изредка в кварц.

Ни одна из остальных примесей не обладает *повсеместным* распространением, но некоторые бывают так многочисленны, что по их большому количеству устанавливаются разновидности слюдяных сланцев, которые следуют ниже, в то время как при редком нахождении их в номенклатуре не упоминают. Совершенно случайными акцессорными примесями являются редко встречающиеся кордиерит, изумруд, хризоберилл, топаз, касситерит, колчеданы и т. д. Акцессорные составные массы существенно те же, что и в гнейсе.

§ 444. *Параллельная* текстура слюдяных сланцев всегда видна отчетливо и тем отчетливее, чем больше количество слюды и чем меньше кварца. Она сохраняется хорошо даже там, где поверхность сланцеватости изогнута, складчата, даже явно морщиниста, вплоть до возникновения поперечной сланцеватости, наклонной к главной сланцеватости. Смотря по тому, встречается ли кварц в виде линзовидного агрегата или в виде непрерывных слоев, текстура чечевичная или слоистая (слоистый слюдяной сланец). При округлых кварцевых массах или большего размера индивидах вторичных примесей получается облик, похожий на некоторые очковые гнейсы или напоминающий порфиры. Широко распространены динамические явления в виде складок, морщин, изгибов, скручивания пластинок слюды и деформации линз кварца и кварцевых пластов; разбитые и раздавленные вторичные примеси также нередки. Все эти явления указывают на более позднее — происшедшее вторично,

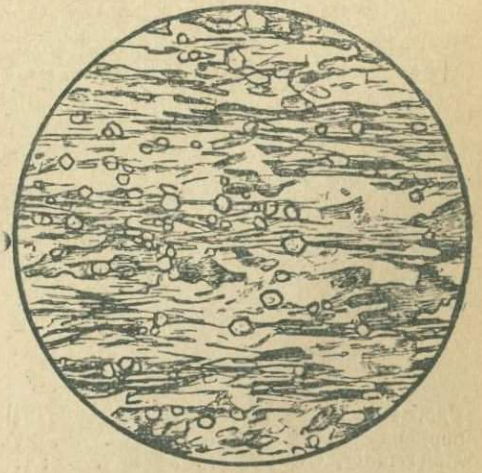


Рис. 105. Слюдяной сланец с гранатом. Guldalen, Норвегия. Увелич. 15 : 1.

после образования породы — давление. Листочки темной слюды, так же как побочные примеси — рутил, турмалин и т. д., — в некоторых случаях лежат не в плоскости сланцеватости, а независимо от нее. Одной из интереснейших и также важнейших особенностей текстуры слюдяных сланцев является то, что, так же как и в филлитах, включения слюды, кварца, графита, турмалина и рутила располагаются таким же образом в более крупных случайных примесях (гранат, ставролит, дистен и т. д.), как и в самой породе, так что в известной степени масса породы проходит сквозь кристаллы большего размера (рис. 106 и 107). Это доказывает, что данные примеси не старше, а одновременны с образованием породы и что перекристаллизация происходила во всяком случае почти в твердом аггрегатном состоянии. Следует отметить, что, в противоположность гнейсам, центрические текстуры в слюдяном сланце, несмотря на иногда значительное количество граната, встречаются редко.

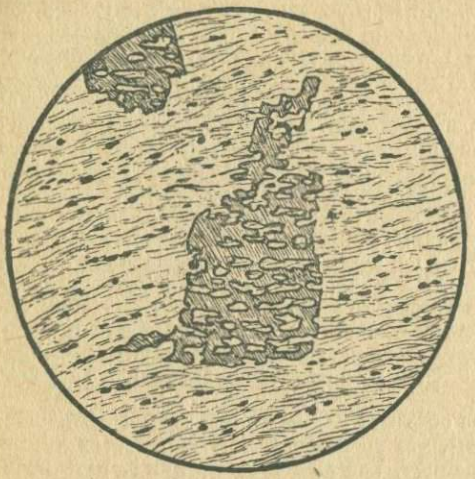


Рис. 106. Эпидотовый слюдяной сланец, поперек к сланцеватости. Ulrichen, Валлис. Эпидот на рисунке отброшен. Увелич. 15 : 1.

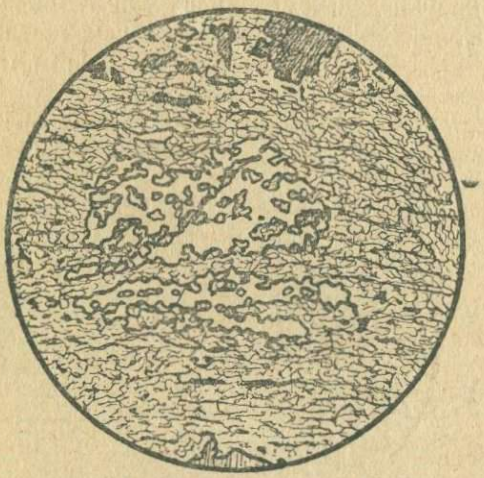


Рис. 107. Гранатовый слюдяной сланец, перпендикулярно к сланцеватости. Val Tremola, Сен-Готард. Увелич. 15 : 1.

§ 445. По природе слюды или по преобладанию одного из слюдяных минералов различают прежде всего главные виды *мусковитовых сланцев*, *биотитовых сланцев*, *мусковито-биотитовых сланцев* * и *парагонитовых сланцев*. Первые три широко распространены во всех районах развития слюдяных сланцев, вследствие чего нет нужды перечислять их месторождения. Они также часто встречаются в кристаллической фации настоящих осадочных формаций. *Парагонитовый сланец*, напротив, является редкой породой с распространением, ограниченным в верхней зоне формации кристаллических сланцев и осадочных формаций в кристаллической фации. Главным местонахождением его является южный

* [Быть может во многих из этих трех разновидностей присутствует одновременно и парагонит.]

склон Сен-Готарда (Val Canaria, Monte Campione близ Faido или вернее Alp Sponda выше Cheronico, откуда имеются во всех коллекциях образцы пород, известные своим содержанием крупных идиобластов дистена, ставролита и т. д.), остров Syra в Греческом архипелаге, Нижнеисетский район на Урале и Калифорния. По Кенигсбергеру, парагонитовые сланцы Тессина образуют линзы протяженностью от 1 до 2 000 *кв. км* и мощностью от 10 *см* до 2 *м* в биотитовом слюдяном сланце, в который они переходят достаточно быстро при увеличении содержания биотита с переходной зоной в 10—20 *см*. Имеются линзы, масса породы которых состоит только из парагонита с мелкими дистенами и ставролитами; другие содержат в породе из парагонита упомянутые крупные идиобласты, альбит, основной олигоклаз, пеннин и гранат.

Из разновидностей, отличающихся богатым содержанием одной из характерных примесей, заслуживают упоминания следующие.

1. *Гнейсовый слюдяной сланец* с большим содержанием полевого шпата, переходный таким образом к гнейсам.

2. *Гранатовый слюдяной сланец* — разновидность, которая возникает как из мусковитового сланца, так и из биотитового или из мусковит-биотитового благодаря большому содержанию граната. Последний, как и в гнейсе, принадлежит, согласно представленным анализам (стр. 634), к железо-глиноземистому гранату; от почти без исключений идиоморфный, в частности в виде ромбических додекаэдров (рис. 105), нередко с подчиненными формами (211), и обладает красной окраской как в отраженном, так и в проходящем свете. Гранаты появляются преимущественно в исключительно крупных индивидах. Распространены всюду.

3. *Ставролитовые слюдяные сланцы* со ставролитами часто до 3 *см* длиной, но спускающимися и до микроскопических размеров, встречаются в Рудных горах около Langhennersdorf, близ Zöptau в Моравии, в Oberinntal и Val Canaria в Швейцарии и в других местах. Ставролит часто сопровождают гранат и турмалин. [В Союзе ставролитовые сланцы встречаются на Урале (Таганай), в восточных Саянах, в Нерчинском округе, на Олекме и т. д.]

4. *Андалузитовый слюдяной сланец* известен из Баварского Леса, из области Landeck в Силезии и т. д. Андалузит встречается частью в виде самостоятельной составной части, частью же вросшим в кварцевые линзы. В весьма богатом кварцем мусковитовом сланце из Westana в Швеции, связанном с кварцитом, Бекстрём нашел наряду с оттрелитом, кианитом и нормальным андалузитом также марганцевый андалузит (анализе на стр. 634). [Андалузитовые слюдяные сланцы встречаются изредка в Восточной Сибири.]

5. *Дистеново-слюдяные сланцы* распространены в Спессарте, в Баварском Лесу, в Вальдфиртеле Нижней Австрии, в Val Canaria и в других местах. Дистен чаще бывает голубой до бесцветного, иногда черный благодаря присутствию углистых веществ; идиоморфен только в зоне призмы; очень часты изгибы и сдвиги, при которых базис является плоскостью скольжения. В слюдяном сланце Val Piora близ Airolo встречается так много дистена, что слюда почти совершенно исчезает и остается чистый *дистеновый сланец* с кварцем. Дистеновый сланец из Westanå в Швеции, связанный с кварцитами и конгломератовыми кварцитами, содержит на-круг 37% дистена и рутила, 49% кварца, 13% оттрелита и 1% гема-

тита. [В Союзе эти сланцы известны на Урале (особенно на горе Таганай), в Восточной Сибири и в других местах.]

6. *Амфиболо-слюдяные сланцы* содержат большое количество черных до темнозеленого цвета призм роговой обманки, которые по своим оптическим свойствам принадлежат к многим разновидностям. Они встречаются во всех областях развития слюдяных сланцев; особенно известны находки из Goldmühl около Berneck в Сосновых горах, из Pressnitz в Чехии и из Val Canaria на южном склоне Сен-Готарда. Здесь встречаются наряду с отдельными кристаллами роговой обманки красные радиально-лучистые, сноповидные группы этого минерала *(роговообманковый сноповидный сланец)*. Состав этих роговых обманок, характеризующихся своим голубовато-зеленым цветом, дает анализ f на стр. 634. По Хецнер она обладает с $Ng = 27°$, $Ng—Np = 0{,}022$, $Ng — Nm = 0{,}010$, $Nm — Np = 0{,}012$ и абсорбцией $Ng = Nm > Np$ с Ng голубовато-зеленой окраски, Nm — коричнево-зеленой и Np — желтоватой. С увеличением количества роговой обманки возникают переходы в роговообманковые сланцы.

7. *Глаукофано-слюдяные* сланцы представляют светлые слюдяные сланцы без или с небольшим количеством биотита. Синий глаукофан обладает формой и условиями местонахождения теми же, что и роговая обманка. Частыми спутниками являются эпидот, сисмондин и гранат. Известны породы с острова Syra в Греческом архипелаге, с острова Groix у южного берега Бретани, из Калифорнии и из некоторых других мест. [Подобные породы встречаются у нас на Урале, в Калбе и других местах.]

8. *Эпидото-слюдяные сланцы* с мусковитом известны из Wechselgebirge, с северных отрогов Альпийских цепей в северной Австрии, с биотитом — из Greiner в Тироле и из слюдяно-сланцевого района на южном склоне Сен-Готарда. См. анализы на стр. 634. [У нас известны на севере РСФСР, на Урале и т. д.]

9. *Хлоритоидо-слюдяные сланцы* часто встречаются вместе с глаукофановыми. Катрейн описал из Liechtensteinklamm в Grossarltal близ St. Johann в Pongau лишенный слюды хлоритоидный сланец, содержащий около 64% хлоритоида, 30% кварца, 4% рутила и рудных элементов и почти 2% титанита.

10. *Графито-слюдяной сланец* и *графитоидо-слюдяной сланец* известны в Рудных горах (Elterlein, Wiesental и т. д.), в Сосновых горах (Tirschenreuth), в Пиренеях и в других местах.

11 и 12. При большом количестве хлорита или талька в слюдяном сланце образуются *хлорито-слюдяные сланцы* или *талько-слюдяные сланцы*.

13. *Известково-слюдяные сланцы* состоят из чередования тонких слоев слюды и смеси кварца и кальцита; реже кальцит встречается в виде линз, окруженных волнистыми слоями слюды. Они встречаются особенно часто в Альпах, одновременно с гнейсами, слюдяными сланцами, хлоритовыми сланцами и зернистым известняком. Частые второстепенные примеси — гранат, цоизит, эпидот, графит, роговая обманка и титанит. Известными месторождениями являются цепи Тауэрн, долины Gastein, Fusch и Pfitsch. Они встречаются также на южном склоне Сен-Готарда, в Каринтии, на Mont Cenis, в Валлисских и Бюнденских Альпах и в других местах. Известково-слюдяной сланец из Симплонского тоннеля, слюда которого

повидимому является флогопитом, содержит, по Специа, коллоидальный алюмосиликат. Вместо кальцита иногда встречается доломитовый карбонат, оставляющий при выветривании много лимонитов. [Подобные же породы известны в Восточной Сибири.]

14. *Конгломерато-слюдяные сланцы* известны так же, как и конгломератовые гнейсы. Еще Ляйэлль описал их из Массачузетса, с гравием из кварца и гранита, а Маккёллоч — из Shehallian в Шотландии. Очень хорошо изучено шведское месторождение близ Westanå в Schonen, в котором кварцитовый с магнетитом мусковитовый сланец содержит гальку диаметром 0,5 — 1 дюйм (1,27—2,54 *см*) кварцита с магнетитом, залегающего в почве мусковитового сланца наряду с редкими валунами жильного кварца, турмалинового сланца и гематитового кварцита. Валуны обнаруживают иногда сильные динамические воздействия. Конгломератовые слюдяные сланцы описаны из района Bergen в Норвегии (как, напр., из Finse), а также из Bear Mountains в Вермонте.

[Оригинальные и редкие *изумрудно-слюдяные сланцы*, открытые, как кажется, впервые на Урале (по р. Токовой), встречаются также в Египте, южной Африке, Бразилии.]

§ 446. Картину химического состава слюдяного сланца, лишенного кальцита, дают анализы 1—20. В серии анализов заметно, что при уменьшении SiO_2 количество Al_2O_3 почти непрерывно увеличивается; соотношения этих окислов отвечают приблизительно отношению обеих составных частей породы. Слюдяные сланцы в огромном большинстве, если не все, по своему химическому составу являются несомненно производными осадочных пород; большой избыток Al_2O_3 над суммой известь + щелочи, отношение MgO к CaO и K_2O к Na_2O говорят за такое происхождение. Превышающее 20% количество глинозема, наблюдающееся во многих анализах, встречается в изверженных породах только в связи с большим количеством извести (у анортозитов) или при значительном количестве щелочей (у сильно щелочных пород); и известь и щелочи в данном случае отсутствуют. Большинство приведенных в таблице слюдяных сланцев происходит из глинистых песчаников и глинистых сланцев. Анализам 15 и 17 парагонитовых сланцев нет ничего соответствующего во всем мире горных пород. Сравнительно высокое содержание в некоторых анализах

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	75,39	73,69	68,35	67,12	66,97	66,80	64,77	64,71	59,62	59,36
TiO_2	—	0,17	0,47	0,48	1,06	1,09	0,60	0,72	2,03	0,30
Al_2O_3	12,69	13,56	16,46	13,34	14,22	16,34	14,45	16,43	20,04	25,95
Fe_2O_3	1,42	0,50	1,29	2,33	2,66	0,53	1,84	1,83	1,71	1,80
FeO	2,06	0,52	3,48	5,37	2,37	2,72	4,54	3,84	3,56	3,70
MnO	—	—	—	0,06	—	—	0,11	сл.	—	1,09
MgO	0,36	4,13	1,43	3,67	2,30	2,91	2,34	2,97	2,71	1,90
CaO	0,63	0,19	0,43	1,12	2,48	1,00	2,33	0,08	2,53	1,30
Na_2O	0,71	1,17	2,13	1,50	3,83	1,16	1,37	0,11	3,38	1,31
K_2O	4,45	3,28	3,27	2,71	2,63	4,38	5,03	5,63	2,56	2,27
H_2O+	2,14	3,12[1]	2,19	1,86	1,21	2,73[1]	1,92	2,79	1,60[1]	0,75
H_2O-	—	—	—	—	—	0,07	0,07	0,31	0,10	—
P_2O_5	—	0,09	0,24	0,15	—	—	0,20	0,02	—	0,50
Σ	99,85	100,42	99,90	99,85	99,73	99,73	100,58	99,44	99,84	100,23
Уд. вес	—	2,71	2,761	—	—	2,81	—	—	2,84	—

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	58,59	57,55	55,86	54,08	50,20	49,72	46,81	43,81	41,48	39,35
TiO_2	0,92	2,05	0,22	0,12	—	—	—	3,78	2,06	1,20
Al_2O_3 . . .	19,48	18,06	21,48	24,93	35,90	27,64	40,06	27,52	27,31	31,92
Fe_2O_3 . . .	1,07	5,75	3,00	4,49	2,36	5,35	сл.	7,30	6,74	2,19
FeO	5,31	5,26	5,96	5,02	—	4,87	—	сл.	6,07	9,00
MnO . . .	0,13	—	сл.	сл.	—	сл.	—	—	—	0,06
MgO . . .	3,31	1,99	2,92	2,39	—	2,05	0,65	1,77	4,29	3,08
CaO	1,72	1,40	1,41	0,59	—	0,47	1,26	0,19	2,02	—
Na_2O . . .	1,65	1,55	1,32	1,21	8,45	0,56	6,40	0,56	2,22	1,98
K_2O	4,59	4,24	3,72	3,36	—	4,33	—	8,81	3,45	5,26
H_2O^+ . . .	3,24	1,62[1]	3,38	3,57	2,45	4,36	4,82	7,52	4,14[1]	6.05
H_2O^- . . .	—	0,21	—	—	—	—	—	—	0,09	—
P_2O_5 . . .	—	—	—	—	—	—	—	0,13	—	0,49
Σ	100,00	99,68	99,27	99,76	99,36	99,35	100,00	101,39	99,87	100,58
Уд. вес . .	—	—	2,87	2,89	2,778	2,964	—	—	—	—

1. Мусковитовый сланец из гнейса — Blistorp, Westanå, Швеция.
2. Дистеновый слюдяной сланец — Anlauftal близ Gastein.
3. Слюдяной сланец, содержащий гранат — Arnsberg, восточные Исполиновые горы — с 0,16 SO_3.
4. Биотитовый сланец — Daimarjåppo, Лапландия — с 0,14 S.
5. Ставролитово-биотитовый сланец — севернее Pizzo di Soveltra, кантон Тессин.
6. Двуслюдяной сланец — Симплонский тоннель, 7 600 *м* от южного портала.
7. Биотитовый сланец — река Cross, Миннезота — с 0,60 SO_3, 0,41 CO_2.
8. Биотитовый сланец с небольшим количеством микроклина — Crystal Falis, Мичиган.
9. Амфиболо-мусковитовый сланец с идиобластами роговой обманки, биотита и граната — Sasso Rosso, Airolo, Тессин.
10. Гранатово-слюдяной сланец. Låktatjåkko, шведская Лапландия.
11. Ставролитово-гранатовый слюдяной сланец с дистеном и турмалином — Та-Ку-шан, провинция Лиаутунг (Liautung), Китай.
12. Мусковитовый сланец с идиобластами граната, биотита, ставролита, дистена — Sasso Rosso близ Airolo.
13. Слюдяной сланец с гранатом — Hirschbrunn близ Bruneck, Тироль — со следами Li_2O.
14. Мусковитовый сланец — Stettiner Hütte, южный склон Hochwilde, Тироль — со следами Li_2O.
15. Парагонитовый сланец — южный склон Сен-Готарда.
16. Гранатово-слюдяной сланец с порфиробластами альмандина — Kolm-Saigurn, Тироль.
17. Парагонитовый сланец — южный склон Сен-Готарда.
18. Двуслюдяной сланец с некоторым количеством полевого шпата — Gulf Mills, Пенсильвания — со следами Li_2O.
19. Мусковитовый сланец с хлоритом и идиобластами граната, биотита, ставролита, дистена — Sasso Rosso близ Airolo.
20. Слюдяной сланец — Gulf Mills, Пенсильвания.

[1] Потеря при прокаливании.

Na_2O говорит за более широкое распространение парагонита, чем это обыкновенно принимается.

Анализы 1—6 стр. 634 относятся к известково- и доломитово-слюдяным сланцам, для которых материнскими породами являлись известково-глинистые сланцы и мергели.

[Совершенно несомненно, что некоторые такие сланцы являются контактово-метасоматическими образованиями из несколько загрязненных известняков, как это наблюдалось мною в Восточных Саянах.]

§ 447. При более или менее полном исчезновении слюды слюдяные сланцы переходят в *кварцитовые сланцы* и *кварциты*, которые при своем плотном до тонкого зерне и белой, серой, синеватой, также красноватой и черной окраске ничем существенным не отличаются от кварцитов более древних осадочных формаций (см. § 339). С их появлением в районах развития кристаллических сланцев связано частое присутствие линейчатости (рис. 108) и удивительных в таких вообще хрупких породах изгибов и складок (рис. 75 на стр. 484). Поскольку еще заметны отдельные реликтовые кварцевые зерна, излом в породе от гладкого до негладкого; после окончательного исчезновения прежних границ зерен под влиянием ориентированной кристаллизации кремневого цемента излом становится плоскораковинчатым, а блеск — отчетливо жирным.

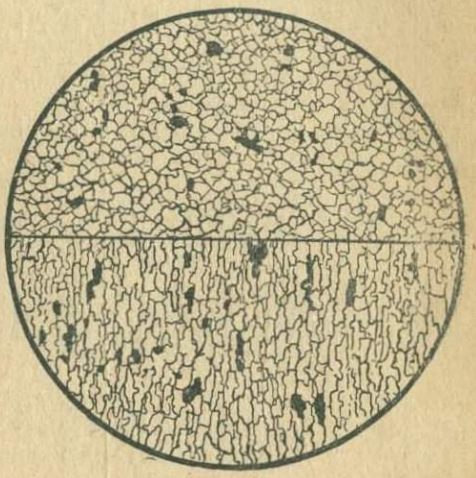


Рис. 108. Линейчатый кварцит. Эйдсборг, Телемаркен, Норвегия. Вверху в поперечном разрезе, внизу — в продольном. Увелич. 30 : 1.

Если связующая среда не была кремневой или была не чисто-кремневой, то она превращается в различные минералы, количество которых, зависящее от количества первоначального цемента, может возрасти до значительной величины. Так возникают *графитовые кварциты* и *графитоидные кварциты* (называемые часто также графитовыми сланцами) из богатых углем песчаников; *силлиманитовые кварциты* [1] возникают из глинистых песчаников, *слюдяные кварциты* — из аркозовых песчаников, *эпидотовые кварциты* — из песчаников с мергелистым цементом. *Везувиановые кварциты* указаны Гюмбелем из области Tirschenreuth, Wildenau и Pleistein в Баварском Лесу. К кварцитам кроме того часто примешаны в количествах, сто́ящих упоминания, гранат в зернах и кристаллах, турмалин, магнитный железняк, рутил, роговая обманка, глаукофан, пироксен, хрупкая слюда, тальк. Так же как в песчаниках, относительное количество зерен кварца меняется как по простиранию, так и при переходе из слоя в слой, что объясняет частые переходы и связь кварцитов со слюдяными сланцами, железисто-слюдяными сланцами, эпидотовыми сланцами и другими породами.

Пьемонтитовый сланец представляет кварцитовый сланец с большим количеством красивых, превышающих иногда размерами сантиметр, кристаллов марганцевого эпидота, которые придают породе красно-фиолетовый цвет, наряду с переменными количествами мусковита, эпидота, граната, рутила, турмалина и некоторого количества полевого шпата; есть разновидности, в которых кварц отступает на задний план, и есть та-

[1] Таким силлиманитовым кварцитом является *хондалит* (Khondalit), описанный Уокером (Mem. Geol. Survey of India, XXXIII Part. 3, Calcutta, 1902).

	1	2	3	4	5	6	a	b	c	d	e	f
SiO_2	57,28	55,38	47,03	31,00	29,60	28,12	37,90	38,96	37,52	37,66	36,72	42,73
TiO_2	0,65	0,56	1,08	0,22	0,19	0,39	0,21	—	—	—	0,87	1,37
Al_2O_3	10,52	9,02	11,62	3,53	8,94	8,83	18,83	24,05	20,01	14,80	56,99	22,73
Fe_2O_3	0,56	—	3,41	—	1,28	0,90	4,22	11,49	—	4,56	6,91	3,17
FeO	3,99	3,20	0,86	2,28	1,81	3,19	15,86	—	36,02	32,97	—	7,62
MnO	0,07	—	—	—	—	0,09	0,70	—	—	1,29	2,37[2]	—
MgO	3,75	1,17	1,80	1,08	1,20	13,49	13,50	—	2,51	1,81	—	8,59
CaO	9,75	14,18	18,28	32,36	30,20	18,66	—	23,83	0,80	5,89	—	9,64
Na_2O	1,69	0,84	1,21	1,03	0,84	0,45	0,59	—	—	—	—	2,18
K_2O	1,95	2,28	2,14	1,52	1,86	2,33	6,96	—	—	—	—	0,98
H_2O	0,97	2,92	0,95[1]	0,86[1]	3,27	0,65	1,23	1,94	—	—	—	0,97[1]
P_2O_5	0,15	—	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—
CO_2	8,72	10,12	9,60	25,55	20,81	23,27	—	—	—	—	—	—
Σ	100,23	99,79	99,67	99,71	100,00	100,53	100,00	100,27	98,24	100,06	100,62	100,04
Уд. вес	2,762	2,73	2,75	2,73	2,76	2,82	—	—	—	—	—	—

1. Известково-слюдяной сланец, тонкозернистый с мусковитом и биотитом — река Bua, район Trondhjem, Норвегия — с 0,04 BaO, 0,05 S, 0,09 гигроскопической воды, следами Cl.
2. Известково-слюдяной сланец — Симплонский тоннель, Швейцария — с 0,12 гигроскопической воды.
3. Известково-слюдяной сланец — там же — с 1,20 S, 0,49 гигроскопической воды.
4. Известково-слюдяной сланец — там же — с 0,28 гигроскопической воды.
5. Известково-слюдяной сланец — там же — с небольшим количеством C.
6. Доломитово-биотитовый сланец—La Motta, массив Сен-Готард—с 0,09 гигроскопической воды и небольшим количеством B.

a. Биотит из эпидото-биотитового сланца — Klausenalp в Zemmgrund, Тироль.
b. Эпидот из той же породы, что и a.
c. Гранат из слюдяного сланца — Oravitza, Банат.
d. Гранат из слюдяного сланца — Meall Luaidh, Шотландия.
e. Марганцевый андалузит из богатого кварцем мусковитового сланца — Westanå, Швеция.
f. Роговая обманка из амфиболо-слюдяного сланца—Airolo, Тессин — с 0,06 гигроскопической воды.

[1] Потеря при прокаливании.
[2] $= Mn_2O_3$.

кие, в которых пьемонтит встречается в небольшом количестве. Он особенно распространен в сопровождении глаукофановых пород на острове Шикоку в Японии, в верхней части зоны кристаллических сланцев; известен также с серо-пурпурной окраской на Кара-Даге в северо-восточной Карии, в различных местностях передней Индии (ср. § 474). Химически пьемонтит стоит близко к богатым марганцем филлитам и кварцитам Арденн (см. § 365). Структура кварцитовых сланцев изменчива. Иногда зерна первоначального песчаника еще ясно различимы; на их поверхности собираются углистые и прежние загрязняющие примеси; кварцитовый цемент отличается зернами ничтожных размеров. В других случаях цемент, состоящий из SiO_2, располагается, как в кристаллических песчаниках, в параллельной ориентировке на кварцевых зернах и заполняет пространства между ними. Тогда отдельные зерна и их оболочки нарастания вдаются друг в друга, переплетаясь различным образом—пальцеобразно, зубчато или зигзагообразно. Наконец границы вследствие горообразовательного давления оказываются окончательно стертыми, первоначально кластические зерна песка раздавленными, развальцованными и спаянными друг с другом.

Так называемый Dattelquarz (финиковый кварц) в гнейсе Krummendorf близ Strehlen в Силезии представляет сильно сдавленный конгломератовый кварцитовый сланец. Похожие на финиковые косточки кварцитовые окатыши лежат в тонкозернистой кварцитовой массе; структура становится ясно видной для невооруженного глаза только после выветривания. Подобные конгломератовые кварцитовые сланцы встречаются близ Laurgaard на Dovrefjeld в Норвегии, а также в Шотландии.

Кварциты и кварцитовые сланцы встречаются во всех районах развития гнейсов, особенно в районах слюдяных сланцев, в таком множестве, что нет надобности приводить места их нахождения.

Семейство амфиболовых и пироксеновых пород

§ 448. В виде залежей среди гнейсов, слюдяных сланцев и филлитов имеется группа пород с большим разнообразием в химическом и минералогическом составе, а также в структуре — то с ясной или вполне отчетливой сланцеватостью, то с более или менее, а иногда и с совершенно массивным сложением; общим свойством пород этой группы является то, что они преимущественно или нацело состоят из минералов семейства амфиболов и пироксенов. В зависимости от того, принадлежит ли амфибол к ряду обыкновенных или щелочных, различают *роговообманковые породы* и *глаукофановые породы*. В каждой из этих групп находится множество типов, хорошо различимых в чистом виде и связанных друг с другом многочисленными переходами. Среди роговообманковых пород встречается существенно бесполевошпатовый тип, который охватывает актинолитовые сланцы, нефрит, роговообманковые сланцы, роговообманковые породы, и содержащий полевой шпат тип, охватывающий амфиболиты. В этих последних полевой шпат может быть заменен скаполитом, эпидотом, цоизитом.

Глаукофановые породы только в исключительных случаях содержат полевой шпат. Пироксеновые породы распространены много реже и как будто ограничены главным образом катазоной.

§ 449. *Лучисто-амфиболовые*, или *актинолитовые сланцы* представляют светлозеленые или серо-зеленые до черно-зеленых породы, которые,

то при тонкосланцеватом, то при толстосланцеватом строении, состоят главным образом из лучистого камня. Зерно их колеблется от плотного до грубого, причем крайности встречаются редко, чаще всего — мелкие зерна. Актинолит образует призматические индивиды, большей частью без кристаллографических граней в зоне призмы и с неправильно ограниченными концами. В проходящем свете он почти бесцветный, иногда зеленый различной интенсивности. Нередко превращение этих пород в серпентин; переходы в тальк также были замечены неоднократно.

[Актинолитовые и тальковые породы и такие же сланцы очень нередки в серпентиновых породах, но не серпентин замещает в них актинолит или тремолит, а как раз наоборот.]

Наряду с лучистым амфиболом в этих породах встречаются обыкновенно небольшие количества окисных или сульфидных железных руд, иногда также апатит, но всегда в умеренном количестве. Собственно сопутствующие или характерные примеси повидимому отсутствуют; наоборот, можно отметить как характерное присутствие в одних месторождениях *оливина* и *хромита*, в других *эпидота*.

В первых, повидимому, никогда не присутствует слюда, в других же слюда встречается не очень редко. Иногда находятся в обоих небольшие количества бесцветного до светлозеленого диопсида. Гранат встречается весьма редко.

К актинолитовым сланцам относятся также частью и *нефрититы* *. Эти породы состоят из весьма тонких, чаще всего спутанных в войлок актинолитовых волокон, среди которых лишь изредка встречаются хромит и другие рудные зерна. Войлочное строение придает им большую вязкость, благодаря которой они играли в истории культуры человечества важную роль как каменные орудия. Долгое время нефрит был известен в обработанном виде, редко в сыром в разрозненных отдельных глыбах. Только постепенно была отыскана его родина среди кристаллических сланцев Центральной Азии, Сибири, Новой Зеландии, Аляски и в Европе около Jordansmühl в Силезии. Сравнительно недавно он был найден в Лигурийских Апеннинах в Альпах, в Гарце (Radautal) и в Сосновых горах. В последнем месторождении он всюду встречается в сообществе с серпентином и габброидными породами; образовался он без сомнения под сильным давлением.

[Как и в случае с лучисто-роговообманковыми породами и такими же сланцами, нефритит встречается почти исключительно с серпентинитами, представляя здесь такое же гидротермальное образование, как и лучисто-роговообманковые породы, разновидностью которых он и является. Коренные его месторождения известны в Тункинском аймаке. Восточные Саяны. В Италии (Лигурия) встречаются породы, содержащие такой же тонковолокнистый диопсид, каким является лучистый амфибол в нефрититах. Такие породы, состоящие почти нацело из тонковолокнистого диопсида, называются здесь *каркаро*.]

Грюнеритовые сланцы представляют светлые буровато-серые до бурых, реже зелено-серые амфиболовые сланцы, амфибол которых принадлежит почти чистым безглиноземным моноклинным железистым амфиболам или близкому к последним куммингтониту. Они встречаются совместно с железными рудами в США в штате Мичиган (анализы 19 и 20), в Швеции, в Капской колонии и в других местах.

---

* [В оригинале «нефриты». Как и в случае с серпентинитами, во избежание недоразумений, лучше, оставив название *нефрит* для *минерала*, *породу* называть *нефрититом*.]

§ 450. *Роговообманковые сланцы* отличаются от актинолитовых сланцев главным образом природой амфибола, который принадлежит здесь обыкновенной роговой обманке. Роговообманковый сланец и *роговообманковая порода* по составу идентичны; у роговообманковой породы лишь отсутствует сланцеватая текстура. Полевой шпат здесь также совершенно отсутствует; в небольших количествах нередко встречается гранат, в некоторых месторождениях более часто встречается эпидот, а также цоизит; ромбический амфибол (антофиллит или гедрит) наблюдается только в немногих местах. Железные руды, главным образом титанистый железняк и образующийся из него титанит, встречаются иногда в количествах, стоящих упоминания, и вряд ли где-либо отсутствуют совершенно. Повидимому они тогда заменяются рутилом, который также редко совершенно отсутствует в актинолитовых сланцах. Существуют роговообманковые сланцы, содержащие в значительном количестве листочки талька, которые образовались наверное не из роговой обманки. Также присутствуют хлорит и кальцит. В других сланцах в большом количестве присутствует мусковит, так что получаются настоящие переходы к мусковитовым сланцам. В таком случае нередко можно доказать наличие небольших количеств кварца и полевого шпата, и встречаются также столь характерные для слюдяных сланцев линзы кварца в виде сопутствующих масс.

В гедритовых сланцах (анализ 12) существенно акцессорный в роговообманковых сланцах гедрит, т. е. содержащий глинозем ромбический амфибол, становится существеннейшей составной частью. Он известен в очень чистом состоянии из Warwick в штате Массачузетс (США), и очень богатый кварцем и содержащий биотит гедритовый сланец встречается в рудном районе Vester Silfberg в южной Далекарлии. В последнем месторождении наблюдаются также одиночные крупные зерна альбита, и немного калишпата находится в мелкозернистой кварцевой мозаике, в которой погружены иглы, стеблевидные, кустовидные и сноповидные аггрегаты гетита.

Текстура роговообманковых и актинолитовых сланцев более или менее отчетливо сланцеватая, причем в плоскости сланцеватости лежат отдельные столбики амфибола — иногда беспорядочно, чаще более или менее параллельно и нередко строго параллельно. Породы выглядят тогда линейчатыми и при очень тонком зерне обладают часто шелковистым блеском некоторых плойчатых филлитов и глинистых сланцев. Складчатость и изгибы ни в коем случае не редки и возрастают иногда до большой запутанности. Слоистая текстура часто встречается у эпидотовых разновидностей благодаря чередованию слоев и линз, богатых и бедных эпидотом. Центрические текстуры встречаются редко и, насколько известно, только в роговообманковых сланцах, содержащих гранаты, если одновременно присутствует кварц. Последний образует иногда оболочки вокруг кристаллов граната, так что получаются красивые красные, окруженные белой оторочкой глазки, выступающие на поверхности зеленой породы (Канада).

§ 451. Картину химического строения дают анализы 1—20, из которых 1 — 10 относятся к бедным глиноземом нефритам и актинолитовым сланцам, 11—18 к богатым глиноземом роговообманковым сланцам, 19 и 20 к богатым железом грюнеритовым сланцам. Как показывает сравнение с анализами на стр. 229 и 223, первые в общем имеют состав пироксе-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	58,14	57,02	56,63	56,20	55,52	54,95	54,06	52,74	52,30	50,32	54,90
TiO_2	—	—	—	—	0,45	сл.	0,69	0,29	—	0,15	0,13
Al_2O_3	0,98	0,70	2,14	1,87	1,75	2,88	1,22	4,35	1,30	1,86	9,14
Fe_2O_3	3,39	1,04	3,99	—	1,08	0,76	2,19	2,35	—	5,55	3,47
FeO	0,85	4,33	—	3,58	6,59	6,29	2,65	6,58	6,75	3,50	4,90
MnO	0,22	—	—	0,24	—	—	—	0,12	—	сл.	—
MgO	22,38	21,56	21,69	22,25	21,24	21,02	23,83	18,29	21,50	24,78	24,51
CaO	12,53	12,63	13,41	13,23	10,72	11,53	12,81	10,86	15,00	10,15	1,88
Na_2O	0,36	0,22	0,20	—	0,21	0,25	—	0,11	—	—	—
K_2O	—	—	0,69	—	0,12	0,16	—	0,39	—	—	—
H_2O	1,69	3,01	1,67	3,11	0,94	0,99	2,83[1]	3,17	3,11	3,34[1]	1,34[1]
P_2O_5	—	—	—	—	—	сл.	—	0,02	—	—	—
Σ	100,54	100,51	100,42	100,79	99,94	100,36	100,32	99,53	99,96	100,22	100,32
Уд. вес	3,010	2,960	3,002	3,004	3,056	3,052	3,01	3,048	—	3,02	3,13

	12	13	14	15	15a	15b	16	17	18	19	20
SiO_2	50,65	48,13	46,71	46,47	38,82	47,82	46,41	45,73	41,62	49,70	46,94
TiO_2	0,50	1,99	2,80	0,21	0,15	0,65	—	2,67	—	—	—
Al_2O_3	13,03	14,45	4,31	8,68	0,39	7,88	6,73	15,98	4,81	1,35	0,66
Fe_2O_3	0,27	3,08	8,02	4,18	3,32	0,94	4,65	—	15,71	3,10	4,51
FeO	12,67	8,77	18,07	3,73	4,08	3,50	2,11	11,34	—	37,19	33,72
MnO	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—	0,93	0,31
MgO	16,96	7,97	2,04	22,79	40,45	29,36	26,25	8,17	25,66	5,72	6,64
CaO	1,73	10,69	14,76	9,05	сл.	3,66	10,64	14,10	4,98	0,68	3,22
Na_2O	1,37	0,91	2,41	1,14	0,08	0,43	—	—	—	сл.	0,16
K_2O	0,04	0,71	—	0,35	0,09	сл.	—	—	—	—	—
H_2O	2,96	2,51	0,50	3,39	8,47	4,20	3,58	1,82	6,52	1,40	0,67
P_2O_5	сл.	—	—	сл.	сл.	—	—	0,52	—	0,12	0,07
Σ	100,33	99,58	96,62	99,99	100,41	99,48	100,37	100,33	99,30	100,19	99,69
Уд. вес	—	3,07	—	2,960	2,819	2,858	—	3,16	—	—	—

1. Нефрит густозеленый — Новая Зеландия.
2. Нефрит оливково-зеленый с мелкими бурыми пятнами — Jade Mount, Аляска.
3. Нефрит светлозеленый — Новая Зеландия.
4. Нефрит зеленый — р. Белая в Восточно-Сибирском крае — с 0,31 Cr_2O_3.
5. Актинолитовый сланец с хромитом и некоторым количеством кремня, изредка с пироксеном и цоизитом — Sonnenkoppe, Blatt Langenbielau, Eulengebirge, Силезия — с 1,06 Cr_2O_3, 0,26 CO_2.
6. Актинолитовый сланец, травяно-зеленый до изумрудно-зеленого, с хромитом и небольшим количеством диопсида — Langenbielau — с 1,53 Cr_2O_3.
7. Актинолитовый сланец — Val Gorduno близ Bellinzona, Тессин — с 0,18 Cr_2O_3.
8. Актинолитовый сланец, пласты в гнейсе — Uvkusigsat, Гренландия — с 0,12NiO, 0,07 CuO, 0,07 гигроскопической воды.
9. Актинолитовый сланец в серпентине — St. Francis, Beauce, Канада.
10. Актинолитовый сланец—Loderio, Тессин—с 0,43 Cr_2O_3, 0,14 гигроскопической воды.
11. Антофиллитовый сланец — Snarum, Норвегия — с 0,05 гигроскопической воды.
12. Гедритовый сланец — Warwick, Массачузетс — со следами Cr_2O_3.
13. Роговообманковый сланец — Lingoutte, Вогезы — с 0,07 гигроскопической воды.
14. Роговообманковый сланец — Treppenstein близ Mähring, Баварский Лес. Содержит немного кварца и (?) полевого шпата.
15. Роговообманковая порода, толстосланцеватая, с небольшим количеством оливина, хромита и рутила — Habendorf в Силезии — со следами Cr_2O_3.

15a. Оливиновая порода — там же — с 3,32 Cr_2O_3, 1,13 CO_2, 0,11 органических веществ.
15b. Роговообманково-оливиновая порода — там же — с 0,63 Cr_2O_3, 0,41 CO_2.
16. Роговообманковый сланец — Rauhental у Eckkirch, недалеко от Markirch, Вогезы. Немного серпентинизирован, с небольшим количеством бесцветного пироксена и магнетита.
17. Олленит — Col d'Ollen, Пьемонт.
18. Роговообманковый сланец черный — Selgapajalax, Финляндия.
19. Грюнеритовый сланец с магнетитом и кварцем — область Marquette, Мичиган.
20. Грюнеритовый сланец — там же — с 2,79 CO_2.

[1] Потеря при прокаливании.

нитов (вебстеритов) и перидотитов и во многих случаях должны происходить из этих последних. За это говорит, правда не категорически, частое присутствие хромита, оливина и светлого пироксена, а прежде всего частая связь с серпентинитом и иногда с его материнской породой—перидотитом.

Анализы 11—18 в среднем несколько беднее кремнекислотой. Анализы 11, 14, 15, 16 и 18 со средним содержанием глинозема находят себе эквиваленты среди кортландитов, амфиболовых перидотитов (стр. 223) и горнблендитов (ср. § 167). Дате описывает пример перехода перидотита (из Habendorf в Eulengebirge) в роговобманковую породу. Здесь гнейс окружает линзу в 5 *м* наибольшей толщины, при 10 *м* наибольшей длины, состоящую в ядре из оливиновой породы (анализ 15 a), которая непосредственно покрыта оболочкой из роговообманково-оливиновой породы (анализ 15 b) и снаружи оболочкой из роговообманковой породы (анализ 15). Анализы ясно показывают, особенно в возрастании Al_2O_3 и CaO и уменьшении MgO, переход от почти чистых оливиновых пород в перидотиты, которые с периферии окружены роговообманковой породой. Для богатых глиноземом пород имеются химические эквиваленты среди ариежитов (стр. 231) и тылаитов (стр. 188), а также среди основных диабазов и габбро. С другой стороны, почти полное иногда отсутствие щелочей в некоторых более старых, не совсем безупречных анализах, может быть говорит за генетическую связь с доломитовыми и песчаными мергелями и родственными осадочными породами. Безупречного решения здесь нет. Анализы грюнерита 19 и 20 не находят себе аналогов среди изверженных пород, наоборот, походят на таковые среди эулизитов (ср. § 473). Поэтому грюнеритовым сланцам области Marquette (США), которые во всяком случае принадлежат эпизоне, соответствуют в другой глубинной зоне шведские эулизиты.

Актинолитовые и роговообманковые сланцы образуют повсюду залежи незначительной и часто даже очень малой протяженности в гнейсе, слюдяном сланце или филлите и нередко связаны, с одной стороны, с хлоритовыми сланцами, тальковыми сланцами и серпентинитами, с другой— с зернистыми известняками и доломитами, а также с рудными залежами. В Рудных горах они известны во многих местах в слюдяных сланцах (Hetzdorf и секция Schwarzenberg) и в филлитах (секция Wiesenthal), в Сосновых горах в окрестностях гнейсов Münchberg (здесь часто богатых гранатом), близ Helmbrechts, близ Redwitz (в филлитах), в Чехии (между Tepl и Plan в переслаивании с пистацитовыми сланцами и зернистым известняком), в Баварском Лесу (Waldkirchen, Erbendorf и т. д.), в Eulengebirge, в Судетах, в Wechselgebirge (богаты эпидотом), в тессинской мульде, в группе Silvretta и в других местах Альп, в Калабрии, в провинции

Catanzaro (в гнейсах), на полуострове Халкиде и в Фессалии (богаты эпидотом и хлоритом, частью похожи на филлиты) и т. д.

§ 452. *Жадеитит* занимает такое же положение в истории культуры человечества, как и нефрит. Жадеитит представляет тонкозернистую до плотной, реже среднезернистую до крупнозернистой породу, часто снежно-белого цвета и тогда имеющую вид мрамора, также светлосерую до светлозеленой или этих же цветов, но пятнистую, жильчатую и струйчатую наподобие пламени. Он состоит часто из почти чистого аггрегата моноклинного щелочного пироксена жадеита $NaAlSi_2O_6$, редко волокнистого, чаще угловато-зернистого строения. В качестве второстепенных примесей встречаются достаточно распространенные, но обычно в небольшом количестве, гранат, ильменит, циркон, кроме того белая слюда, хлорит, рутил, реже титан, также глаукофан, пьемонтит и донзит. Бауэр определил в имеющихся в продаже жадеититах, месторождения которых точно неизвестны, но считаются за тибетские, наряду с переменным количеством нефелина также калиевый полевой шпат, который встречается также в месторождениях Tammaw в Бирме. Франки упоминает об арфведсонитах из жадеититов Пьемонта. Обогащение гранатом встречается иногда в такой мере, что порода принимает эклогитовый характер. Темнозеленые до чернозеленых, бедные глиноземом и богатые железом и известью разновидности жадеита называются *хлоромеланитом*, а состоящая из него порода — *хлоромеланититом*.

	1	2	3	4	5	6	a
SiO_2	58,46	58,24	57,14	56,85	56,74	56,63	59,39
Al_2O_3	25,75	24,47	8,97	8,42	10,02	17,33	25,56
Fe_2O_3	—	1,01	5,49	9,82	4,69	1,74	—
FeO	—	—	—	1,12	—	0,22	—
MgO	0,34	0,45	8,62	4,57	9,10	4,36	—
CaO	0,63	0,69	14,57	12,16	14,00	13,35	—
Na_2O	13,93	14,70	5,35	6,91	5,40	6,80	15,05
K_2O	—	—	—	0,28	—	—	—
H_2O	1,00	1,55	—	0,59	—	0,10	—
Σ	100,11	101,11	100,56	100,72	99,98	100,53	100,00
Уд. вес	3,332	2,97	3,27	—	3,32	—	—

1. Жадеитит — Tammaw, Верхняя Бирма.
2. Жадеитит — предположительно из Тибета. Низкий удельный вес обусловлен присутствием нефелина.
3. Жадеитит — отдельный кусок — Китай.
4. Хлоромеланитит — Mocchie, долина р. Susa, Пьемонт.
5. Жадеитит — отдельный кусок — Val d'Aosta, Пьемонт — с 0,03 Cr_2O_3.
6. Жадеитит — Prato Fiorito, Monviso, Пьемонт.
a. Теоретический состав жадеита.

Химический состав жадеититов (анализы 1 и 2) соответствует щелочным фойяитовым магмам. Происхождение из фойяитов подтверждается также присутствием акцессорных нефелина и арфведсонита. Удивительным явлением, пожалуй, является отсутствие калия. Разновидности, бедные глиноземом и богатые железом, известью и магнезией (анализы 3—5), следует отнести к щелочно-пироксенитовым породам, хотя среди до сих пор известных щелочных пироксенитов нет вполне соответствующего примера, и поэтому такое толкование остается под вопросом.

Текстура жадеититов иногда является отчетливо сланцеватой, иногда массивной. О катакластических явлениях в жадеитах упоминается неоднократно. Тонковолокнистое строение, частью с субпараллельным, частью со спутанным расположением волокон, обусловливает применение породы в качестве оружия.

Жадеитит известен в коренном месторождении из окрестностей деревни Tammaw в долине Uru в Верхней Бирме, где он встречается вместе с серпентинитом, альбито-роговообманковыми породами и глаукофановыми сланцами, а также с метаморфизованными известняками, окруженный третичными песчаниками. Также в коренном обнажении порода встречена на северном склоне Куэньлуня, в восточном Туркестане на Тунге, левом притоке Раскен-Дарьи. Только в последние годы жадеитит нашли в линзообразных массах в серпентинитах, амфиболитах и габброидных породах Пьемонта и Лигурии, как напр. в долине Сузы, в Valchialamberto, в цепи между Varaito и рекой По и в других местах. На подобный же парагенезис указывает наблюдаемое иногда срастание тибетского жадеитита с хлоритовым сланцем. Этот парагенезис не соответствует вышеуказанному выводу о происхождении жадеитита, сделанному исходя из его химического состава. Здесь не место входить в подробности широкого распространения необработанных и обработанных кусков породы в Европе и Америке.

§ 453. *Амфиболиты представляют серо-зеленые до темносерых, тонкозернистые, очень редко плотные или средне- до грубозернистых и тогда в белых и зеленых пятнах, то массивные* (*массивные амфиболиты*), *то сланцеватые* (*сланцеватые амфиболиты*) *породы ряда кристаллических сланцев.* Они состоят главным образом из роговой обманки и известково-натрового полевого шпата. В виде примесей всюду распространены апатит в округлых зернах или призматических кристаллах и железные руды; среди последних титанистый железняк встречается чаще магнетита. Однако нередко вместо титанистого железняка, более или менее вытесняя последний, встречается *рутил* в виде яйцеобразных зерен, различимых часто уже невооруженным глазом, или в виде микроскопических коротких и толстых призм. Он очень часто окружен оболочкой *титанита*, который его более и более вытесняет и также часто различим невооруженным глазом. Количество минералов ильменита, рутила и титанита в общей сложности постоянно; этим доказывается в некотором смысле их эквивалентность. Ортоклаз упоминается гораздо чаще, чем он присутствует; во всяком случае небольшие — до весьма небольших — количества его действительно присутствуют не очень редко. Имеется группа амфиболитов, в которых он является существенной составной частью.

Из случайных примесей нужно упомянуть *скаполиты*, *эпидот* и *цоизит* как в известном смысле вид соссюрита, заместителя полевых шпатов, также *зеленые пироксены*, изредка *коричневатый авгит* или *диаллаг* как заместители роговой обманки, *бронзит* и *гедрит* или *антофиллит* как спутников роговой обманки, биотит в таком же положении и мусковит как заместителя ортоклазов; чрезвычайно часто, возрастая до значительных количеств, встречается *гранат*. *Везувиан*, *пренит* и *аксинит* встречаются редко, тальк в виде серебристо-белых чешуек и листочков встречается чаще. *Кварц* почти всегда отсутствует и нигде не имеет большого значения как составная часть. Его присутствие объ-

ясняется из уравнения на стр. 192, но количество едва соответствует тому, что можно было ожидать. В некоторых параамфиболитах кварц однако встречается в большем количестве в тонких пластах, коротких и толстых линзах и в одиночных крупных зернах. Зеленая *шпинель* распространена в некоторых амфиболитах Шварцвальда. *Ортит* известен в амфиболитах Шварцвальда и области Монблана. Часто упоминают и редко находят *оливин*. *Хлорит* является частью вторичным и не существенным, но приобретает большое значение в амфиболитах, причисляемых к зеленым сланцам филлитовой формации, и в некоторых метаморфических фациях более молодых пород. Второстепенные примеси, как турмалин, кианит, циркон и др., являются большой редкостью. *Пирит* и *магнетит* распространены повсюду в небольших количествах. *Кальцит* является по большей части вторичным.

В редких случаях *роговая обманка* встречается в виде включений, и тогда она является более или менее идиобластовой; в собственно ткани породы она образует зерна или короткие столбики, порою измочалена на концах в тонкие иголочки. Она просвечивает зеленой окраской различной интенсивности, там и сям буро-зеленой, очень редко собственно бурой, иногда также синевато-зеленой. Наряду с всегда отчетливой спайностью по призме, встречается иногда спайность по (001). Двойники в общем редки. Весьма разнообразный состав этих роговых обманок показывают анализы a — l на стр. 647. В некоторых месторождениях (Hilsengaard близ Снарума, Kraderö, Steen близ Bambe в Телемаркене, Гельсингфорс, в области Kinzigg в Шварцвальде с плеонастом и в Пиренеях) встречаются наряду с роговой обманкой в переменном количестве, часто в очень большом количестве, *антофиллит* или *гедрит* в шестовидных индивидах, иногда длиною в несколько сантиметров, чаще буроватых, редко красновато-белых и с красивой голубой игрой цветов на (100), особенно при увлажнении. Такие породы называются *антофиллитовыми* и *гедритовыми амфиболитами*. Наряду с роговой обманкой встречаются *пироксены*, но ни в коем случае не повсеместно, хотя, правда, они распространены довольно широко. Чаще всего среди них встречается светлозеленый до почти бесцветного *диопсид* в виде зерен и коротких столбиков; он придает породе, которую в таком случае называют *диопсидовым амфиболитом*, светло-серо-зеленую окраску; количество его увеличивается за счет роговой обманки, и минерал вытесняет последнюю там и сям нацело, почти всегда при сопровождающемся образовании большого количества граната. В некоторых породах пироксен обладает характером *омфацита*. Не так часто встречается *диаллаг* с тем же габитусом, как в габбро; он известен, напр., из амфиболитов саксонского гранулитового района и из нижнеавстрийского Waldviertel; породу, его заключающую, называют *диаллаговым амфиболитом*. Очень редко в амфиболитах наблюдается *бронзит* в виде листоватых индивидов; анализ одного *бронзитового амфиболита* из Шварцвальда дан ниже. *Бурый биотит* в виде неправильных лоскутков часто лежит в плоскости спайности роговой обманки и возрастает нередко до бросающейся в глаза примеси.

Полевым шпатом нормальных амфиболитов является *плагиоклаз* переменного состава, колеблющегося в границах от олигоклаза до анортита. Он белого, очень редко красноватого цвета, образует чаще лейстообразные до широкотабличатых кристаллы, как в диабазах и габбро, и обнаруживает также зональное строение. Чаще он встречается в закругленно угловатых зернах, как роговая обманка, с которой он тогда образует равномерную смесь; реже он диабластически срастается с последней. Иногда равномерно прорастает кварцем, как в некоторых габбро и диабазах. *Ортоклаз* в небольшом количестве, в округленно-угловатых зернах и в антипертитовом прорастании, не играет существенной роли; существуют однако амфиболиты, в которых он, в сравнении с плагиоклазами, является преобладающим компонентом. Место плагиоклаза во многих амфиболитах занимает, совсем так, как это описано у аллалинитов, аггрегат белого *цоизита*, чаще всего сахаровидный, реже плотный, в виде сильно блестящих шпатовидных столбиков и зерен, которые очень нередко являются в высокой степени идиобластовыми. К ним примешан часто желтовато-зеленый, также желтовато-белый до почти бесцветного *пистацит* или *эпидот* с теми же формами проявления, что и у цоизита (анализ n на стр. 647).

Амфиболиты, в которых плагиоклаз более или менее совершенно заменен цоизитом и эпидотом, называются *цоизитовыми амфиболитами* и *эпидотовыми амфиболитами*. Они содержат водянопрозрачный *альбит*, который иногда описывается за кварц или ортоклаз. Замещение плагиоклаза сахаровидной зернистой смесью скаполита настолько же распространено, как и замещение цоизитом; оно напоминает подобное же замещение в гиперитах Телемаркена (стр. 134) и в некоторых офитах (стр. 275). Во многих амфиболитах встречаются в микроскопических размерах *мусковит* или *серицит*; иногда они скопляются в виде плоских залежей и небольших линз, на-ощупь жирны и походят на тальк или жировик. Анализ m (стр. 647) дает состав этих серицитовых слоев. *Гранат* (анализ o на стр. 647) весьма распространен и особенно важен для структуры амфиболитов. Он красного до коричневатого цвета, частью в виде крупных кристаллов и чаще в формах тетрагонтриоктаэдра, чем ромбического додэкаэдра, или в виде неправильных зерен. Нередко он подвергается глубоким изменениям, среди которых превращение в хлорит не является самым распространенным. В Тирольских Альпах изменение граната нередко приводит к смеси амфибола с эпидотом или амфибола с известково-натровым полевым шпатом. *Пренит* в виде грубых зерен и линз встречается не только по трещинам и щелям, но в некоторых амфиболитах заменяет в известной степени полевой шпат. Часто упоминается также *везувиан*, как, напр., в Шварцвальде, в южной Австрии, в окрестностях Tromsö. В некоторых амфиболитах Шварцвальда встречается *зеленая шпинель*, особенно вместе с дистеном.

Имея в виду описанные замещения главных составных частей амфиболитов и присутствие наряду с ними многочисленных характерных примесей в самых разнообразных комбинациях, можно получить представление о многообразном составе амфиболитов.

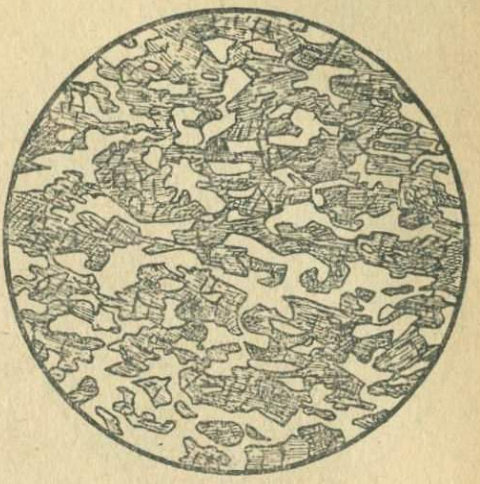


Рис. 109. Амфиболит. Перпендикулярно к сланцеватости. Вершина скалы над лесопилкой Губера. Maisachtal. Лист Peterstal-Reichenbach, Шварцвальд. Увелич. 20 : 1.

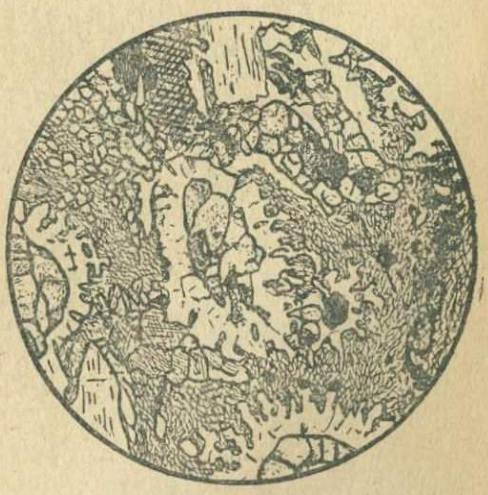


Рис. 110. Амфиболит. Вершина скалы над лесопилкой Губера, Maisachtal, Шварцвальд. Увелич. 20 : 1.

§ 454. *Текстура* амфиболитов весьма разнообразна не только в различных местонахождениях, но даже в одном и том же теле породы, если оно не черезчур незначительных размеров, и, как показывают анализы 8a—8d и легенда при них, изменение состава с этим обязательно не связывается. При грубо- и тонкозернистом строении исчезают часто всякие признаки параллельной текстуры; составные части располагаются

в беспорядке и иногда совершенно так же, как в габбро, т. е. кристаллобластически (рис. 109). В таких породах часто наблюдаются те взаимные проникновения главных составных частей, которые свойственны многим кристаллическим сланцам и роговиковым породам. Это явление развивается до *мирмекитоподобного* проникновения различных частей, как роговая обманка и плагиоклаз, роговая обманка и диопсид, диопсид и плагиоклаз, и особенно часто гранат оказывается проросшим разветвляющимися стеблями и волокнами этих минералов. Далее вместе с присутствием граната (в Шварцвальде также дистена) развиваются связанные с ним *центрические* текстуры. Он тогда окружен, как ядро, оболочкой, состоящей из радиально расположенных стеблей других минералов, частью также кварца и полевого шпата или только одного полевого шпата (рис. 110). Возникшая таким образом текстура названа Шрауфом *келифитовой* и напоминает оцеллярную текстуру оливиновых габбро. В оболочках иногда присутствуют плеонаст, дистен и другие, обычно редкие примеси. Рис. 111 изображает такое центрическое прорастание стебельков амфибола и полевого шпата в безгранатовом амфиболите, в котором гранатовое ядро отсутствует. В амфиболитах верхнего Шварцвальда, особенно у Fehren близ Neustadt, ядро такого центрического образования состоит из дистена, который так связан с зеленой шпинелью, что с увеличением последней количество его уменьшается и он очень часто совершенно исчезает, так что образует ядро только одна шпинель. Последняя снаружи по направлению к центру превращается в мусковит, так что в одном и том же шлифе можно наблюдать рядом концентрические образования с ядром из дистена и шпинели, с ядром из чистой шпинели, из шпинели и мусковита и из чистого мусковита. Непосредственно вокруг ядра располагается оболочка из грубо-радиально расположенных коротких и толстых стеблей битовнита; наружная оболочка на ней из таких же стеблей лабрадора, и вокруг оболочки иногда

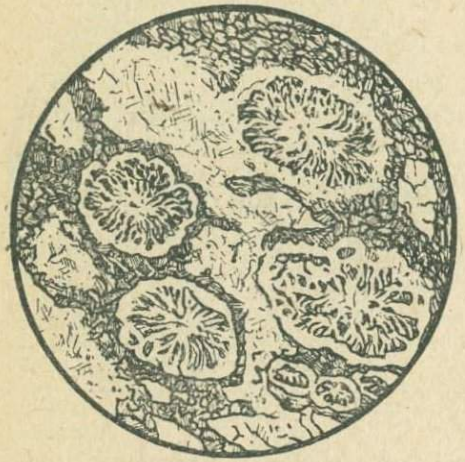


Рис. 111. Амфиболит. Holchenbächle. Лист Петерталь-Рейхенбах, Шварцвальд. Увелич. 20 : 1.



Рис. 112. Амфиболит с центрической текстурой на Fehren близ Neustadt, Шварцвальд.

венец из стеблей амфибола, как в центре рис. 112. Здесь ядро состоит из чистой шпинели. В верхнем левом квадранте и ниже правого конца горизонтальной нити нитяного креста видны дистен, окруженный шпинелью, и скопление чистой шпинели без оболочки из полевого шпата. Ср. подобную же текстуру в параамфиболитовом гнейсе того же месторождения, описанном в § 436. В сланцеватых амфиболитах параллельная текстура выражается в виде *слоистой текстуры*, в которой чередуются друг с другом светлые и темные, т. е. богатые и бедные полевым шпатом слои или же происходит послойное обогащение эпидотом, цоизитом, скаполитом и т. д. Если, наоборот, внутри пласта столбиковидные составные части расположены параллельно своими длинными осями, то порода кажется струйчатой, струйчато-зернистой и линейчатой. *Чечевицевидная текстура* возникает при чередовании линзообразных частей породы, в которых преобладает то амфибол, то полевой шпат; линзы бывают также частично окружены оболочками из слюды. Известны также *порфиробластовые структуры*; тогда отдельные составные части (полевой шпат, диаллаг, бронзит и т. д.) выделяются из основной массы плотной породы своими большими размерами. Необходимо подчеркнуть, что *катакластические структуры* являются большой редкостью.

	1	2	3	4	5	6	7	8a	8b	8c
SiO_2	52,98	52,44	51,72	51,25	50,91	50,68	49,90	49,65	48,41	48,33
TiO_2	0,78	1,90	1,39	1,84	3,21	0,18	1,84	2,18	2,20	1,34
Al_2O_3	17,49	16,21	16,51	16,53	16,20	17,91	14,06	15,59	16,42	16,45
Fe_2O_3	0,54	2,31	1,72	1,81	2,01	2,51	4,32	1,83	2,20	2,39
FeO	6,39	8,59	9,56	7,67	10,94	6,03	9,76	8,33	8,10	7,03
MnO	0,13	—	сл.	0,28	—	—	сл.	—	—	—
MgO	6,00	4,93	6,58	5,87	4,33	5,96	5,64	6,04	7,38	8,19
CaO	11,33	6,38	8,89	9,32	7,56	10,05	10,03	10,02	8,95	11,43
Na_2O	3,16	3,60	2,74	3,35	2,01	3,76	3,39	3,72	2,42	3,11
K_2O	0,31	1,75	0,34	0,78	1,91	0,80	0,25	1,21	3 30	0,71
H_2O^+	0,42	1,11	0,51	1,26	1,53	0,86	1,12	0,51[1]	1,15[1]	0,58[1]
H_2O^-	0,15	—	—	0,19	—	0,36	—	—	—	—
P_2O_5	—	0,37	0,23	0,31	—	0,73	0,16	—	—	—
Σ	99,68	99,83	100,19	100,46	100,61	99,96	100,47	99,08	100,53	99,56
Уд. вес	2,91	2,909	—	—	3,020	—	—	3,000	2,977	2,976

	8d	9	10	11	12	13	14	15	16a	16b
SiO_2	48,24	47,30	47,11	46,84	46,72	46,29	45,92	45,19	47,45	49,78
TiO_2	1,01	0,45	0,67	0,16	сл.	1,84	0,45	2,25	1,47	2,22
Al_2O_3	16,33	16,86	19,75	26,02	26,33	14,54	14,39	13,39	14,83	13,13
Fe_2O_3	1,54	1,69	2,30	1,32	1,34	3,66	6,18	4,48	2,47	4,35
FeO	6,95	5,61	4,59	3,83	5,52	7,05	9,83	10,50	14,71	11,71
MnO	—	—	0,08	0,32	сл.	0,24	0,16	0,48	—	0,27
MgO	8,92	11,32	7,73	3,22	3,83	9,18	12,28	6,97	5,00	5,40
CaO	10,37	13,27	11,67	14,28	14,00	12,17	5,05	10,04	8,87	8,92
Na_2O	2,21	4,27	2,80	2,56	3,04	2,37	1,92	3,19	2,97	2,39
K_2O	1,88	0,40	0,80	0,84	0,51	0,45	0,37	0,97	0,99	1,05
H_2O^+	1,74[1]	—	1,72	0,30	1,02	1,48[1]	1,55	2,15	1,00	1,14
H_2O^-	—	—	0,07	0,54[1]	—	0,03	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	0,10	—	—	0,46	сл.	0,24	—	—
Σ	99,19	101,17	99,41	100,23	101,42	99,76	98,11	99,85	100,12	100,46
Уд. вес	2,948	—	—	—	—	3,06	—	3,09	3,086—3,106	3,111—3,122

[1] Потеря при накаливании.

1. Амфиболит — Orijärvi, Финляндия.
2. Амфиболит — между Brotterode и Klein-Schmalkalden, Тюрингия — с 0,24 SO_3.
3. Амфиболит — Bernardaton, Массачузетс, США — со следами BaO.
4. Амфиболит — Palmer Center, Массачузетс — со следами NiO, Cr_2O_3.
5. Бронзитовый амфиболит — Kinzigtal, Шварцвальд. В TiO_2 следы редких земель.
6. Амфиболит — Hohenstein, близ Oberkainsbach, Оденвальд — с 0,13 FeS_2.
7. Амфиболит — Brandbaenken близ Bergen, Норвегия.
8a. Амфиболит — с пироксеном и большим количеством биотита — Maisachtal близ Oppenau, Шварцвальд.
8b. Амфиболит келифитовый, с пироксеном и большим количеством биотита — там же.
8c. Амфиболит с большим количеством граната, радиально-кустовидной текстуры (диабластический) — там же.
8d. Амфиболит с большим содержанием ильменита и малым биотита, гранобластический — там же.
9. Цоизитовый амфиболит — Loisberg, богатый роговой обманкой — нижнеавстрийский Waldviertel.
10. Амфиболит сланцеватый — Naversnes близ Stavanger, Норвегия — с 0,02 S.
11. Цоизитовый амфиболит — Kupferberg, Саксония.
12. Амфиболит — Senftenberg, нижнеавстрийский Waldviertel — с 0,11 S.
13. Амфиболит — Valle del Boschetto, Тессин.
14. Диаллаговый амфиболит — Strasse Steineck — St. Leonhardt, нижнеавстрийский Waldviertel.
15. Амфиболит — Kammegg, нижнеавстрийский Waldviertel. Плагиоклаз принадлежит андезину.
16 а. Оливиновый диабаз — Scourie, Sutherlandshire, Шотландия — с 0,36 CO_2.
16 в. Слоистый амфиболит — там же — с 0,11 CO_2

§ 455. Химический состав амфиболитов дают анализы 1—16 на стр. 645 и 1а—1с на стр. 647.

Анализы 1—10 первой таблицы колеблются, как вообще у большинства этих пород, в тех же границах, как у габбро и диабазов, только анализы 8d и особенно 8b немного отклоняются по содержанию K_2O (8a—8d взяты из проб одной и той же породы со слегка переменным минералогическим составом, но с весьма разнообразной текстурой). Можно для них предполагать состав, подобный шальштейнам, а именно смесь пластического диабазового материала с глинистым осадком. Совместное нахождение диабазов и шальштейнов представляет собою нормальное геологическое явление. Анализ m на стр. 647 представляет состав калиевой слюды из этих амфиболитов, которая по своей одноосности примыкает к светлой слюде в филлитах и гнейсах с ее малым до очень малого углом оптических осей. Чтобы подтвердить ортопроисхождение этих амфиболитов, укажем на жилу типичного оливинового диабаза в гнейсе Scourie в Sutherlandshire (Шотландия), который, по Тиллу, чрезвычайно ясно обнаруживает превращение в сланцеватый амфиболит. Состав оливинового диабаза и продуктов его превращения дают анализы 16a и 16b. Ср. также со сказанным в § 280.

С другой стороны, Эйдемс путем тщательного исследования доказал, что амфиболиты канадской лаврентьевской формации, состав которых обладает тем же характером и среди которых наблюдаются лишь незначительные химические различия, генетически принадлежат к трем различным типам. Один встречается в виде жил и без сомнения является производным изверженных пород. Второй чередуется в виде тонких слоев с зернистыми известняками и является результатом динамометаморфической перекристаллизации кремнисто-глинистых, доломитовых известняков; к нему особенно относятся, хотя и не целиком, породы, назван-

	1a	1b	1c	1d	a	b	c	d	e
SiO_2	52,06	50,82	47,83	—	51,50	49,58	49,37	48,15	46,68
TiO_2	0,61	0,42	не опр.	44,21	0,23	0,56	3,12	0,88	0,35
Al_2O_3	17,76	24,82	18,90	21,37	2,88	8,10	15,93	8,46	14,37
Fe_2O_3	2,81	1,23	10,10	—	6,25	3,35	0,85	7,20	4,00
FeO	5,77	2,10	—	2,75	5,39	12,32	19,31	9,60	8,29
MnO	сл.	сл.	0,36	—	0,05	0,31	0,41	0,18	—
MgO	7,32	2,31	6,29	1,99	16,95	15,41	2,68	11,59	11,71
CaO	9,46	10,46	11,40	9,01	13,26	7,99	7,41	12,16	10,32
Na_2O	2,24	3,87	2,71	3,34	1,61	0,91	0,06	1,05	2,41
K_2O	1,51	1,47	1,10	1,26	0,32	0,11	0,54	0,57	1,06
H_2O	0,21	2,11	1,36	5,13	—	0,56	0,99	0,72[1]	0,54
Σ	99,75	99,77	100,25	100,00	98,58	99,20	100,67	100,38	99,96
Уд. вес	—	—	—	—	3,098	3,093	—	3,189	3,29

	f	g	h	i	k	l	m	n	o
SiO_2	46,56	44,47	44,09	43,71	43,11	42,74	46,48	47,72	37,97
TiO_2	0,13	1,63	1,73	0,31	1,32	1,08	—	сл.	0,42
Al_2O_3	8,20	8,55	10,68	14,98	11,10	5,48	31,06	28,27	19,18
Fe_2O_3	4,67	6,96	2,72	2,30	4,97	11,92	1,53	—	2,61
FeO	3,94	9,08	12,96	10,72	13,04	11,46	—	0,72	26,35
MnO	0,14	0,25	0,32	0,30	0,43	0,06	—	—	0,18
MgO	20,58	14,56	10,75	11,70	9,35	11,60	1,40	0,50	3,80
CaO	12,53	11,00	11,58	11,43	11,76	12,72	3,02	16,88	9,47
Na_2O	3,38	0,57	1,19	2,13	1,18	2,25	1,00	2,10	—
K_2O	0,57	0,21	0,88	0,65	1,27	0,56	9,54	сл.	—
H_2O	—	2,08	1,91	1,48	1,92	—	5,54	3,78	—
Σ	100,70	99,87	99,12	99,71	99,78	99,69	99,57	99,97	99,98
Уд. вес	3,057	—	3,217	3,171	3,220	3,216	2,830	—	4,3

[1] Потеря при прокаливании

1a. Амфиболит, плотный, со светлозеленым пироксеном и линзами кварца — Fehren близ Neustadt, Шварцвальд — со следами P_2O_5.
1b. Амфиболит, богатый полевым шпатом, с пренитом, дистеном, шпинелью, мусковитом и кварцем, центрической текстуры — там же — с 0,16 P_2O_5.
1c. Амфиболит, со шпинелью и мусковитом, центрической текстуры — там же. P_2O_5 отсутствует.
1d. Пересчитанный состав осадочного вещества из 1b. Содержит 10,94 CO_2.
a. Амфибол из амфиболита — остров Колль, Гебриды — с 0,14 Cr_2O_3.
b. Амфибол из амфиболита — Orijärvi, Финляндия.
c. Амфибол из амфиболита — южноенисейский горный район, Сибирь.
d. Амфибол из амфиболита — Alzenau, Спессарт — со следами Cr_2O_3.
e. Амфибол из амфиболита, проросший следами плагиоклаза — Umhausen, Этцтальские Альпы — с 0,23 гигроскопической воды.
f. Амфибол из амфиболита — Pierre à l'Echelle область Монблана.
g. Амфибол из амфиболита — Suche Czuby, Татры — с 0,40 F, 0,11 гигроскопической воды.
h. Амфибол из амфиболита — Palmer Center, Массачузетс — с 0,10 P_2O_5, 0,21 гигроскопической воды, следами NiO, Cr_2O_3.
i. Амфибол из амфиболита — Senftenberg, нижнеавстрийский Waldviertel.
k. Амфибол из амфиболита — Palmer Center, Массачузетс — с 0,07 V_2O_3, 0,10 P_2O_5, 0,16 гигроскопической воды, следами NiO, Cr_2O_3.
l. Амфибол из амфиболита — Chester, Массачузетс.
m. Мусковит из амфиболита—Oppenau, Шварцвальд.
n. Эпидот из амфиболита—Senftenberg, нижнеавстрийский Waldvirtel.
o. Гранат из амфиболита—Umhausen, Ötztaler, Альпы.

ные «вееровидными амфиболитами»; роговая обманка, в виде тонких несовершенно ограниченных призм длиной до 3 *см*, лежит в них в плоскости сланцеватости, в то время как промежуточная масса состоит главным образом из полевого шпата. Третий тип возник из чистого зернистого известняка благодаря контактовому метаморфизму, сопровождавшемуся значительным привносом вещества (ср. § 386). Эйдемс подчеркивает, что породы этих трех типов часто внешне и по составу похожи друг на друга до неразличимости, что является доказательством того, насколько ненадежно разрешаются вопросы генезиса многих кристаллических сланцев.

Породы анализов 11 и 12 обладают анортозитовым характером; в этих породах, возможно, мы имеем дериваты анортозитовых габбро. Анализы 1a—1c на стр. 647 относятся к пробам одних и тех же пород из очень незначительной линзы в парагнейсах Шварцвальда, в которой встречаются плотный дистен, содержащий параамфиболовый гнейс, частью связанный с амфиболитами переходами и прослойным с ними чередованием и описанный на стр. 613, а также пренитовая и гранатовая породы, описанные в § 463. По Розенбушу, все породы этой линзы принадлежат без сомнения к параряду. Материнской породой 1b он считает породу анализа 1d и принимает ее за смешанный мергель, состоящий из 24,69% карбоната и 75,31% силиката + кварц.

§ 456. Ни одна порода не имеет такого распространения среди гнейсов и слюдяных сланцев, как амфиболиты; они часто встречаются вместе с актинолитовыми и рогообманковыми сланцами, от которых вообще не могут быть резко отделены. В высшей степени характерно, что они редко образуют значительные массы и по своим размерам иногда спускаются до величины головы, но чего им не хватает в массе, то возмещается частотой их месторождений. Предпочтительно они встречаются рядами и пачками, так же как и пласты диабаза в палеозойских свитах складчатых гор. В эпизоне породы эти представлены обыкновенно хлоритовыми амфиболитами, роговая обманка которых явно является уралитом, и принадлежат скорее к эпидиоритам и зеленым сланцам, чем к амфиболитам.

Применение к амфиболитам названия диоритовых сланцев недопустимо, так как они обладают составом не диоритов, а габбро. * По-

* [Подчеркнуто мною. Я уже выше указал, что различие между амфиболитами, если они сланцеваты, и амфиболовыми гнейсами, не содержащими кварца и микроклина, заключается в количестве темноцветных компонентов, а при амфиболитах, содержащих небольшое их количество, более основным характером плагиоклаза, который в светлоокрашенных амфиболитах не может опускаться ниже № 50. Иначе говоря, различие между амфиболовыми гнейсами и сланцеватыми амфиболитами такое же (что впрочем указывается Розенбушем), как между породами семейства диоритов (также сиенитов) и семейства габбро. В последних встречаются также лейкократовые разности, но тогда, в отличие от диоритов, плагиоклаз в них не ниже лабрадора.

Хотя на стр. 642 и указывалось, что плагиоклаз амфиболитов колеблется от состава олигоклаза до анортита, однако несомненно встречаются и *альбитовые амфиболиты*, совершенно подобно тому, как бывают альбитизированные габбро или диабазы, исходные продукты для многих ортоамфиболитов. Некоторые авторы считают такие альбитовые амфиболиты породами эпизоны. Сославшись на сказанное уже относительно деления на зоны по глубинам (см. стр. 564), укажу, что если даже согласиться с таким представлением, то и в таком случае отнесение альбитовых амфиболитов к породам эпизоны нельзя признать правильным. Как справедливо отмечал один из лучших знатоков кристаллических сланцев, покойный вен-

роды эти широко распространены в Шварцвальде, Оденвальде, в Рудных горах, Сосновых горах и Баварско-Богемском лесу; особенно хорошо известны амфиболиты первых трех упомянутых областей. [В областях развития кристаллических сланцев породы эти встречаются повсеместно; на севере Европейской части СССР они очень часто называются *метабазитами*, чем имеется в виду выразить их ортоприроду — термин, надо сказать, ничуть не лучший, чем ортоамфиболит.]

§ 457. В близком родстве с богатыми гранатом амфиболитами и породами, связанными с ними разнообразными переходами, состоят *эклогиты* (Гаюи). Так называют *пластовые породы зоны кристаллических сланцев, которые имеют чаще грубое, реже тонкое зерно и являются обычно массивными* (рис. 113), *реже сланцеватыми и состоят существенно из зеленого омфацита и красного граната*. Омфацит сопровождается и в переменном количестве замещается смарагдитом, роговой обманкой и каринтином. Поэтому можно различать связанные переходами группы *омфацитовых эклогитов* и *амфиболовых эклогитов*. Как примеси повсюду распространены рутил, железные руды и апатит; как случайные примеси встречаются очень часто мусковит, кварц, цоизит, дистен и полевой шпат, реже бронзит, оливин, хлорит; в эклогитах из гнейса Münchenberg встречен также ортит со светлым клиноцоизитом. Часто встречаются пирит и магнитный колчедан.

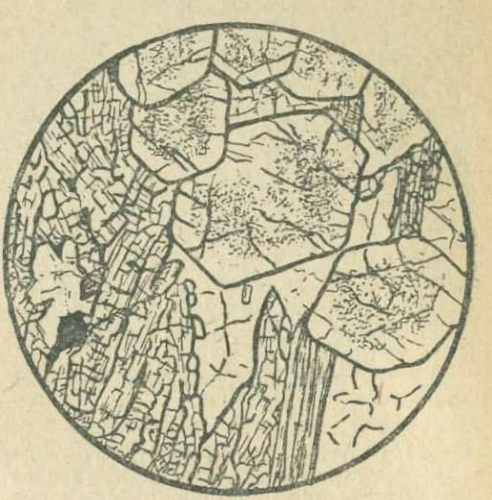


Рис. 113. Эклогит. Silberbach, Сосновые горы. Гранат, омфацит, мусковит, дистен, кварц. Увелич. 30 : 1.

Пироксен, называемый *омфацитом*, — травяно-зеленой до луково-зеленой окраски и никогда не имеет кристаллографических очертаний. Он образует более или менее изометрические зерна или короткие стебли. Его химический состав очень разнообразен; частью он диопсидовый, как в анализе 3 на стр. 651 (присутствие глинозема зависит здесь, повидимому, от включений дистена). От этого почти лишенного щелочей пироксена имеются, иногда в том же самом месторождении, переходы к богатым полуторными окислами и щелочами разновидностям (анализы 2,5 и 6), которые содержат значительное количество жадеитовых и эгириновых молекул и называются омфацитом в узком смысле слова. Нередко встречаются диабластическое прорастание минералами группы амфибола и пучковидные их наросты, что объясняется частью как первоначальное срастание, частью как результат преобразования пироксена.

ский профессор Бекке, альбит является минералом вездесущим в отношении к глубинным зонам (Durchläufer — минерал, перебегающий из зоны в зону), а потому нет оснований выделять амфиболиты альбитовые из остальных. Кроме того уже указывалось, что, напр., диабаз может оказаться геологически глубинной жилой; альбитизируясь и превращаясь в амфиболит на такой глубине под влиянием, напр., гранитной интрузии, он очевидно даст глубинный же альбитовый амфиболит.

Наконец, следует отметить, что — подобно, напр., кварцевым габбро или кварцевым диабазам и т. п. — могут встретиться (и встречаются) и *кварцевые амфиболиты*.]

Еще более многообразными, чем пироксеновая составная часть, являются в эклогитах *амфиболы*. Частью они принадлежат нормальному смарагдиту в аллалинитах, частью — при резко выраженном стеблевидном облике — зеленой или щелочной синевато-зеленой *роговой обманке*; последняя по своим свойствам приближается к глаукофану. Редкий черный *каринтин* встречается обычно в виде идиобластов. Гранат встречается иногда в форме хорошо ограненных ромбических додекаэдров (рис. 113 и 114), иногда в округлых зернах, редко в виде скелетов и периморфоз, и представляет, судя по анализам 11—16, преимущественно бедный известью железо-глиноземистый гранат * (рис. 115). Он преимущественно заключает остальные составные части. Очень редко встречающийся в виде примеси полевой шпат является везде плагиоклазом.

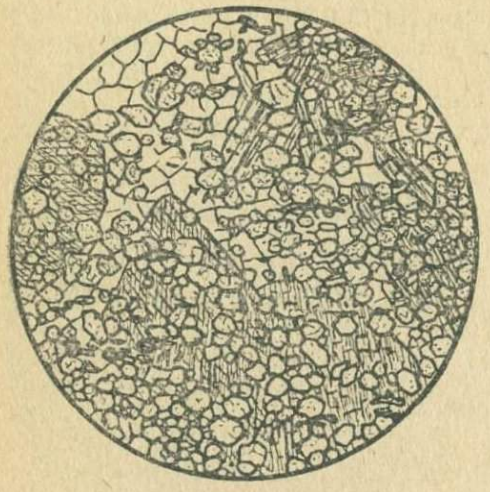


Рис. 114. Амфиболовый эклогит. Hammer Unterwiesenthal, Рудные горы. Гранат, роговая обманка, омфацит, кварц, рутил. Увелич. 15 : 1.

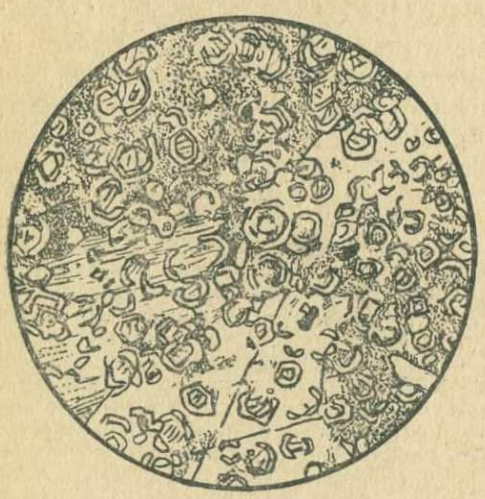


Рис. 115. Эклогит. Silberberg близ Hinterzarten, Шварцвальд. Гранат в виде скелетов и периморфоз с роговой обманкой и полевым шпатом. Увелич. 15 : 1.

---

* [Относительно пироксенов и особенно гранатов эклогитов приводятся противоречивые данные. Розенбуш в тексте оттеняет, что омфацит характерен по присутствию жадеитовой молекулы, что является, судя по новейшим данным, действительно отличительной чертой эклогитовых пироксенов. Однако омфацит встречается иногда и в амфиболитах и среди контактовых продуктов; по крайней мере настоящий — по микроскопическому своему виду, а не по анализу — омфацит встречен мною в воронежских граносиенитах в виде гибридного минерала. Что касается граната, то утверждению текста о железо-глиноземистой его природе противополагается заключение (Эсколя) о богатстве эклогитовых гранатов пироповой молекулой. Наоборот, Вейншенк, изучавший центральноальпийские эклогиты, настаивает, подобно Розенбушу, на альмандиновой природе их гранатов. Все эти данные требуют таким образом проверки, и на этом обстоятельстве приходится остановиться потому, что эклогитам приписывается некоторыми авторами магматическое происхождение под очень высоким давлением, обусловливающим, согласно таким представлениям, своеобразие состава этих пород и заключающихся в них пироксенов и гранатов — это, так сказать, пьезо-магматические породы. Если основываться на литературных данных (эклогитов в личной практике я не встречал), то такому представлению о природе этих пород противоречат, по-моему, и геологические и некоторые минералогические черты их характера. Во-первых, как указано в тексте, эклогиты нередко залегают среди амфиболитов, которым не

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	55,56	54,88	54,49	54,21	54,03	53,54	52,35	49,33
TiO_2	0,15	0,39	сл.	0,46	0,54	—	—	—
Al_2O_3	7,17	10,44	2,50	10,91	11,54	14,79	9,69	12,72
Fe_2O_3	2,82	5,80	1,63	3,12	5,62	5,14	—	1,72
FeO	2,06	3,31	1,98	1,33	4,09	—	4,08	4,63
MnO	0,05	—	0,06	—	0,05	—	—	—
MgO	11,32	6,41	16,74	10,03	5,13	3,59	12,85	17,44
CaO	16,85	12,94	21,40	14,61	11,82	14,83	18,05	9,91
Na_2O	3,92	5,31	0,83	4,51	6,81	7,73	1,73	2,25
K_2O	0,57	0,34	0,40	0,92	0,20	0,27	0,32	0,63
H_2O	0,08	0,23[1]	0,12	—	0,29	0,28	0,62	0,29
Σ	100,55	100,05	100,38	100,15	100,12	100,17	99,69	99,13
Уд. вес	3,330	3,31	3,30	3,33	3,365	—	—	—

	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	42,68	40,64	43,14	41,52	40,30	39,99	38,73	38,40
TiO_2	0,68	—	—	сл.	сл.	—	0,34	0,40
Al_2O_3	9,96	28,39	24,01	23,01	21,86	24,75	19,76	21,01
Fe_2O_3	6,12	3,89	—	1,22	2,16	2,55	5,45	1,80
FeO	12,25	—	17,59	12,86	19,08	12,65	19,31	25,64
MnO	сл.	—	0,87	0,33	0,69	сл.	—	0,70
MgO	9,58	0,57	3,98	16,64	11,28	12,54	8,92	4,02
CaO	11,83	24,26	8,94	4,71	5,22	7,71	7,87	8,61
Na_2O	3,30	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	0,89	—	—	—	—	—	—	—
H_2O	3,28	2,09	—	0,16	—	—	—	0,15
Σ	100,57	99,84	98,53	100,67	100,59	100,19	100,38	100,73
Уд. вес	—	—	—	3,782	3,882	—	4,0	3,99

1. Пироксен из эклогита — Silden, Nordfjord, Норвегия; с Ng = 42°.
2. Пироксен из эклогита — Fay, Франция — со следами P_2O_5.
3. Пироксен из эклогита — Rödhaugen, Söndmöre, Норвегия—с 0,20 Cr_2O_3, 0,03 NiO; с Ng = 40°.
4. Пироксен из эклогита — Burgstein, Ötztal, Тироль — с 0,05 гигроскопической воды, TiO_2 повидимому из включений рутила.
5. Пироксен из эклогита — Vanelvsdalen, Söndmöre, Норвегия; с Ng = 41°.
6. Пироксен из эклогита — Cima Cucco, близ Orepa, Пьемонт; с Ng = 34° до 35° по (110).
7. Пироксен из эклогита — между Wustuben и Eppenreuth, Сосновые горы.
8. Каринтин из эклогита—Saualpe, Каринтия — с 0,21 F.
9. Роговая обманка из эклогита — Calaveras Valley, Калифорния.
10. Цоизит из эклогита — Saualpe, Каринтия.
11. Гранат из эклогита — Weissenstein близ Stammbach, Сосновые горы.

приходится приписывать такого происхождения. Во-вторых, в состав эклогитов входят и такие низкотемпературные, вообще говоря, минералы, как близкий к глаукофану амфибол или альбит, имеющий широкое, почти исключительное распространение (Вейншенк) в центральноальпийских эклогитах. В-третьих, если для эклогитов действительно характерен гранат, богатый пироповой молекулой, то ведь пиропы характерны для перидотитов, а последние никак нельзя считать особыми — по глубине образования — породами.

Эклогиты походят несколько на контактово-метасоматические гранато-пироксеновые породы, отличаясь от последних составом минералов (в роговиках гранаты и пироксены известково-железистые, т. е. андрадит и геденбергит) и примесями, из них особенно дистеном, характерным для кристаллических сланцев. В эклогитах кроме того наблюдается иногда сланцеватая текстура.]

12. Гранат из эклогита — Rödlaugen, Söndmöre, Норвегия — с 0,22 Cr_2O_3.
13. Гранат из эклогита — Silden, Nordfjord, Норвегия.
14. Гранат из эклогита — Silberbach, Сосновые горы.
15. Гранат из эклогита — Burgstein, Ötztal, Тироль.
16. Гранат из эклогита — Vanelvsdalen, Söndmöre, Норвегия.

[1] Потеря при прокаливании.

Рутил образует короткопризматические кристаллы или округлые зерна. *Дистен*, обычно отчетливо голубой, встречается обыкновенно в виде идиобластов и почти всегда образует двойники. *Кварц* в виде редких мелких зерен равномерно распределен в породе или образует более крупные скопления, которые тогда нередко включают цоизит, мусковит, каринтин и другие примеси. Чаще он совершенно отсутствует. *Титанит* распространен в виде оболочек вокруг рутила или в виде псевдоморфоз по рутилу и очень редко встречается в виде идиобластовых индивидов.

§ 458. Омфацитовые эклогиты и амфиболовые эклогиты, так же как их промежуточные звенья, не отличаются друг от друга ничем существенным в химическом составе; геологически они также не отграничены и часто встречаются вместе в одних и тех же областях. Как показывают анализы 1—17, химический характер у них такой же, как и у большинства амфиболитов, и меняется в тех же границах, как у последних. В существенном химические соотношения указывают на принадлежность к габбровым и родственным магмам, и в отношении эклогитов с той же долей вероятности, как и для некоторых амфиболитов, можно заключить, что они также происходят из изверженных пород. Однако и здесь находятся составы, которые с трудом могут быть увязаны с эруптивным характером, как, напр., анализы 1 и 2, которые по высокому содержанию SiO_2 и низкому содержанию окисей железа нельзя увязать с габброидным, а по количеству MgO и CaO — с диоритовым характером, на который указывает содержание кремнекислоты. Возможность образования параэклогитов доказывается неоспоримо образованиями их с голову величиной в зернистых известняках; в этих эклогитах составные их части имеют совершенно ту же текстуру. Удивительным является то, что избыток Al_2O_3 в эклогитах ведет всегда к образованию дистена и никогда не ведет к образованию силлиманита, что обычно наблюдается и в гнейсах.

Текстура эклогитов повторяет все соотношения, описанные для амфиболитов; в особенности это относится к диабластическому и келифитовому прорастаниям, причем, конечно, надо отметить, что комбинации, в которых встречается полевой шпат, здесь не наблюдаются. Так как химический состав и текстура у амфиболитов и эклогитов находятся в близком родстве—вернее, идентичны,—то эти породы, связанные также и переходами, встречаются в одних и тех же областях распространения и даже так, что амфиболиты наблюдаются всюду, где имеются эклогиты (это однако не значит, что эклогиты также встречаются повсюду, где найдены амфиболиты). Главными областями распространения этих красиво окрашенных пород являются Сосновые и Рудные горы, нижняя Австрия, Штирия, Каринтия (Saualp) и Ötztal в Тироле, откуда взяты примеры анализов. В окрестностях Бергена в Норвегии они найдены (анализ 11) в сопровождении мангеритовых пород, в средней Норвегии (Söndmöre, Almeklovdalen) находятся в гнейсах и сопровождаются оливиновыми породами, в окрестностях Tromsö встречаются вместе с зернистым известняком и гранатовым амфиболитом в слюдяных сланцах.

Особую группу эклогитов, которая встречается в пьемонтских Альпах в виде линз в жадеититах и хлоромеланититах и в которой пироксен стоит близко к жаденту (анализ 6 на стр. 651), можно назвать *жадеито-эклогитовой*. Наряду с жадеитовым пироксеном и гранатом в ней встречаются в виде случайных примесей белая слюда, кварц, эпидот, хлорит, там и сям также альбитовый полевой шпат и иногда кальцит.

Уменьшение граната, до полного его исчезновения, ведет к образованию из нормальных эклогитов *омфацитовых пород* и *омфацитовых сланцев*, которые еще мало известны.

§ 459. *Глаукофановые породы* образуют в высшей степени своеобразную группу, члены которой повидимому принадлежат только к более высоким зонам формации кристаллических сланцев и могут быть прослежены вверх вплоть до динамометаморфических фаций некоторых осадочных формаций.

Если рассматривать глаукофановые породы в более широком смысле и включать сюда также типы, в которых глаукофан встречается в виде сопутствующей и случайной примеси, то разнообразие этих пород получится исключительное. Они оказываются геологически связанными со слюдяными сланцами, зернистыми известняками, филлитовыми породами и серпентинитами. В зернистых известняках и слюдяных сланцах (как в мусковитовых, так и в парагонитовых сланцах) глаукофана часто настолько много, что возникают настоящие переходы в глаукофановые породы. Ассоциация с серпентинитами носит более местный характер и переходы здесь отсутствуют. Близкое отношение к нормальным амфиболовым породам объясняется тем обстоятельством, что глаукофан и актинолит очень охотно и часто ассоциируют друг с другом в различных количествах. Ниже описаны как глаукофановые породы только такие, в которых глаукофан или гастальдит образуют существенную составную часть пород.

Глаукофановые сланцы представляют собою ясно- до тонкосланцеватых, синие до серо-синих и зелено-синие кристаллические сланцы, которые состоят главным образом из глаукофана (гастальдита) с незначительным количеством примесей железных руд и рутила, иногда также апатита. К этим составным частям присоединяется во всех случаях, но разумеется в очень разнообразном количестве, ряд богатых известью силикатов, как эпидот, цоизит, лавсонит и гранат, на основании которых можно установить второстепенные подразделения. В других типах встречается диопсидовый пироксен, который очень похож на омфацит эклогитов и особенно на актинолит. Далее могут встречаться в значительном количестве слюды — мусковит и парагонит — и также хлорит. Благодаря увеличению в количестве названных минералов возникают переходы в другие группы. Более случайным характером в виде характерных примесей обладают маргарит, сисмондин, турмалин и титанит. Полевые шпаты обыкновенно совершенно отсутствуют; в редких месторождениях доказано присутствие альбита. Также в большинстве месторождений отсутствует кварц, хотя многие области распространения глаукофановых сланцев поставляют кварцсодержащие и даже очень богатые кварцем разновидности.

Название «глаукофан» обозначает не минерал постоянного химического состава, а голубой моноклинный амфибол, в котором молекула $Na_2Al_2S_4O_{12}$ с Al, замещаемым иногда в переменном количестве Fe, находится в изоморфной смеси

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	57,10	55,00	53,77	50,42	50,13	48,91	48,89	48,81
TiO_2	—	—	1,19	0,46	—	сл.	—	—
Al_2O_3	11,66	13,54	14,51	18,40	14,37	13,39	14,46	16,25
Fe_2O_3	2,84	2,74	3,55	0,94	13,02	4,57	2,00	6,00
FeO	3,22	3,37	8,43	5,72	—	11,86	7,15	7,48
MnO	0,31	0,20	—	сл.	—	—	—	0,43
MgO	6,37	10,21	5,38	10,77	6,46	8,19	12,21	7,52
CaO	13,80	12,09	8,64	11,00	12,85	7,85	13,76	9,72
Na_2O	2,21	2,10	2,76	2,80	2,35	2,83	1,75	2,64
K_2O	0,81	0,50	0,87	0,13	0,14	0,11	0,17	0,46
H_2O	0,54	0,32	0,45	—	—	2,96	0,40	0,12
Σ	98,86	100,07	99,55	100,64	99,32	100,67	100,79	99,43
Уд. вес	3,40	3,42	3,20	—	—	3,31	3,25	3,43

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	48,29	48,22	46,97	46,26	45,81	45,33	44,61	44,15	44,06
TiO_2	1,79	1,07	1,48	0,28	—	1,35	3,21	сл.	2,29
Al_2O_3	13,94	16,51	9,99	14,45	19,61	13,06	15,68	10,18	17,63
Fe_2O_3	9,61	2,64	0,97	4,41	2,02	1,58	1,81	11,92	3,40
FeO	4,20	5,78	10,54	5,82	3,15	12,73	15,88	13,04	9,96
MnO	—	—	—	—	—	0,22	0,28	—	—
MgO	6,80	8,26	11,54	11,99	13,68	17,28	5,70	6,18	7,19
CaO	9,18	13,46	14,46	11,66	13,08	7,57	7,37	4,51	11,58
Na_2O	3,54	3,23	3,17	2,45	2,24	0,79	2,70	5,11	2,92
K_2O	1,00	0,47	0,28	1,51	0,52	0,16	1,89	2,09	0,91
H_2O	1,29	0,66	—	1,10	0,23[1]	0,22	0,52	0,95	0,17
Σ	99,74	100,30	100,31	99,93	100,34	100,48	99,65	99,31	100,23
Уд. вес	3,131	2,979	—	3,45	—	3,570	3,20	3,33—3,58	3,54

1. Эклогит — Eppenreuth, Сосновые горы. Содержит омфацит, гранат (110), мусковит, биотит, дистен, кварц.
2. Эклогит — Silberbach, Сосновые горы. Содержит омфацит, зерна граната, мусковит, дистен, немного кварца.
3. Амфиболовый эклогит — Burgstein, Ötztal, Тироль. Содержит олигоклаз-андезин, без омфацита.
4. Эклогит — Unterpferdt, Сосновые горы.
5. Эклогит — Eibiswald, Штирия. Содержит зерна граната, омфацита, роговую обманку, немного кварца.
6. Эклогит — Neusölden, Ötztal, Тироль.
7. Эклогит — Altenburg, Нижняя Австрия.
8. Роговообманковый эклогит — Fallserhöhe, близ Markt Schorgast, Сосновые горы. Содержит гранат (110), черный амфибол, дистен, слюду, олигоклаз, оливин, титанит.
9. Келифитовый эклогит, бедный пироксеном до лишенного пироксена—Umhausen, Ötztal, Тироль — с 0,10 гигроскопической воды.
10. Эклогит с большим количеством роговой обманки наряду с омфацитом — Burgstein, Ötztal, Тироль.
11. Эклогит — Landsvik на Holsenö близ Бергена, Норвегия. Содержит омфацит, похожую на глаукофан роговую обманку, гранат, биотит, рутил, цоизит, железную руду, с 0,20 P_2O_5, 0,71 S.
12. Эклогит — Burgstein, Ötztal, Тироль.
13. Эклогит — Ober-Feistritz, Bacher, Штирия.
14. Эклогит — Lyngenes, Nordfjord, Норвегия — с 0,19 P_2O_5, следами Cr_2O_3.
15. Эклогит (содержит немного плагиоклаза) — Romsdalshorn, Норвегия.
16. Эклогит — San Martin, Калифорния. Содержит омфацит, гранат, рутил, титанит и иногда немного глаукофана.
17. Эклогит — Sulztal, Ötztal, Тироль — с 0,12 гигроскопической воды.

[1] Потеря при прокаливании.

с молекулой актинолита $Ca(MgFe)_3Si_4O_{12}$. * Это показывают анализы 1—6, расположенные по убыванию количества молекул $Na_2Al_2Si_4O_{12}$. Глаукофан в известном смысле примыкает к некоторым Na-содержащим роговым обманкам эклогитов и амфиболитов. *Гастальдит* (анализ 7) представляет богатый Al_2O_3 глаукофан, в котором должны присутствовать еще другие глиноземсодержащие амфиболовые молекулы. Эти амфиболы обладают всегда отчетливым призматическим габитусом, как у актинолита, спускаются до величины тончайших иголочек и часто обнаруживают в виде плоскости ограничения призматическую спайность, в то время как концевые плоскости никогда не появляются. *Эпидот* и *цоизит* обладают, так же как и в амфиболитах и эклогитах, формой коротких призм, стеблей и зерен, в то время как бесцветный *лавсонит* ($H_4CaAl_2Si_2O_{10}$) образует всегда таблички по базису, чаще с неправильным боковым ограничением (анализ 10). Только в тех случаях, когда лавсонит образовался не в самой породе, а нарос по трещинам и разломам, он обнаруживает призматическую вытянутость по вертикальной оси. Сильное двупреломление отличает его хорошо от цоизита. *Омфацит*, *диопсид* и встречаемый обыкновенно в зернах, реже в ромбических додэкаэдрах *гранат* имеют те же свойства, что и в эклогитах.

Там, где количество граната сильно увеличивается, сланцеватое строение обыкновенно исчезает, в то время как величина зерна увеличивается. Такие образования названы *глаукофановыми эклогитами*. Их примеси остаются те же, что и в типичных глаукофановых сланцах. Среди слюдистых минералов достаточно широко распространены в листоватых индивидах и аггрегатах *мусковит* (анализ 9) и *парагонит*. *Маргарит* ($H_2CaAl_4Si_2O_{12}$) в форме округлых и лопастных пластинок известен только в некоторых местах. От мусковита и парагонита его легко отличают бо́льшая твердость и хрупкость, а в тонких шлифах гораздо меньшее двупреломление и косое погасание [при более сильном преломлении].

Текстура глаукофановых сланцев является тонкосланцеватой и часто резко линейчатой благодаря параллельному расположению всех иголочек глаукофана, так что порода приобретает шелковистый блеск.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2 . .	55,64	55,43	56,65	57,81	52,79	56,71	58,55	55,02	49,34	38,10
Al_2O_3 . .	15,11	12,26	12,31	12,03	14,44	15,14	21,40	4,75	23,69	28,88
Fe_2O_3 . .	3,08	—	3,01	2,17	—	9,78	—	10,91	6,84	0,85
FeO . .	6,85	8,07	4,58	5,78	9,82	4,31	9,04	9,45	—	—
MnO . .	0,56	сл.	—	—	сл.	—	—	сл.	—	—
MgO . .	7,80	8,67	12,29	13,07	11,02	4,33	3,92	9,30	2,97	0,23
CaO . .	2,40	2,91	2,20	2,20	4,29	4,80	2,03	2,38	1,25	18,26
Na_2O . .	9,34	9,02	7,93	7,23	5,26	4,83	4,77	7,62	0,78	0,65
K_2O . .	—	—	1,05	—	0,88	0,25	—	0,27	10,74	—
H_2O . .	—	2,87	—	—	1,38	—	—	—	4,40	11,42
Σ	100,78	99,23	100,02	100,39	99,88	100,15	99,71	99,70	100,01	98,39
Уд. вес .	3,101	—*	3,110	3,091	—	2,991	3,044	3,13—3,16	—	3,084

1. Глаукофан — Syra, Цикладские острова.
2. Глаукофан — Chateyroux, Val de Gressoney, Пьемонт.
3. Глаукофан — остров Groix, юго-западный берег Бретани.
4. Глаукофан — Zermatt.
5. Глаукофан — район Balade Mine, Новая Каледония.
6. Глаукофан — Shikoku, Япония.
7. Гастальдит — St. Marcel, Пьемонт.
8. Кроссит — Contra Costa Hills, в 3 милях к северу от Berkeley, Калифорния.
9. Мусковит из глаукофанового глинистого сланца — Syra, Цикладские острова.
10. Лавсонит — Tiburon Peninsula, Marine co., Калифорния.

* [Все эти молекулы, как определенно доказано новейшими исследованиями, содержат гидроксильную группу — см. мои «Главнейшие породообразующие минералы».]

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	82,53	79,43	74,48	65,91	58,26	55,74	52,92
TiO_2	—	0,17	—	0,17	1,37	2,01	2,98
Al_2O_3	6,88	12,68	9,15	11,62	16,21	13,24	14,40
Fe_2O_3	0,59	1,10	1,41	2,21	3,44	4,10	5,77
FeO	4,11	1,86	4,12	5,30	4,63	6,44	7,67
MnO	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,07	—
MgO	1,86	0,18	3,04	1,92	4,99	6,86	3,23
CaO	0,68	1,40	2,84	5,89	3,82	2,63	4,42
Na_2O	1,21	1,61	2,24	1,95	5,36	7,47	3,64
K_2O	1,24	0,76	0,43	0,04	0,39	0,15	2,23
H_2O^+	1,35	1,03	2,06	4,38	0,98	0,97	3,34[1]
H_2O^-	0,07	0,12	0,08	0,28	0,22	0,18	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	сл.	—
Σ	100,52	100,64	99,85	99,67	99,67	99,86	100,60
Уд. вес	—	—	—	—	—	—	—

	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	51,01	49,98	49,68	49,15	48,88	48,80	47,95
TiO_2	0,25	0,80	1,31	1,19	3,90	1,04	4,28
Al_2O_3	17,54	11,95	13,60	15,87	13,44	15,72	14,10
Fe_2O_3	5,78	13,91	1,86	4,10	5,32	5,09	8,59
FeO	7,22	2,75	8,61	7,58	8,96	8,32	4,95
MnO	0,03	0,13	0,04	сл.	сл.	—	—
MgO	4,51	5,53	6,26	7,53	4,21	7,49	4,24
CaO	7,36	10,54	10,97	9,06	5,80	6,38	4,38
Na_2O	3,56	2,63	3,09	3,59	3,73	4,53	3,97
K_2O	0,36	0,26	0,12	0,54	1,71	0,55	4,12
H_2O^+	2,77	1,18	3,84	1,07	3,42	2,10	3,29[1]
H_2O^-	—	0,03	—	0,16	0,36	—	0,08
P_2O_5	0,23	сл.	0,21	—	—	0,27	—
Σ	100,62	100,04	99,59	99,84	99,73	100,29	99,95
Уд. вес	3,057	3,18	—	—	—	3,152	2,95

	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO_2	47,89	47,36	47,21	46,39	46,07	45,96	44,31	64,8
TiO_2	2,14	1,36	2,20	0,85	1,63	4,68	6,38	—
Al_2O_3	13,06	19,74	14,35	17,34	15,35	12,77	12,68	15,5
Fe_2O_3	6,77	3,10	3,11	6,32	3,61	6,00	9,83	3,0
FeO	5,36	5,71	10,78	4,62	9,87	8,14	8,72	2,6
MnO	0,09	сл.	0,09	сл.	сл.	—	—	—
MgO	4,10	8,24	6,38	4,93	7,83	4,87	3,42	2,6
CaO	11,65	4,63	11,28	13,07	4,37	5,99	9,54	0,7
Na_2O	3,35	3,57	2,91	2,95	3,22	6,06	3,60	10,7
K_2O	0,57	0,51	0,49	0,25	2,68	0,98	0,82	0,1
H_2O^+	1,39	5,89	0,32	1,48	4,25	3,42[1]	0,94[1]	—
H_2O^-	0,12	0,16	0,34	0,08	0,16	0,07	0,02	—
P_2O_5	—	—	сл.	—	—	—	—	—
Σ	99,46	100,27	99,56	100,52	100,09	100,31	100,26	100,0
Уд. вес	—	—	—	—	—	2,94	3,46	2,745

[1] Потеря при прокаливании.

1. Кварцево-глаукофановый сланец, содержащий хлорит, мусковит и гранат — Fourmile Creek, Coos co., Орегон.
2. Кварцево-глаукофановый сланец, содержащий мусковит, гранат, немного эпидота — Kappari, Syra.
3. Кварцево-глаукофановый сланец, содержащий немного эпидота — S-ta Katalina Island, Калифорния.
4. Кварцево-глаукофановый сланец, состоящий на $^1/_3$ из глаукофана, на $^1/_3$ из кварца, на $^1/_4$ из лавсонита и на $^1/_{12}$ из граната, слюды и титанита — Redwood, Калифорния.
5. Глаукофановый сланец, содержащий эпидот, авгит, гранат, парагонит, немного полевого шпата и кварца — Café Skarbeli, Hermoupolis, Syra.
6. Глаукофановый сланец, содержащий кварц — Ollard, Новая Каледония.
7. Глаукофановый сланец, содержащий альбит, эпидот, мусковит и пеннин — Большая Сосьва, северный Урал.
8. Глаукофановый сланец, содержащий эпидот, хлорит, кварц, немного кислого полевого шпата — Kyzkale, Elek-Dagh, Малая Азия.
9. Эпидото-глаукофановый сланец, содержащий немного тремолита — Mt. Mee, Квинсленд — с 0,10 (Ni,Co)O, 0,23 S, 0,02 CO_2.
10. Глаукофановый сланец, содержащий цоизит и немного альбита, кварца и мусковита — Sulphur Bank, Калифорния.
11. Гранатово-глаукофановый сланец, содержащий эпидот, цоизит, мусковит — Tupper rock, Орегон.
12. Глаукофановый сланец — Kamoi Kotan, Хоккайдо, Япония.
13. Глаукофановый эклогит, содержащий цоизит, клиноцоизит, гранат, немного авгита, турмалин и кварц — Elek-Dagh, Малая Азия.
14. Глаукофаново-мусковитовый сланец, содержащий хлорит, эпидот, альбит, турмалин — Lavintzie, Валлис, Швейцария.
15. Эпидото-глаукофановый сланец, содержащий актинолит, цоизит, кальцит, немного кварца — Norimoto, провинция Mikawo, Япония — с 2,97 CO_2.
16. Эпидото-глаукофановый сланец — Srnjevacki, Fruska Gora, Хорватия — со следами CO_2.
17. Глаукофановый сланец, содержащий кварц и полевой шпат — Conandale Range, Квинсленд — с 0,10 (Ni,Co)O.
18. Эпидото-глаукофановый сланец, содержащий хлорит, кварц, полевой шпат и кальцит — Kyperusa, Syra — с 2,24 CO_2.
19. Эпидото-глаукофановый сланец — Roseburg, Douglas co. — с 1,05 CO_2.
20. Хлорито-эпидотово-глаукофановый сланец, содержащий альбит, мусковит и гранат — Lourtier, Валлис, Швейцария — с 1,37 CO_2.
21. Глаукофановый эклогит, эрратический, содержащий омфацит, роговую обманку, гранат, рутил, кварц — Lüscherz, Bielersee.
22. Кроссито-альбитовая порода — Berkeley, Калифорния. Вычислено по удельному весу породы, альбита (2,62) и кроссита (3,14). Состоит из 72,5% альбита и 27,5% кроссита.

Слоистая текстура встречается особенно отчетливо при большом содержании эпидота, актинолита и цоизита и выражается тогда в смене цветов перемежающихся слоев. В таких месторождениях возникает иногда также чечевицевидная текстура (обнаруживаемая микроскопически), вызывающая пятна различной окраски на поверхности сланцеватости благодаря меняющемуся минералогическому составу в различных линзах. Глаукофан в таких случаях всегда образует чешуйки на линзах, как слюда в гнейсе. Келифитовые текстуры в глаукофановых сланцах не встречаются, а также совершенно отсутствуют они в неслоистых, большею частью грано- и гомеобластовых глаукофановых эклогитах.

§ 460. Химический состав глаукофановых пород чрезвычайно разнообразен, о чем говорит уже одно содержание SiO_2 в анализах 1—21 на стр. 656. Первые четыре анализа с содержанием SiO_2 82—66% указывают без сомнения на происхождение из осадочных пород (песчаников, кварцитов или богатых кварцем глинистых сланцев). Для анализа 1 Вашингтон вычисляет количество кварца в 67,6%, глаукофана в 14,2%,

мусковита в 10,4% и граната + хлорита в 7,8%. Самый бедный из них кремнекислотой, с содержанием CaO в 5,9% при 66% SiO_2, также не находит себе химического эквивалента среди изверженных пород и по соотношению SAlF = 22,5 : 2,5 : 5 выпадает из их поля.

Из остальных анализов (5—21) многие обладают химическим характером нормальных амфиболитов или эклогитов и вместе с тем габброидных или основных диоритовых магм и их туфов. Кото смог проследить в Японии переход мелафиров, диабазов и диабазовых туфов прямо в глаукофановые сланцы. Ортоамфиболиты и ортоглаукофановые сланцы различаются главным образом тем, что в первых щелочи исходных пород связаны в полевом шпате, тогда как во вторых — в глаукофане. Другие породы этого ряда своим химическим составом соответствуют, по Грубенману, щелочным породам семейства тефритов или, как показал Мильх, лампрофировым жильным породам и рассматриваются как дериваты последних. С другой стороны, нужно здесь снова отметить, что глаукофановые породы Орегона и Калифорнии (как, напр., глаукофановые сланцы из Sulphur Bank, анализ 10), по исследованиям американских геологов, контактно-метаморфического происхождения и возникли под влиянием привноса вещества, главным образом щелочей. *

Такой же процесс, по Озанну, без сомнения произошел при образовании литиевого глаукофана в лептите с острова Utön в контакте с литионитовым пегматитом (ср. § 389). Как дальнейшее подтверждение можно рассматривать нахождение интересной *альбито-кросситовой породы*, состоящей из смеси кроссита и альбита в сопровождении глаукофанового сланца в Berkeley близ Сан-Франциско; пересчитанный ее анализ 22 (стр. 656) имеет совершенный характер адинолей (ср. стр. 616) и является следовательно продуктом превращения глинистых сланцев в контакте с диабазами.

§ 461. Глаукофановые сланцы и глаукофановые эклогиты встречаются обыкновенно вместе и часто в сопровождении слюдяных и хлоритовых сланцев. Они первоначально стали известны с острова Syra и с соседних Цикладских островов; также были описаны с горы Ocha на Эвбее и из Малой Азии (Elek-Dagh в окрестностях Смирны). Широко распространены они в зоне так называемых Pietre Verdi (зеленокаменные породы) в Альпах Пьемонта вместе с жадеититами, хлоромеланититами и зелеными сланцами. Далее они встречаются в Валлисе (Val de Bagne), на горе Frusca (Хорватия), на бретонском острове Groix, на острове Anglesey (Англия), в районе реки Pankadjene на Целебесе, в сопровождении слюдяных сланцев и серпентинитов на Яве, в Новой Каледонии, в Квинсленде (Австралия), Новом Южном Уэльсе и на японском острове Shikoku. Штаты Орегон и Калифорния (близкие и дальние окрестности Сан-Франциско) богаты глаукофановыми сланцами. [Глаукофановые сланцы встречаются также на северном и южном Урале, в Калбе и других местах. Необходимо иметь в виду, что глаукофановые породы изредка встречаются как контактово-метасоматические образования в связи с серпентинитами.]

---

* [Глаукофановые сланцы южного Урала (а также, вероятнее всего, и северного) произошли тоже путем привноса щелочей из нормальных — не щелочных — пород.]

Породы известкового ряда

§ 462. Среди гнейсов и слюдяных сланцев встречаются известняки в грубокристаллическом развитии в виде *зернистых известняков*, или *мраморов* (см. § 352). Они наблюдаются на широком, иногда чрезвычайно широком протяжении, часто в виде небольших пластов и линз, которые спускаются до размера кулака и менее. Более мелкие пласты и линзы часто встречаются скоплениями одни около других в одном или нескольких горизонтах. Благодаря в одних местах редкому, в других массовому развитию силикатов и в зависимости от количества в первоначальных известняках глинистых, кремнистых и других примесей, развивается смесь карбонатов и силикатов, вплоть до полного замещения карбонатов силикатами. Так возникают чистые силикатовые породы очень разнообразного минералогического состава, для которых характерно высокое содержание извести и присутствие иногда карбонатов или полостей, образовавшихся вследствие выветривания последних.

Подобные породы упоминались уже в § 368 при описании контактового метаморфизма. Распознавание генетически различных зернистых известняков и известково-силикатовых пород во многих случаях очень затруднительно и даже невозможно. Фогт полагает, что по присутствующим минералам и структуре мраморов можно сделать заключение об их генезисе. По его мнению, типичными сопутствующими минералами кальцита в контактовых мраморах являются: гранат, везувиан, волластонит, скаполит, пироксен, амфибол, эпидот, хондродит, полевые шпаты, турмалин, шпинель, а в динамометаморфических мраморах — кварц, тальк, хлорит, актинолит, железный блеск и рутил. В первых породах кальцитовые зерна соприкасаются относительно одинаковыми, почти полиэдрическими контурами (роговиковая структура), в то время как в последних эти зерна граничат друг с другом зубчатыми краями или пальцеобразно входят одно в другое; породы с этой структурой обладают гораздо большей связующей крепостью и употребляются почти исключительно для целей искусства и архитектуры. Судя по другим авторам можно заключить, что из этого правила имеется не мало исключений. Вместе с тем можно ожидать, что у динамометаморфических зернистых известняков состав минералов и структура (независимо от состава исходного материала) существенным образом зависят от глубинной зоны; образовавшиеся в катазоне не будут ничем существенным отличаться от контактово-метаморфических. Общих имеющих силу правил для различения этих двух типов установить нельзя [а если не признавать концепции динамометаморфизма, то в этом и особой нужды не будет].

§ 463. К динамометаморфическим *известково-силикатовым породам* можно отнести следующие.

Эпидотовая порода, или *эпидозит*, иногда с зернистой, иногда с сланцеватой текстурой (анализы 1—3); состоит главным образом из эпидота, иногда значительного количества кварца, чаще всего с незначительным количеством граната, везувиана, титанита, роговой обманки и т. д. Некоторые месторождения упоминаются при анализах. Связь с зернистыми известняками представлена известково-пистацитовыми сланцами в слюдяном сланце и филлите северо-восточной Чехии.

Гранатовая порода (анализы 4 и 5), по большей части зернистая и часто пористая, изредка со сланцеватой текстурой; состоит из аггрегата

зерен граната, обнаруживающих кристаллическую форму в случае присутствия небольшого количества известкового шпата. Частыми случайными примесями являются роговая обманка, эпидот, железные руды, диопсид, титанит, кварц; редко встречаются мусковит и биотит. Хлорит и серпентин образуются при изменении пироксенов и амфиболов. Местами встречается много магнитного железняка и железного блеска.

Гранатовая порода является частым спутником эпидотовой породы. Она достаточно распространена среди гнейсов и слюдяных сланцев в Рудных горах, также в Collobrières (департамент Вар) во Франции и среди гнейсов Португалии. Гранатовая порода анализа 5 встречается вместе с параамфиболовым гнейсом, содержащим дистен (§ 436), с параамфиболитом, содержащим дистен (стр. 644), и с пренитовой породой в линзе известково-силикатовой породы в Fehren близ Neustadt в Шварцвальде. Она состоит из округло-угловатых зерен светлокрасного до бесцветного, прозрачного граната, который окружен узкой оболочкой большей частью радиально направленных волокон зеленого амфибола. В промежутках между этими амфиболовыми оболочками лежит чешуйчатый аггрегат бесцветной слюды; встречаются редкие, беспорядочно рассеянные зерна магнетита. Материнской породой была мергелеподобная порода, силикаты которой, с содержанием накруг в 52%, состояли главным образом из каолина и кварца, в то время как в 48% карбонатовой массы карбонатов железа и магния было в два с лишком раза больше по сравнению с карбонатом кальция. Карбонат должен был, следовательно, обладать составом почти доломитового железистого оолита или сферосидерита углистых сланцев. Некоторые упоминаемые в литературе местонахождения их представляют контактовые породы, как, напр., в Hohen Waid близ Schriesheim в Оденвальде севернее Гейдельберга. Возможно, к ним относятся также гранатовые породы, встречающиеся в зоне Pietre Verdi пьемонтских Альп, в связи с серпентинитами и хлоритовыми породами.

Эрлановая порода (или эрлан), залегающая в гнейсе между Grünstädtel и Crandorf в Рудных горах, представляет вязкую светлозеленосерую, с занозистым изломом породу, которая состоит главным образом из бесцветных зерен и стеблей пироксена и полевого шпата, с небольшим количеством везувиана, титанита, светлой и темной слюды, также иногда цоизита и плавикового шпата (анализ 6). Подобные породы, состоящие преимущественно из пироксена, встречаются во многих местах в гнейсах и слюдяных сланцах Рудных гор и часто богаты сульфидными рудами. *Содержащие эгеран (везувиан) авгитовые сланцы*, состоящие главным образом из авгита, граната и кварца с небольшим количеством эгерана, полевого шпата и титанита, образуют мелкие линзы в гнейсе между Hohendorf и Bärendorf (секция Elster в Саксонии). Так называемый эгерановый сланец из Haslau близ Eger в Чехии представляет известково-силикатный роговик.

Малаколитовая порода представляет плотную до среднезернистой белую породу, которая состоит главным образом из малаколита с небольшим количеством кварца. Она образует банки в слюдяных сланцах около Rochlitz у подножия Исполиновых гор; эти сланцы содержат также пласты зернистого известняка. В анализе 7 обращает внимание большое содержание MnO. Грубозернистая малаколитовая порода встречается в виде пропластка в амфиболитах около Mauthstadt в Штирии.

Порода состоит из стеблевидного до зернистого малаколита, с переменным количеством кальцита, небольшим количеством цоизита, клиноцоизита, полевого шпата (альбита?), кварца, рутила и титанита (анализ 8). Такая же порода в том же сопровождении встречается в гнейсе около Tunaberg (Швеция); в слюдяном сланце из Chester в Массачузетсе описаны зеленая и желтая авгитовые породы.

Скаполитовая порода образует около Canaan в Коннектикуте очень мощную залежь между слюдяным сланцем и доломитовым зернистым известняком. Это плотный до мелкозернистого аггрегат скаполитовых зерен (анализ 9) с небольшим количеством тремолита и авгита. Подобная же порода, с большим количеством зеленого авгита наряду с титанитом, везувианом, олигоклазом, рутилом, эпидотом, апатитом и сульфидами железа, описана из St. Nazaire во Франции.

Встречающаяся вместе с параамфиболитовым гнейсом, параамфиболитом и гранатовой породой в Neustadt (Шварцвальд) *пренитовая порода* представляет тонкозернистую, более или менее сахаровидную желтовато-белую породу с редкими, расположенными рядами зеленоватыми и ржаво-красными пятнами, состоящую главным образом из пренита и альбита. Пренит окружает отдельные очень мелкие зернышки бесцветного граната и эпидота. Количество альбита местами значительно колеблется и опускается временами почти до нуля. В виде цветной составной части присутствует светлозеленый актинолит, превращение которого в хлорит создает зеленые пятна. Дальнейшее разрушение хлорита с выделением лимонита обусловливает появление ржаво-красных пятен. Рутил обнаружен в виде совершенно единичных зерен. Согласно анализу 10 исследованная проба состоит из 46,2% пренита, 37,9% альбита с небольшим содержанием калия, 13,8% актинолита, содержащего немного Al, и 3,2% каолина и понтронита как продуктов выветривания. Пересчет на первоначальный мергелистый субстрат этой пренитовой породы дает числа столбца 10а, т. е. карбоната — 34,5% и силиката и кварца — 65,5%, что приблизительно отвечает составу зеленого мергеля кейпера из Unter-Jessingen в Вюртемберге (стр. 505, анализ 14). Там, где альбит отсутствует, бесцветный гранат скопляется в таком количестве, что можно говорить о гранато-пренитовой породе, а это указывает на большее в данном случае содержание карбоната в исходном мергеле.

Волластонитовая порода с очень переменным составом минералов (наряду с главной составной частью присутствуют гранат, везувиан, паргасит, диопсид, кордиерит, полевой шпат, титанит, скаполит, кальцит и т. д.) встречается в гнейсе Шварцвальда близ Bellenwald против Gengenbach и недалеко от Hammereisenbach (лист Neustadt), в Бретани и в других местах. Анализ 11 дает химический состав калифорнийского месторождения, анализ 12 — состав аналогичной породы из Моравии.

Количество подобных пород, которые все в точности повторяют комбинацию минералов известково-силикатовых роговиков, можно было бы значительно умножить.

Что многие плагиоклазо-авгитовые породы, амфиболиты, амфиболовые породы, актинолитовые сланцы и омфацитовые породы относятся к этому же ряду известковых пород, указано было выше, и это хорошо доказывается нахождением их в виде линз в зернистом известняке. В тех находящихся на глубине местах земной коры, где сейчас происходят аналогичные превращения чистых или мергелистых и песчаных карбо-

натов в более или менее чистые силикаты, должно освобождаться большое количество CO_2, что объясняет присутствие углекислых источников и бьющих ключей также в тех областях, где нет вулканических явлений.

[Такое объяснение необходимо только при том условии, если принимать, что все вышеописанные породы произошли динамометаморфическим путем.]

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	38,5	43,90	62,60	41,09	41,01	53,16
Al_2O_3	25,1	17,76	12,30	9,75	18,50	14,03
Fe_2O_3	—	13,34	9,40	8,83	6,57	7,14
FeO	10,4	—	—	0,06	11,06	—
MnO	—	—	—	сл.	—	0,64
MgO	сл.	2,79	0,72	17,92	11,02	5,42
CaO	23,2	19,80	14,10	16,10	10,31	14,40
Na_2O	—	0,41	0,43	—	0,48	2,61
K_2O	—		—	—	0,31	—
H_2O	2,6[1]	0,05[1]	0,16	6,25	1,18	0,60[1]
CO_2	—	—	—	—	—	—
Σ	99,8	98,05	99,71	100,00	100,44	98,00
Уд. вес	3,40	—	3,04	—	—	3,0—3,1

	7	8	9	10	10a	11	12
SiO_2	55,63	45,97	53,37	50,65	41,9	50,67	46,70
Al_2O_3	—	3,82	10,38	19,54	16,1	6,37	3,25
Fe_2O_3	—	0,04	4,50	3,34	—	0,31	7,40
FeO	4,84	1,99	—	отсутств.	2,5	0,50	—
MnO	3,16	сл.	—	—	—	сл.	сл.
MgO	15,71	12,37	1,62	3,92	3,2	0,58	1,26
CaO	20,72	27,56	25,80	16,11	13,3	40,34	40,18
Na_2O	—	0,17	—	3,91	3,2	0,14	—
K_2O	—	сл.	—	0,84	0,7	0,22	—
H_2O	—	0,76	—	3,10[1]	3,6	0,31	0,17
CO_2	—	4,68	4,00	—	15,5	0,52	0,92
Σ	99,46	98,11	99,67	101,41	100,0	100,24	99,88
Уд. вес	—	—	3,07	—	—	—	—

1. Эпидотовая порода — Serra Mantiqueira, Minas Geraes, Бразилия. Содержит немного идокраза и железной охры. Из гнейса.
2. Эпидозит — северо-запад Pochiakülle, Финляндия. В тесном соединении с амфиболитом.
3. Эпидозит — река Grand Matamne, Канада. (61,33% эпидота, 38,22% кварца.) В соединении с хлоритовыми сланцами.
4. Гранатовая порода, крепкая, пепельно-серая, пористая — река Вилюй, Восточная Сибирь. Материнская порода гроссуляра, вилюита и т. д. Состоит главным образом из граната и змеевика.
5. Гранатовая порода, темноокрашенная — Fehren близ Neustadt, Шварцвальд. Из парагнейса.
6. Эрлановая порода — Erlahammer близ Schwarzenberg, Саксония.
7. Малаколитовая порода — Rochlitz, Чехия.
8. Малаколитовая порода — Mauthstadt, Штирия. Содержит 0,39 TiO_2, 0,04 P_2O_5, 0,04 S, 0,28 гигроскопической воды.
9. Скаполитовая порода — Canaan, Коннектикут, США.
10. Пренитовая порода, содержащая альбит — Fehren близ Neustadt, Шварцвальд. Со следами TiO_2. Из гнейса.
10a. Пересчитано из 10. Состав материнской породы пренита.
11. Волластонитовая порода с гранатом, кварцем и титанитом — Amador co., Калифорния. Содержит 0,20 TiO_2, 0,08 гигроскопической воды. Из гнейса.
12. Гранатово-волластонитовая порода — Blauda, Моравия.

[1] Потеря при прокаливании.

Породы магнезиального ряда

§ 464. Так же как зернистые известняки, только с меньшим распространением, известны *зернистые доломиты* (§ 355) и *плотный магнезит*, залегающие в виде пластов в гнейсе и слюдяном сланце, и таким же образом, как там, часто выделяются в них порфировидно большие количества силикатов магния. Благодаря этому возникают разнообразные типы пород, которые, при почти полном поглощении карбонатов, ведут почти к чистой смеси Mg-силикатов; вполне понятно, что с последними связаны в переменном количестве силикаты железа и извести. Таким образом существуют полные переходы между группами Mg- и Ca-силикатов, так же как это имеет место между известняками и доломитами и между известковыми и доломитовыми мергелями. В то время как эти породы являются дериватами осадочных пород, отделяется вторая группа богатых магнезией кристаллических сланцев, которая, как доказывают многочисленные переходы, происходит из изверженных пород — перидотидов, пироксенитов и горнблендитов. Различение этих двух групп не всегда легко и не всегда достоверно. Даже когда присутствуют карбонаты, не всегда удается точно установить, являются ли последние первичными или вторичными, возникшими при выветривании. Породы обеих групп, независимо от их происхождения, должны быть объединены как кристаллические сланцы магнезиального ряда.

Семейство тальковых сланцев

§ 465. *Тальковый сланец представляет собой тонкочешуйчатый до крупнолистоватого аггрегат талька, большей частью с параллельным, но также и со спутанным расположением отдельных чешуек и листочков, с плоским или также с изогнуто-сланцеватым сложением, большей частью светлозеленой окраски, жирный на-ощупь и с весьма малой твердостью* (= 2). Как случайные примеси достаточно распространены магнетит и хромит, хлоритовые минералы, слюда, также актинолит, роговая обманка и пирит. Апатит часто совершенно отсутствует; оливин, также бронзит или энстатит, встречаются случайно в виде мелких зерен и крупных индивидов с кулак величиной, как напр. оливин, называемый на Урале «глинкитом». Цинковая шпинель и хрупкая слюда встречаются в единичных случаях; также приводится неоднократно турмалин. Большое количество приводимых в литературе случайных примесей относится не к тальковым сланцам, а к серицитовым и слюдяным сланцам, которые часто смешивают с первыми. Кварц встречается только как исключение, так же как доломит и магнезит. Не всегда можно точно установить, представляют ли эти минералы первоначальные составные части породы, или они являются продуктами выветривания. В первом случае порода относится не к тальковым сланцам, а к лиственитам.

Химический состав (анализы 1—8) соответствует перидотитам и бедным известью пироксенитам (ср. стр. 229 и 223), из которых произошли многие тальковые сланцы, что можно в некоторых случаях проследить непосредственно. Присутствие кварца и большое количество первичного карбоната в других случаях говорит о происхождении из кремнистых доломитов и доломитовых мергелей. Такие тальковые сланцы образуют переходы к лиственитам, о которых речь будет далее.

Тальковые сланцы не представляют собою пород частых. Они образуют незначительные пропластки, чаще всего в верхних частях зоны древнего кристаллического комплекса и в динамометаморфических более молодых свитах осадочных пород и часто ассоциируют с хлоритовыми сланцами, роговообманковыми сланцами и серпентинитами. Около Zöptau (анализ 6) тальковый сланец лежит среди слюдяного сланца и окружен тонкой оболочкой хлоритового сланца. В Сосновых горах он встречается около Konradsreuth (вместе с оливиновой породой), Förbau, Zell и в других местах; в Альпах (анализы 2 и 4) также доказано его частичное происхождение из перидотитов. Богаты тальковыми сланцами Швеция, Норвегия, Урал, Канада и США.

При большой примеси хлорита происходят переходы в хлоритовые сланцы.

[На примере тальковых и, особенно, хлоритовых сланцев с их 4% и 12—13% воды лучше всего видна несостоятельность концепции динамометаморфизма; на вопрос: откуда получается в этих породах вода — имея в виду, что это только часть воды, преобразовавшей породу—сколько-нибудь удовлетворительного ответа получить при такой концепции конечно невозможно.]

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2 . .	58,66	58,28	57,77	55,54	53,57	53,28	51,50	50,81
Al_2O_3 . .	9,26	0,06	1,27	2,64	3,65	4,43	3,65	4,53
Fe_2O_3 . .	4,42	2,85	—	2,54	5,49	5,79	—	7,58
FeO . .	—	3,42	4,88	3,67		1,04	7,38	
MgO . .	22,78	29,74	30,24	29,38	22,98	29,85	22,36	31,55
CaO . .	0,94	1,66	—	0,28	11,92	1,51	11,25	—
Na_2O . .	—	—	—	0,04	0,42	1,49	—	—
K_2O . .	—	—	—	0,30	сл.			
H_2O . .	4,09	4,30[1]	5,91	5,67[1]	2,49	2,60[1]	3,60	4,42
Σ . . .	100,15	100,68	100,07	100,24	100,95	99,99	99,74	98,89

1. Тальковый сланец — Falun, Швеция.
2. Тальковый сланец — Loderio, Тессин — с 0,32 Cr_2O_3, 0,05 гигроскопической воды, следы TiO_2.
3. Тальковый сланец из богатой серпентином оливиновой породы, выступающей на границе с кварцитом — Outokampu, Финляндия.
4. Тальковый сланец — Gigestaffel близ Andermatt, Тессин — 0,18 гигроскопической воды.
5. Тальковый сланец — остров Gorgona, Тоскана — с 1,14 Cr_2O_3, 0,04 S, 0,25 гигроскопической воды.
6. Тальковый сланец — Zöptau, Моравия.
7. Тальковый сланец — Potton, Канада — со следами NiO.
8. Тальковый сланец — Gastein, Зальцбург.

[1] Потеря при прокаливании.

Семейство хлоритовых сланцев

§ 466. *Хлоритовые сланцы представляют собой аггрегат толсто- до тонкосланцеватых хлоритовых минералов, чаще чешуйчатого, чем листоватого, очень редко крупнолистового строения. Цвет их луково-зеленый до черновато-зеленого; твердость незначительна, едва достигает 2; на ощупь породы часто слегка жирны. Удельный вес 2,7—2,8.*

Из характерных примесей особенно следует оттенить следующие. Распространенным повсюду является магнетит, преимущественно в виде отдельных кристаллов и двойников; он справедливо может считаться

одной из характерных примесей; затем идут актинолит или роговая обманка, иногда также глаукофан — все три в виде тонких, столбиковидных индивидов, эпидот в виде зерен и кристаллов, рутил в виде красивых микролитов, апатит в виде столбиков и зерен, титанит в зернах и реже в кристаллах. Эти примеси нигде не встречаются все вместе, а присутствуют в виде разнообразных, меняющихся комбинаций. Иногда приводятся также полевой шпат, турмалин, корунд, наждак, дистен, хромит, сисмондин и маргарит. Для отдельных месторождений являются характерными графит и карбонаты, кальцит, доломит и магнезит — последние иногда в форме основных ромбоэдров, иногда в линзообразных пластах и в виде вытянутых слоев. В настоящих хлоритовых сланцах кварц повидимому отсутствует. Отдельные разновидности хлоритовых сланцев возникают при увеличении примеси амфибола *(амфиболо-хлоритовые сланцы)*, глаукофана *(глаукофано-хлоритовые сланцы*, часто с акцессорным маргаритом и гранатом) и эпидота *(эпидото-хлоритовые сланцы)*.

Повсюду распространен в виде случайной примеси серпентин, * с увеличением которого возникают *серпентино-хлоритовые сланцы*, переходящие в *серпентиновые сланцы*; подобное же положение занимает тальк *(тальково-хлоритовые сланцы)*. До сих пор еще не произведено строгого подразделения на пеннинновые сланцы и клинохлоровые сланцы.

Зеленые кристаллические сланцы с полевым шпатом, роговой обманкой, эпидотом и кварцем относятся к эпизоне, особенно если они, как это доказано, происходят из диабазов и шальштейнов; они очень часто фигурируют под старыми названиями *зеленых сланцев*, или *празинитов*. Эти породы занимают промежуточное место между амфиболитами и хлоритовыми или эпидотовыми сланцами.

Химический состав хлоритовых сланцев очень мало известен. Следующие ниже анализы отчетливо показывают, насколько различно происхождение у этих пород и насколько разнообразны объединенные здесь породы. Хлоритовые сланцы из Rotön и Montezuma (анализы 1 и 2) обладают составом основных изверженных пород щелочно-известкового ряда и могут происходить из диабазов и габбро, о чем позволяют также заключить их случайные примеси. Анализ 3 относится к серпентино-хлоритовому сланцу; возможно к нему относятся также анализы пород 4, 5 и вероятно породы 6, которая является дериватом перидотитов. Наоборот, породы последних трех анализов — наверное не изверженного происхождения.

Хлоритовые сланцы образуют подчиненные напластования главным образом в слюдяных сланцах и филлитах, как, напр., изредка в Сосновых горах (окрестности Hof), в Баварском Лесу (близ Erbendorf и близ Rittsteig; что касается генезиса, то надо сказать, что они заключают пласт доломитового известняка и имеют, следовательно, близкое отношение к лиственитам), в Wechselgebirge (по описанию наверное парахлоритовый сланец). Они распространены далее в Альпах в Зальцбурге, в Тироле, в Каринтии, в Veltlin, в Сен-Готарде, в Граубюндене, в Пеннинских Альпах и особенно на Урале, в Швеции, в Канаде, в США и в Бразилии.

---

* [Это можно сказать только о хлоритовых сланцах и хлоритовых породах внутри и поблизости месторождений серпентинитов.]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2 . . .	49,18	47,85	42,08	35,91	31,70	31,54	29,69	27,30	25,56
TiO_2 . . .	—	2,28	—	0,42	сл.	—	1,84	—	2,19
Al_2O_3 . . .	15,09	16,51	3,51	12,74	15,85	5,44	28,66	31,00	21,16
Fe_2O_3 . . .	12,90	4,16	—	2,09	2,20	10,18	2,07	19,94	2,88
FeO	—	7,43	26,85	3,31	3,67	—	2,89	1,68	15,09
MnO . . .	—	0,24	0,59	—	—	—	—	0,28	0,14
MgO . . .	5,22	6,24	17,10	31,63	34,11	41,54	21,78	10,88	19,35
CaO	10,59	7,00	1,04	3,58	0,43	—	—	1,71	2,55
Na_2O . . .	3,64	3,20	сл.	—	—	—	0,57	2,80	0,16
K_2O . . .	1,51	0,82					0,36		0,19
H_2O^+ . . .	1,87	4,00	11,24	10,51 [1]	11,36 [1]	9,32 [1]	11,91 [1]	3,70 [1]	10,25
H_2O^- . . .	—	0,21	—	0,10	—	—	—	—	0,06
Σ	100,00	100,41	102,41	100,40	100,67	98,62	99,77	99,76	99,85
Уд. вес . . .	—	—	—	2,70	—	—	2,75	—	—

1. Хлоритовый сланец с полевым шпатом, эпидотом, роговой обманкой и небольшим количеством кварца — восточнее Rotön, Швеция.
2. Эпид то-хлоритовый сланец, содержащ й полевой шпат и роговую обманку — Montezum , Сев. Каролина — с 0,03 ZrO_2, 0,01 Cr_2O_3, 0,05 V_2O_3, 0,03 NiO, 0,35 P_2O_5, следами Li_2O.
3. Хлоритовый сланец — Riffelhorn, склон за ледником Gorner, Швейцария.
4. Хлоритовый сланец — Loderio, Тессин — с 0,11 Cr_2O_3.
5. Клинохлоровый сланец — Gordunotal, Тессин — с 1,35 Cr_2O_3.
6. Хлоритовый сланец — Pfitschtal, Тироль.
7. Хлоритовый сланец (осадочного происхождения) — Chiavenna.
8. Хлоритовый сланец — Zöptau, Моравия — с 0,47 P_2O_5.
9. Магнетито-хлоритовый сланец — Alp Raschun, Граубюнден — с 0,27 P_2O_5.

[1] Потеря при прокаливании.

§ 467. *Горшечный камень* (Lavezstein, Giltstein) представляет светлосерую, зелено-серую или грязно-зеленую, плотную, спутанно-чешуйчатую также чешуйчато-волокнистую смесь магнезиальных силикатов и карбонатов. Преобладающим силикатом является или хлорит или тальк. Часто богато представлены серпентин и волокнистый тремолит. Карбонаты могут совершенно отсутствовать, и в таком случае возникают породы, которые по минералогическому и химическому составу стоят между тальковыми и хлоритовыми сланцами и могли бы быть при них упомянуты. Нередкими случайными примесями являются светлая и темная слюды, магнетит, хромит, магнитный колчедан и пирит. Структура войлочно-чешуйчатая, текстура только редко бывает отчетливо сланцеватой. Горшечный камень мягок, режется ножом и формуется на гончарном кругу; эти свойства, наряду с высокой огнеупорностью, способствуют многообразному техническому применению этих пород.

Горшечный камень встречается вместе с серпентинитами и хлоритовыми породами и довольно распространен в Альпах (Chiavenna, Dissentis, Pontresina, Val Malenco и т. д.), в Судетах (Zöptau), нередок в Швеции (Handöl в Jämtland), в окрестностях Drontheim в Норвегии, в Финляндии, в Массачузетсе (Бостон) и в Канаде (Potton) в верхней части зоны кристаллических сланцев, реже в гнейсе (между Frederikshaab и Godthaab в Гренландии). Б. Фростерус называет залегающие непосредственно на гнейсовом основании и очень распространенные в юго-восточной Финляндии горшечные камни ладожской сланцевой формации *талько-магнезитовой породой*. Они представляют голу-

бовато-серую до зеленовато-голубой тонкозернистую смесь магнезита и листочков талька, также кальцита, небольшого количества хромита и руд железа. В анализе 6 отношение талька к магнезиту и рудам железа соответствует 56 : 37 : 7, в анализе 8 — 41 : 40 : 4, и кроме магнезита здесь присутствует 15% кальцита. Эти горшечные камни сопровождаются сильно серпентинизированной оливиновой породой с совершенно свободным от пироксена антигоритовым серпентином, в котором часто содержатся тальк и магнезиальный шпат, и *асбестовой породой* (анализ 9). Асбестовая порода состоит из серых до серо-зеленых спутанных волокон, длина которых бывает от 0,5 до 2 *см* и более. Оливиновая порода, асбестовая порода, серпентиновая порода и тальково-магнезитовая порода связаны между собой переходами и промежуточными формами; также встречаются переходы в тальковые сланцы и хлоритовые сланцы. Вместе с породами этой группы среди ладожских кварцитов встречаются также линзы известняка. Фростерус выводит эти породы из материнского изверженного перидотита и считает богатые карбонатом разновидности последним звеном глубоко захватившего породы древнего послеладожского процесса выветривания.

[В СССР горшечные камни встречаются во многих местах Урала, у Байкала, в Селенгинской Даурии и других местах.]

Лиственит (Г. Розе) представляет очень распространенную на Урале, связанную иногда с магнезитом смесь талька и богатого Mg карбоната, в котором кварц отсутствует или примешан в большем или меньшем количестве. Текстура иногда сланцеватая, иногда массивная. Карбонат обладает переменным составом; так, в окрестностях Березовска он представляет $Ca_5Mg_4Fe(CO_3)_{10}$, следовательно является доломитовым; около Нижнетагильска — он представляет карбонат Mg и Fe и содержит только 7,5% $CaCO_3$. В небольших количествах в нем присутствуют вростки хромита в одних местах, магнетита в других. Лиственит также известен в штате Minas Geraes в Бразилии и, так же как тальково-магнетитовая порода юго-восточной Финляндии, связан здесь с длинноволокнистым асбестом. Эта же порода описана из гнейса провинции Галисия в Испании (окрестности деревни Moeche) под названием duelo. Ее карбонат не содержит извести.

[Относительно «лиственитов» необходимо добавить следующее. Б. П. Кротов на основании литературных изысканий и собственных наблюдений этих пород на Урале (Миасская дача) называет лиственитом породу, состоящую из карбоната (в восточных Саянах состав карбоната Ильчирского месторождения весьма колеблющийся — от несколько железистого доломита вплоть до пистомезита), несколько меньшего или совершенно подчиненного количества кварца, затем мусковита или фуксита — иногда в количестве равном кварцевому, иногда же совершенно отсутствующих — и постоянно встречающихся примесей магнетита и гематита, к которым присоединяется иногда пирит. По Густаву Розе, введшему термин «лиственит», последний должен состоять из карбоната (железосодержащего доломита), кварца, талька (В. В. Никитин давно показал, что этот тальк является в действительности калиевой слюдой), гематита и пирита. Штукенберг нашел, что «лиственит» состоит из доломита, кварца, талька и фуксита с примесью магнетита и пирита и т. д. Таким образом совершенно ясно, что этот термин имеет (получил после Розе) различный смысл. Кроме того и в отношении происхождения лиственитов взгляды весьма различны: одни считают их контактово-метасоматически измененными основными магматическими породами, другие — автометаморфизованными, т. е. поствулканически карбонатизированными серпентинитами, третьи—метасоматическими известняками или, общее, карбонатовыми породами, измененными в контакте с гипербазитами и серпентинитами. Последний взгляд, уже давно высказанный А. П. Карпинским, защищается В. Н. Лодочниковым (см. имеющую появиться в

изданиях ЦНИГРИ мою большую монографию по серпентинитам — «Серпентины и серпентиниты ильчирские и вообще и связанные с ними петрологические вопросы») и другими не уральскими геологами, а на Урале получил традицию взгляд на «лиственитьі» как на метасоматически автометаморфизованные серпентиниты.

Таким образом термин «лиственит», как видно из изложенного, кроме противоречивых данных о составе представляемой им породы, имеет и разнообразные толкования в отношении генезиса ее, а потому было бы гораздо рациональнее вовсе его избегать, называя породы кварцево-карбонатовыми, мусковито-кварцево-карбонатовыми и т. д.]

Сагвандит (Петтерсен) представляет средне- до тонкозернистой неслоистую массивной текстуры смесь желтовато-серого бронзита (анализ b) со светлосерым брейннеритом = $Mg_9Fe(CO_3)_{10}$ и не очень редкими зернами хромита. Встречаются отдельные листочки бесцветной слюды. Порода встречается между озерами Tagvand и Sagvand (южнее Balsfjords) в окрестностях Tromsö в Норвегии среди кристаллических сланцев. На основании структуры талька в некоторых лиственитах можно заключить, что он произошел из бронзита.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	a	b
SiO_2 . .	51,86	47,60	38,53	36,57	35,90	34,06	27,72	25,46	53,10	62,02	55,46
Al_2O_3 . .	2,21	1,35	3,55	1,75	0,89	0,60	0,61	1,40		2,08	2,03
Fe_2O_3 . .	4,38	8,50	8,20	5,85	11,30	4,27	4,01	5,35	3,83	—	—
FeO . .	—	2,75	—	—	0,74	5,06	5,76		2,98	3,64	8,42
MgO . .	28,81	26,40	31,45	35,39	32,64	32,62	32,53	31,72	32,82	27,20	34,48
CaO . .	3,05	3,70	4,02	1,44	1,95	—	0,72	8,43	сл.	0,71	—
H_2O . .	—	9,50	4,25	4,97	6,10	23,79	27,60	27,54	7,24	5,04 [1]	—
CO_2 . .	8,69		10,00	14,03	10,83					—	—
Σ . . .	99,35	99,95	100,00	100,00	101,90	100,40	99,37	99,90	99,97	100,69	100,39

1. Горшечный камень — Furumoänger, Wenersborg, Швеция — с 0,35 NiO + CoO.
2. Горшечный камень — Handöl, Jämtland, Швеция — с 0,15 щелочей.
3. Горшечный камень — Kvikne, Норвегия.
4. Горшечный камень — Chiavenna.
5. Горшечный камень — к северу от Pontresina — с 0,23 Cr_2O_3, 1,09 Na_2O, 0,23 K_2O, следами MnO.
6. Тальково-магнезитовая порода — Solansaari, Polvijärvi, юго-восточная Финляндия.
7. Тальково-магнезитовая порода — Nunnanlaks, Junka, юго-восточная Финляндия — с 0,42 хромита.
8. Тальково-магнезитовая порода — Polvijärvi Kyrkby, юго-восточная Финляндия.
9. Асбестовая порода — Varislaks, Kuusjärvi, Финляндия.
a. Асбест из асбестовой породы — Leivonmäki, приход Tuusniemi, Финляндия.
b. Бронзит из сагвандита.

[1] Потеря при прокаливании.

Семейство серпентинитов *

§ 468. *Серпентиниты представляют плотные, чаще зеленые* [разных оттенков, иногда синеватые и сине-черные], *реже желтые, коричнево-красные до черных, также пятнистые или полосчатые породы с матовым восковидным блеском, с ровным, а в малых кусках часто занозистым изломом, незначительной твердостью и значительным, легко обнаружи-*

* [В подлиннике стоит «серпентины» (Serpentine). Однако, согласно со всеми петрографическими традициями, серпентиновые породы лучше — в отличие от минералов — следует называть *серпентинитами* (Лодочников): если породы, состоя-

ваемым в колбочках, содержанием воды. Они состоят главным образом из минерала серпентина и по большей части содержат в виде включений остатки минералов, из которых они произошли, как, напр., оливина, бронзита (бастит), диаллага, диопсида, роговой обманки. В некоторых серпентинитах встречается также магнезиальный шпат или брейннерит. Серпентинитовая масса часто тесно смешана с хлоритом, или хлоритовые минералы (псевдофит, кеммererит) выделяются здесь своими большими размерами. Железные руды, магнетит и хлорит присутствуют постоянно и в переменном количестве; кроме того встречается пикотит и реже плеонаст. Апатит всегда представлен скудно или отсутствует совсем. Более частой случайной примесью является гранат. Некоторым распространением, в виде сопутствующих составных масс, пользуются желваки и линзы лучистого камня и антофиллита, равно как таковые же хромистого железняка. Брусит, * тальк, пикролит и другие Mg-гидросиликаты встречаются главным образом по трещинам. Опал часто пронизывает серпентиниты и придает им значительную твердость.

Вещество серпентина большей частью и под микроскопом имеет очень тонковолокнистое (в форме *хризотилла*) строение; более толстые волокна нередко пронизывают породу в виде микроскопических полос и жил. Реже оно листовато *(антигорит)*. Поэтому различают волокнистый и листоватый серпентин. В виде исключения он бывает криптокристаллическим и тогда имеет вид аморфного (студневидный серпентин около глетчера Allalin и в других местах). ** Серпентинит и хлорит часто трудно бывает различить даже под микроскопом. *Гранат* серпентинитов принадлежит главным образом *пиропу* *** (анализы a, b, c на стр. 670), часто с оболочкой из келифита (анализ b[1]), который состоит из расходящихся лучами, друг друга пронизывающих поршневидных, кишковидных и волокнистых минералов семейства пироксенов и амфиболов, плеоната, а также из других точно не опре-

---

щие из кварца, авгита, оливина и т. д. и даже жадеита, мы называем — соответственно — кварцитами, авгититами, оливинитами и жадеититами (см. § 452), то тем более это должно быть применено к породам, состоящим из серпентина и распространенным гораздо более, чем все предыдущие.

На русском языке — и только у нас — порода и минерал называются *совершенно недопустимо* «змеевиком»: латинский термин «серпентин» (от serpens — змея — по цвету породы, напоминающему змеиную шкурку), как и всякий другой термин, создается именно для удобства выражения распространенного понятия по возможности одинаково на самых различных живых языках. С мертвых языков термин берется именно поэтому, а также и для того, чтобы не задеть национального чувства живущих народов. Наконец, совершенно непонятно, почему только в отношении серпентинов (между прочим ни англичане ни немцы и т. д. не называют серпентинитов snake-rock или, соответственно, Schlangenstein) у нас принята и сохраняется такая традиция; ведь, оставаясь последовательными, мы должны были бы называть граниты — зернитами, диориты — отличитами и т. д.]

* [Брусит встречается не только по трещинам, но нередок и в массе серпентинитов.]

** [Для удобства описаний следует ввести термины: *серпофит* (Лодочников)— макроскопически эмалевидный, микроскопически плотный, аморфный и неоднородно-структурный, переходящий из плотного в микрозернистый, хризотиловый, антигоритовый и т. п. серпентин; *микрозернистый антигорит* (Лодочников; Feinantigorit Ф. Ангеля) с величиной зернышек в одну-две сотых и тысячные доли миллиметра — соответственно, напр., мусковиту (антигорит) и серициту (микроантигорит); *аномальный лейстовидный антигорит* с синеватыми (не синими, как у пеннинов) цветами интерференции, обычно образующийся при замещении серпентинами карбонатов.]

*** [Для серпентинитов пироп — реликтовый минерал, подобно оливину, энстатиту и т. д. Серпентиниты довольно часто сопровождаются поствулканическими гроссулярами, которые нередко вместе с бесцветными диопсидами (поствулканическими же) дают белые или почти белые гроссуляро-диопсидовые породы, принимавшиеся иногда за аплиты (!).]

	1	2	3	4	5	6	7	8	a	b	b¹	c	c¹	d
SiO_2 . . .	41,13	41,3	36,94	41,63	43,65	40,09	40,55	80,10	42,08	40,45	40,41	39,62	33,19	35,82
Al_2O_3 . . .	0,84	1,05	1,35	1,46	2,21	2,23	2,70	0,30	30,00	19,67	13,35	20,72	15,29	5,41
Cr_2O_3 . . .	сл.	сл.	—	1,20	—	—	—	сл.	3,01	2,60	1,75	2,24	—	—
Fe_2O_3 . . .	3,86	3,44	6,87	3,85	9,84	2,82	10,40	сл.	1,51	4,05	2,47	10,96	6,04	22,97
FeO	2,77	6,43	3,96	4,67	2,04	5,29	—	2,74	9,09	6,90	7,02	—	—	
MnO . . .	сл.	—	—	сл.	—	1,02	—	—	0,32	—	0,31	—	—	—
MgO . . .	41,88	36,67	36,02	33,97	31,59	35,14	33,59	3,39	10,20	20,79	27,40	21,24	33,13	1,71
CaO	сл.	0,64	1,39	3,57	5,07	0,98	4,40	3,08	1,99	5,78	5,05	4,40	—	29,50
H_2O	10,88	10,48	13,09	9,02	5,80	12,33	9,32	6,09	—	—	2,21	0,82	12,64	—
Σ	101,36	99,84	99,62	100,23	100,20	100,52	100,96	100,94	98,20	100,24	99,97	100,00	100,29	100,36
Уд. вес . .	—	2,91	—	—	—	—	—	—	3,70—3,72	3,66	3,064	—	—	—

1. Серпентинит, возникший из дунита, содержит немного граната (следы щелочей) — Le Bonhomme, Вогезы.

2. Серпентинит, возникший из оливиново-роговообманковой породы, содержит актинолит и немного талька — Gumberg, северный Frankenstein, Силезия.

3. Серпентинит, возникший из роговообманкового сланца (ср. анализ 16 на стр. 638) — Rauhental у Eckkirch недалеко от Markirch, Вогезы. (Содержит хлорит.)

4. Серпентинит, возникший из оливиново-граммататитовой породы — Kühstein близ Erbendorf, Баварский Лес. (Содержит 0,86 CO_2.)

5. Серпентинит, возникший из гранатово-диопсидовой породы — Breitenberg близ Waldheim, Саксония.

6. Серпентинит, возникший из диаллага, с нефритовыми жилками и 0,62% пикотита — Steinberge близ Jordansmühl, Силезия.

7. Серпентинит, смешанный с хлоритом, возникший из пироксеновой породы (?) — Sprechenstein близ Sterzing, Тироль (серпентиновый сланец).

8. Серпентинит, пропитанный опалом — Meronitz, Чехия. (Содержит 5,24 CO_2.) Пироксены были по возможности удалены.

a. Пироп из серпентинита — Meronitz, Чехия.

b. Пироп из серпентинита — Krems близ Budweis, Чехия.

b¹. Келифитовая оторочка вокруг пиропа b (H_2O является потерей при прокаливании).

c. Пироп — Zöblitz, Саксония.

c¹. Хлоритовый продукт превращения последнего (H_2O является потерей при прокаливании).

d. Известково-железистый гранат из серпентинита — Dobschau, Венгрия. (Содержит 4,95 TiO_2.)

делимых минералов. Пироп обыкновенно изменяется с образованием хлорита (анализ c[1]). Очень редко гранат бывает окружен анортитом, который в породе обычно совершенно отсутствует. Замечательно присутствие в серпентините из Dobschütz в Венгрии известково-железистого граната (анализ d) с высоким содержанием TiO_2. Хромистый гранат встречается, повидимому, не в самом серпентините, а только по трещинам (Урал) и на сопровождающих массах плотного хромистого железняка. Стоит внимания значительное содержание в серпентинитах района Allalin в Валлисе *хлоритоида*; они содержат здесь также достаточно распространенный *берилло-глиноземистый гумит*. Анализ, взятый из сильно загрязненного актинолитом и некоторым количеством магнетита материала, дал: $SiO_2 = 36,14$, $FeO = 5,44$, $BeO = 1,01$, $MnO = 0,72$, $MgO = 48,60$, $CaO = 0,10$, $Na_2O = 0,34$, $H_2O = 3,18$, нерастворимый остаток = 4,89, сумма = 100,42. Фтор в этом берилловом гумите заменен OH.

Текстура серпентинитов макроскопически то массивная (преимущественно у волокнистых), то сланцеватая (сланцеватые серпентиниты, в которых серпентин большей частью принадлежит антигориту). Под микроскопом многие серпентины состоят из очень тонких, спутанно-волокнистых или чешуйчатых серпентиновых аггрегатов, пересеченных трещинами, на обеих сторонах которых сидят более грубые хризотиловые волокна. Эти трещины идут или неправильно изогнуто (петельчатая структура) или прямолинейно и пересекаются тогда под углом призм амфибола или пироксена (решетчатая или окошечная текстура). Первая текстура указывает на оливин, последняя — на роговую обманку или авгит как на материнский минерал, но, как представляется на основании новых исследований, этот вывод не всегда бывает надежным. * Келифитовая текстура образуется часто вокруг пиропа. Кажущаяся порфировая текстура возникает благодаря присутствию реликтовых минералов.

§ 469. *Химический состав серпентинитов* (анализы 1—7) приближается более или менее к нормальной формуле минерала, хотя в зависимости от количества неизмененных примесей материнской породы меняются количество воды и удельный вес, так же как и содержание CaO; характерным является никогда не отсутствующее, хотя и не всегда определимое по незначительности количества, содержание Cr_2O_3. Серпентиниты очень стойки по отношению к атмосферному выветриванию, которое постепенно приводит к смеси кремнекислоты (опал) и карбонатов (анализ 8).

Большинство серпентинитов произошло из оливиновых пород; наряду с ними находятся, как это видно из легенды, приведенной при анализах, дериваты рогообманковых и пироксеновых пород. ** Это объясняет их совместное нахождение и частые переходы в перидотиты, пироксениты, горнблендиты, актинолитовые и роговобманковые сланцы, а также в эклогиты. Также весьма обычным является их сообщество с хлоритовыми и тальковыми сланцами. *Несмотря на широкое распространение серпентинитов в зоне кристаллических сланцев остается весьма неясным, в какой мере их можно отнести к кристаллическим слан-*

---

* [На это уже давно указывал русский ученый Лагорио, и по структуре серпентинового вещества серпентинитов, если нет псевдоморфоз, никаких обратных заключений о материнской их породе делать нельзя.]

** [Уже из пироксеновых — энстатитовых, бронзитовых и т. д. — пород серпентиниты образуются гораздо труднее, чем из оливиновых, и потому *апопироксенитовые серпентиниты*, т. е. серпентиниты, происшедшие из (ἀπό — по-гречески из, происходящий из) пироксенитов, встречаются довольно редко и в незначительных массах. Что касается происхождения серпентинитов из пород рогообманковых и уж конечно эклогитовых, габбровых, диабазовых, то возможность этого никем еще не доказана. См. вышецитированную мою работу о серпентинитах.]

цам, т. е. насколько они возникли вследствие метаморфизма, а не вследствие нормального выветривания. * Первое наиболее вероятно для серпентиновых сланцев.

Серпентиниты широко распространены как пластовые породы в гнейсах Вогезов и, наоборот, очень редко встречаются в Шварцвальде (Todtmoos, Schuttertal и т. д.). Разнообразные серпентиниты имеются в гранулитовых районах Саксонии, в то время как Рудные горы ими совсем бедны. В силезских гнейсах серпентиниты залегают около Jordansmühl в районе Frankenstein, в группе гор Baumgarten-Grochau, в Eulengebirge. Серпентиниты Сосновых гор также лежат в гнейсах. В Чехии хорошо известны серпентиниты, ассоциированные с амфиболитами района Marienbad и лежащие в гранулитах Krems около Budweis. Гранулитам и слюдяным сланцам подчинены серпентиниты в нижней Австрии (Kamptal, Schiltern, Karlstätten и т. д.). Тирольские серпентиниты (Matrei, Sterzing около Brenner, Pregratten и др.) принадлежат частью филлитовой области. Валлис, Граубюнден и Пьемонт, Ривьера, Тоскана и Апеннины являются областями распространения серпентинитов, так же как и средняя Норвегия. Уральские серпентиниты района Нижнетагильска важны своей платиноносностью.

[Наиболее значительными месторождениями серпентинитов являются серпентиниты Урала, Пьемонтского плато в США, Австралии (западный берег), Андалузии, средней Италии, тихоокеанского побережья Северной Америки, Зондских островов, Малой Азии и т. д. Замечательны серпентиниты альпийского возраста, окаймляющие берега южной Европы и идущие вблизи береговой линии вплоть до Новой Зеландии (Андалузия?—возраст нельзя считать установленным,— Пиренеи, Альпы, Апеннины, Динариды, Греция, Малая Азия, Белуджистан, Бирма, Андаманские острова, Зондский архипелаг, Новая Гвинея, Новая Каледония, Новая Зеландия) с таким постоянством, что по присутствию этих пород на Новой Каледонии можно было предполагать наличие мелководья у западных берегов Австралии, где серпентиниты — не альпийские, а герцинские; и действительно, оказывается и по другим геологическим данным, что береговую линию Австралийского материка следует считать по линии Новая Каледония — Новая Зеландия.

Необходимо отметить — раз уже отмечены в тексте уральские платиноносные серпентиниты, — что породы эти заключают многочисленнейшие месторождения полезных ископаемых — асбест, магнезит, тальк, корунд, платину, золото, медь, никкель, хром и пр., которые и следует отыскивать около этих пород. См. на этот счет подробно в вышецитированной моей монографии.]

§ 470. Насколько некоторые, особенно скандинавские, оливиновые породы могут считаться кристаллическими сланцами, точно не установлено. По Свенониусу оливиновые породы и оливиновые сланцы в Westerbotten и Jämtland в Швеции широко распространены в виде линз в слюдяных сланцах и связаны с серпентинитами тальковыми сланцами и горшечным камнем. Во многих видна катакластическая структура, другие совершенно рассланцованы. Эйхштедт различает целый ряд разновидностей по примесям, среди которых часты энстатит, роговая об-

* [Серпентиниты ни путем нормального выветривания ни путем какого-либо иного выветривания материнских их пород получиться не могут, и возможность этого никем не доказана. Не могут, очевидно, получиться серпентиниты — породы с 13—16% воды — также и путем динамометаморфизма. *Серпентиновых кристаллических сланцев не существует*: это либо *сланцеватые серпентиниты*, как огромное, подавляющее количество этих пород, апоперидотитовые и автометаморфические, либо контактово-метасоматические апокарбонатовые сланцеватые серпентиниты.]

манка, хромит, кеммерерит. Один анализ кеммерерита дал 34,49 SiO_2, 12,40 Al_2O_3, 13,46 Cr_2O_3, 3,14 Fe_2O_3, 3,28 FeO, при 21,83 MgO, 11,85 H_2O, сумма = 100,45.

Породы железистого и марганцевистого ряда

§ 471. *Сидеритовые породы*, которые встречаются как пропластки в кристаллических сланцах, известны в различных местах. Так, технически важные месторождения имеются в Hüttenberg, ряд более мелких в Каринтии, в Gyalár в Семигралии и др. Они являются породами метасоматическими, возникшими из зернистых известняков, и не относятся к кристаллическим сланцам. *Окисные железистые породы*, особенно те, которые главным образом состоят из магнитного железняка, часто встречаются в зоне кристаллических сланцев (Arendal в Норвегии, Dannemora, Persberg и многие другие в средней Швеции, Schmiedeberg в Силезии, Adirondak Mountains в США). Их генезис различен и часто еще не выяснен; нередко среди них находится магматические выделения, которые упоминались для различных глубинных пород, а частью также и контактовые выделения. Влияние на эти породы динамометаморфизма и, следовательно, принадлежность их к кристаллическим сланцам (в тесном смысле) является вопросом. Здесь поэтому приведены лишь немногие местонахождения.

На стр. 305 приводился большой массив магнитного железняка Кирунавааpa (Kiirunavaara) в шведской Лапландии, который рассматривается как последний пегматитовый продукт остывания сиенитовой магмы, т. е. как продукт отщепления последней. Приблизительно в 100 *км* к югу от этого массива расположены также значительные месторождения железных руд Гелливары (Gellivare). Они состоят из большого числа линзовидных рудных тел, которые расположены рядами и подчинены кристаллическим сланцам; последние обладают составом, подобным сиенитам и сиенитовым порфировым породам Кирунавааpы. Принимают, что руды Гелливары также магматического происхождения, но позднее вместе с окружающими их породами были сильно изменены динамометаморфизмом.

Руды около Гелливары состоят главным образом из магнетита, часто также из железного блеска и содержат фтористый апатит, местами до 20%, но этот материал не столь равномерно распространен, как в Кирунавааре. Иногда вместе с рудами железного блеска встречается корунд. Структура руд зернистая. Зерна руды, так же как и апатита, часто бывают вытянуты в одном направлении, так что возникает род линейной текстуры, вызванной давлением. В апатитовых рудах параллельная текстура выражается в том, что количество апатита в пласте увеличивается. Величина зерен руды составляет в среднем 1 — 3 *мм*, следовательно является гораздо более значительной, чем в микроскопически плотной руде Кирунавааpы.

Также и в Гренгесберге (Grängesberg) — самом значительном железорудном месторождении средней Швеции — встречаются такие «апатитово-железные руды» в зоне кристаллических сланцев, возникших быть может подобным же образом.

§ 472. Другим типом железных руд, принадлежащих кристаллическим сланцам, являются *железисто-слюдяные сланцы*, представляющие

главным образом сланцеватую смесь железного блеска и кварца. Железный блеск образует неправильно ограниченные таблички и листочки; кварц — аллотриоморфно-зернистый аггрегат; чередуются пласты с большим количеством кварца и бедные кварцем, почти его лишенные, переменной мощности — иногда в несколько миллиметров и до сантиметра, а иногда такие тонкие, что их с трудом можно различить невооруженным глазом на поперечном изломе. Как случайные примеси надо назвать магнетит, пирит, биотит, роговую обманку, тальк, мусковит, гранат, эпидот, титанит, часто также кальцит, а в африканских и бразильских местонахождениях также самородное золото. Их количество всегда ограничено; только магнетит достигает более значительного содержания. Типы, богатые железным блеском, называют (по имени бразильского месторождения) *итабиритами*.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	2,06	3,07	1,62	2,00	10,85	15,70	22,80	30,40	26,00	23,50
TiO_2	0,47	0,21	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3 . . .	0,79	0,66	0,63	1,78	0,34	0,94	1,07	2,56	0,30	0,94
Fe_3O_4 . . .	94,70	75,29	14,81	79,04	—	—	—	—	27,62	10,35
Fe_2O_3 . . .	—	—	73,50	9,13	84,14	73,28	68,30	59,60	45,30	59,86
FeO	0,32	13,20	—	—	1,54	1,80	3,08	1,58	—	—
MnO . . .	0,15	0,13	0,04	0,10	0,23	0,41	0,38	0,95	0,13	0,37
MgO . . .	0,79	0,80	0,82	2,72	0,14	1,17	0,83	1,58	0,18	1,44
CaO	0,75	3,66	5,09	3,61	2,25	5,50	2,50	2,91	0,50	2,90
P_2O_5	0,03	2,63	3,53	2,42	0,20	0,81	0,52	0,58	0,03	0,05
S	0,03	0,03	сл.	0,01	0,01	0,01	0,02	сл.	0,01	0,01
Σ	100,18	99,67	100,04	100,81	99,70	99,62	99,50	100,56	100,07	99,42

1. Руда магнитного железняка, бедная апатитом — Fredrika Grube, Гелливара.
2. Руда магнитного железняка, богатая апатитом — Wälkomman Grube, Гелливара.
3. Руда железного блеска, богатая апатитом — Grängesberg, средняя Швеция.
4. Руда магнитного железняка, богатая апатитом — там же.
5. Итабирит — Fuglevik, Ranen, Норвегия.
6. Итабирит — там же.
7. Итабирит — там же.
8. Итабирит — Nävenhaugen, Норвегия. Содержит 0,40 CO_2.
9. Тощая руда (Dürrerz) — Striberg, средняя Швеция.
10. Тощая руда — там же.

Итабириты встречаются в северной Норвегии в долине Dunderland у Ranen, Nävenhaugen и в других местах, перемежаясь со слюдяными сланцами и всегда в соединении с кристаллическими известняками и доломитами. По Фогту они, так же как и соседние с ними породы, являются осадочными породами кембрийского возраста, которые после были изменены динамометаморфизмом. Далее широко распространены итабириты в центральной Бразилии в штатах Minas Geraes и Matto Grosso (в Pico d'Itabira, Sabará и других местах), в Южной Каролине, на Золотом берегу в Африке. В Германии известны железисто-слюдяные сланцы, залегающие в серицитовых филлитах Soonwald между Gebroth и Winterburg. Подобные же кварцевые породы с железным блеском известны около Кривого Рога, юго-западнее Днепропетровска в УССР. Также «Torrsten» (тощая руда — Dürrerze) шведских рудокопов, особенно работающаяся около Стриберга (Striberg) и во многих рудниках Норберга

в центральной Швеции, представляет сланцеватую смесь железного блеска (с подчиненным магнетитом) и кварца с незначительной примесью силикатов.

§ 473. В то время как в этих породах железо связано в форме окиси, в других местах оно встречается совершенно существенно в виде силикатов. Сюда принадлежат:

Эвлизит (Eulysit), являющийся содержащей гранат фаялито-диопсидовой породой, которая образует пласты в гнейсах окрестностей Tunaberg в Södermanland (Швеция), вместе с антофиллитовой и грюнеритовой породой. Он тонкозернист, обладает пластовой текстурой и более или менее выраженной плитчатой отдельностью. Примесями являются: содержащий марганец фаялит (анализ a), диопсидовый пироксен (анализ b), железисто-марганцовый гранат (анализ c), часто также роговая обманка — грюнерит, железистый антофиллит (анализ e) и черная, сильно плеохроирующая между желтым и зелено-синим роговая обманка (анализ f). Ортоклаз и микроклин присутствуют местами; далее подчиненно присутствуют кварц, биотит, апатит и железные руды. Структура гранобластовая. Около Gillinge встречаются переходы в магнитно-железняковые породы, в которых руда сильно оттесняет другие минералы. Пальмгрен, который вновь изучал эти эвлизиты, считает их кристаллическими сланцами, но не высказывает определенного воззрения на их исходный материал.

Недавно подобные эвлизиты были найдены и подробно описаны Экерманном (Stockholm. Geolog. Fören. Förhandl. 1922, p. 203) из старых железных рудников Mansjön, Hälsingland (Швеция) и их окрестностей. Около Gymnasberg в железном руднике Woxna эвлизит прорывает в виде жилы древние породы и состоит только из фаялита, являясь зернистой фаялитовой породой. Эккерманн в общем приходит к убеждению, что эвлизит в Hälsingland является изверженной породой, лишь немного измененной динамометаморфизмом. Она обязана своим происхождением богатой водой галлоидоносной пегматитовой остаточной магме. Только фаялит является первичным магматическим минералом; все другие, как альмандин (анализ d), пироксен и амфибол, возникли под влиянием химических и метаморфических процессов в контакте с соседними породами — главным образом пегматитом, гарцбургитом и т. д.

Близко стоящей к эвлизитам является порода, которая образует около Collobrières (департамент Bar во Франции) пласты мощностью в 0,5 —1 *м* в слюдяном сланце. Магнетит и альмандин, оба в виде идиобластов, так же как и волокнистый грюнерит, залегают в массе, наполненной фаялитом, который может составлять половину всей массы породы. Лякруа называет ее *коллобриеритом* (Collobrierit). Анализы 1—7 на стр. 676 показывают, что эвлизит химически вполне соответствует пироксенитам, только MgO и CaO в последних замещены FeO и частью MnO. Этому отвечает высокий удельный вес, который иногда превышает 4. При разрушении из эвлизитов образуются железные руды.

§ 474. *Богатые марганцем кристаллические сланцы*, соответствующие аналогичному ряду, богатому железом, найдены были Фермором в районах центральной Индии Nárukot, Bálághát, Bhandára, Chindwára, Nágpur, так же как около Ihábua. Они являются породами очень разнообразного состава, которые, так же как и «кодуритовая серия» (§ 91), были открыты при разработках марганцевой руды и временно объединены под общим названием гондитовой серии («Gonditserie»). Сведения о них

	1	2	3	4	5	6	7	a	b	c	d	e	f
SiO_2	46,72	44,48	38,12	37,06	35,27	32,70	26,85	28,22	49,84	37,21	36,53	47,46	37,30
TiO_2	сл.	—	0,03	0,16	0,12	0,46	0,02	—	—	0,02	0,21	0,03	0,93
Al_2O_3 . . .	0,98	0,44	2,01	0,80	0,30	2,10	0,78	—	0,78	19,37	18,83	0,14	12,75
Fe_2O_3 . .	1,41	—	1,10	3,01	0,50	12,93	12,10	—	0,50	2,56	2,49	0,34	7,18
FeO	40,20	48,17	24,00	46,36	57,81	46,07	53,02	63,20	19,85	23,48	26,62	42,23	18,73
MnO . . .	0,32	0,54	20,29	5,01	0,21	0,11	4,36	5,19	3,66	11,04	10,05	3,88	1,42
MgO . . .	3,19	4,00	5,80	4,37	4,31	0,90	1,53	2,32	6,90	0,58	0,95	5,05	4,94
CaO	6,27	1,29	7,87	2,47	0,79	1,90	0,43	0,50	18,42	5,75	4,05	1,05	11,46
Na_2O . . .	0,22	0,09	0,11	0,37	0,10	0,65	0,21	—	—	—	—	—	0,96
K_2O	0,19	0,07	0,16	0,30	0,06	0,38	0,30	—	—	—	—	—	2,87
H_2O	—	0,47	0,18	0,20	0,21	0,75	0,20	—	0,35	0,15	0,20	0,07	1,22
P_2O_5	0,51	0,47	0,44	0,38	0,20	0,38	0,02	—	—	—	—	—	—
Σ	100,52	100,79	100,21	100,57	100,33	99,77	100,72	99,43	100,30	100,16	99,93	100,25	99,93
Уд. вес . .	3,895	3,915	3,92	4,212	4,283	—	4,3	—	—	4,115	4,109	—	—

1. Эвлизит, богатый железистым антофиллитом — Mansjön, Hälsingland, Швеция — с 0,51 S, следами CO_2.

2. Эвлизит, богатый антофиллитом и грюнеритом — Mansjön, железные рудники, Швеция — с 0,77 S.

3. Эвлизит — Stora Utterviks Hage, Tunaberg, Швеция — с 0,01 NiO, 0,09 S, следами BaO.

4. Эвлизит — Mansjön, Hälsingland, Швеция — с 0,08 Cr_2O_3.

5. Эвлизит — Hagermansdalen, Loberget, Швеция — с 0,45 S.

6. Коллобриерит — Collobrières, департамент Вар, Франция — с 0,19 Cl, 0,18 S, 0,07 гигроскопической воды.

7. Эвлизит — Gillinge, Tunaberg, Швеция — с 0,01 NiO, 0,89 S, следами BaO.

a. Фаялит из 7.

b. Диопсид (геденбергит) из 7.

c. Марганцевистый альмандин из 3.

d. Марганцевистый альмандин из эвлизита Mansjön.

e. Железистый антофиллит из 3.

f. Роговая обманка из 7.

до сих пор еще весьма неполные. (Ср. L. Leigh Fermor. The Manganese-Ore Deposits of India. Geological Survey of India, Bd. 37, 1909, и L. Hezner. Über manganreiche Schiefer Indiens. N. Jahrb. f. Mineral., 1919, S. 7.)

Типичный *гондит*, названный по имени племени гондов, представляет тонкозернистую, красновато-желтую породу, имеющую массивный вид и состоящую главным образом из спессартина и кварца, иногда с незначительным количеством апатита и рутила. Спессартин (анализ a на этой стр.) образует идиобласты, кварц — цемент, в котором они находятся; структура гранобластовая, подобная роговиковой. Анализы 1 и 2 относятся к таким гондитам из округа Chindwára.

Вместе с типичными гондитами встречаются такие породы, которые наряду с теми же минералами содержат также родонит и другие марганцевистые пироксены, так же как марганцевистые амфиболы, родохрозит, кальцит, волластонит, ортоклаз, микроклин, плагиоклаз, магнетит, браунит и т. д. Так возникают *родонитовые гондиты*, *амфиболовые гондиты*, *родохрозитовые гондиты*, *магнетитовые гондиты*, *ортоклазо-амфиболо-родонитовые гондиты* и т. д. *Апатитовые гондиты* богаты апатитом. Благодаря выпадению кварца образуются переходы к спессартиновым породам, родонитовым породам — коротко говоря, пестрый ряд пород, состоящих главным образом из богатых марганцем силикатов. Анализ содержащей браунит родонитово-спессартиновой породы см. под № 3.

Около Ihábua встречаются породы, которые приблизительно поровну состоят из синего марганцевистого амфибола (винхит), кварца, браунита и кальцита. Состав такой винхитовой породы — из винхита, карбоната и марганцевой руды — дает анализ 4; b — анализ винхита.

	1	2	3	4	a	b
SiO_2	62,30	60,45	44,91	25,17	35,31	55,64
TiO_2	0,43	0,46	сл.	сл.	—	—
Al_2O_3	9,55	12,36	2,54	2,10	8,19	1,08
Fe_2O_3	4,14	7,47	—	—	8,52	—
FeO	0,98	0,13	2,56	3,68	—	6,35
MnO	15,35	13,37	42,93	3,88	30,81	0,77
MgO	0,80	1,90	1,06	7,50	2,44	22,09
CaO	5,34	2,60	5,76	16,91	5,06	7,64
Na_2O	0,06	0,19	—	2,11	—	2,89
K_2O	0,27	0,03	—	0,37	—	0,98
H_2O+	0,42	0,20	0,32	1,32	—	2,95[1]
H_2O-	0,09	0,10	0,06	0,22	—	0,14
P_2O_5	0,43	0,68	—	—	—	—
Σ	100,16	99,96	100,14	100,77	100,00	100,53
Уд. вес	3,43	3,42	3,65	3,13	—	—

[1] Потеря при прокаливании.

1. Гондит — Wagora, округ Chindwára, Индия.
2. Гондит — там же — с 0,02 CuO, следами Cl.
3. Родонито-спессартиновая порода, содержащая браунит — Dewi, Chindwára.
4. Винхитовая порода — Kajlidongri, Ihábua, Индия — с 13,23 CO_2, 24,28 Mn_2O_3.
a. Спессартин из гондита, содержит 9,67 Mn_2O_3.
b. Винхит из винхитовой породы.

Кристаллические сланцы, в которых заключены рудные месторождения и гондитовые породы, содержат иногда также марганцевистые минералы, так что можно различать спессартиновые кварциты, пьемонтитовые филлиты, пьемонтитовые мраморы, родохрозитовые мраморы, пьемонтитовые кварциты и т. д.

Около Macskamezö в венгерском комитате Szolnok-Doboka встречаются годные для разработки марганцевые и железные руды в виде пластов в слюдяных сланцах; они сопровождаются силикатовыми массами, которые состоят главным образом из марганцевисто-железистого оливина (кнебелит-фаялит), спессартина, даннеморита, наряду с апатитом в переменном количестве. Насколько эти минеральные аггрегаты должны рассматриваться как кристаллические сланцы, т. е. как породы, является вопросом.

Породы ряда глинозема

§ 475. *Наждак представляет беспорядочно зернистую, часто также сланцеватую и плитчатую породу черного до черно-серого цвета, состоящая главным образом из тонкозернистого до плотного аггрегата неправильно угловатых зерен корунда, к которым, иногда в большом количестве, примешан магнетит или железный блеск.* По внешнему виду и высокому удельному весу, который колеблется между 3,7 и 4,3, и по содержанию магнетита или гематита наждаки напоминают железные руды, а твердость и нерастворимость в кислотах отличают их от последних. Сланцеватая текстура обусловлена слоистым расположением железной руды; порфиробластовая структура иногда возникает благодаря присутствию единичных более крупных и более или менее идиоморфных кристаллов корунда.

Наждак богат случайными примесями, но они редко получают большое значение. Различимы простым глазом сильно распространенный маргарит в виде белых блестящих листочков, реже хлоритоид в виде темнозеленых кружков. Только в микроскоп различимы плеонаст или герцинит, рутил в виде круглых и яйцевидных зерен или призматических кристаллов и двойников, турмалин в зернах, а также очень редкие ставролит, везувиан, дистен и диаспор. Мусковит образуется вторично из корунда. Иногда встречаются биотит и пирит, а также большое число других минералов.

Химический состав наждаков различных месторождений дают анализы 1 — 11 на стр. 679; сравнение с анализами a—b приведенных рядом бокситов указывает (в особенности после пересчета на безводное вещество) на то, каков был материнский материал. По Папавасилиу, давно известные месторождения наждака на острове Наксосе образуют жилы и пластовые жилы в мраморе, подчиненном слюдяным сланцам. Происхождение их он приписывает пневматолитическим процессам, исходящим от гранитов и пегматитов: «Пары и перегретая вода, пересыщенные Al и Fe и также вероятно содержавшие фтор, метасоматически воздействовали на известняк, причем возникали карбонаты Al и Fe, которые скоро переходили в форму окисей, чтобы в конце концов под метаморфическим воздействием на всю слоистую свиту принять современную форму наждака». Месторождения наждака вблизи города Milas при заливе Mendelia на юго-западе Малой Азии также связаны с мрамором, залегающим среди слюдяных сланцев, которые по своему виду имеют много общего с такими же месторождениями на Наксосе. Наждак представляет здесь плотную,

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	a	b	c	d
SiO_2	0,38	2,41	3,23	2,23	6,23	5,64	5,45	16,65	8,13	4,81	3,25	4,61	2,20	1,10	10,13
Al_2O_3	70,32	69,46	66,16	64,98	60,45	57,67	56,52	49,45	77,82	84,02	50,02	49,97	76,90	50,92	55,59
Fe_2O_3	22,62	19,08	24,27	25,35	26,72	33,36	34,65	18,43	8,62	9,63	44,11	19,87	0,10	15,70	6,08
FeO	—	—	3,48	—	0,81	—	—	4,61	—	—	—	—	—	—	—
MnO	—	—	0,25	—	0,80	—	—	0,13	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,27	—	0,38	0,19	0,18	0,83	0,43	1,08	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,35	2,81	1,62	1,35	0,11	0,43	0,90	0,23	1,80	—	—	0,58	—	—	—
H_2O	4,69[1]	5,47	0,37	3,09[1]	4,77	0,70	0,42	5,01[1]	3,11	—	—	24,54	15,80	28,60	28,99
Σ	101,34	99,23	99,76	101,47	100,07	100,09	100,25	100,57	99,48	98,46	97,38	99,57	99,00	99,52	100,79
Уд. вес	—	—	4,064	—	3,867	—	—	3,61	—	—	—	—	—	—	—

[1] Потеря при прокаливании.

1. Наждак — Наксос, Греция — с 2,56 TiO_2, 0,15 гигроскопической воды.
2. Наждак — там же.
3. Наждак — там же — со следами Cr_2O_3.
4. Наждак — там же — с 4,17 TiO_2, 0,11 гигроскопической воды.
5. Наждак — там же.
6. Наждак — Kremnó Naxos — 0,31 K_2O, 1,15 B_2O_3.
7. Наждак — Renidi, Naxos — с 0,60 Na_2O, 0,40 K_2O, 0,88 B_2O_3.
8. Наждак — Наксос — с 3,75 TiO_2, 0,19 Na_2O, 0,19 K_2O, 0,58 P_2O_5, 0,19 Cr_2O_3, 0,08 гигроскопической воды.
9. Наждак — Gumuch, Малая Азия.
10. Наждак — Chester, Массачузетс.
11. Наждак — там же.

a. Боксит — Garbenteich близ Giessen.

b. Боксит — Villeveyrac, Hérault, Франция — с 4,00 TiO_2.

c. Боксит — Vogelsberg — с 3,20TiO_2.

d. Боксит — Pulaski co., Арканзас.

похожую на роговик породу коричневато-красного цвета и состоит из корунда, железной руды, частью с хлоритоидом, диаспором и силлиманитом. У Bockau недалеко от Шварценберга в Рудных горах наждак образует пластообразную массу в филлите; около Chester в Массачузетсе он встречается вместе с тальком, хлоритом и роговообманковым сланцем.

§ 476. В этом месте лучше всего упомянуть об интересных с минералогической точки зрения *сапфириновых породах*. Около Fiskernäs в юго-западной Гренландии они образуют линзообразные залежи в гнейсе, который переходит в слюдяной сланец. Это среднезернистая и беспорядочно-зернистая смесь синего сапфирина с роговой обманкой, гедритом и буроватой слюдой, к которым примешаны в очень небольшом количестве кордиерит, анортит и корнерупин. В одном немного уклоняющемся типе амфиболовые минералы замещены бронзитом и плеонастом.

Также в лежачем боку сланцевой серии, богатой силлиманитом, шпинелью и гранатом, над чарнокитовыми породами в округе Vizagapatam президентства Мадрас в Индии были найдены и описаны Уокером и Коллинсом сапфириновые породы. Их сапфирин отличается от сапфирина Fiskernäs бо́льшим содержанием FeO и меньшим содержанием MgO. Наряду с сапфирином, как с преобладающей составной частью породы, содержатся железные руды и биотит; в сапфирине имеются включения шпинели и силлиманита. Сапфириновые породы из Val Codera в южной Chiavenna известны только в виде отдельных обломков. Таблицеобразный по (010) сапфирин сопровождается биотитом, ортоклазом, гранатом, бронзитом, кордиеритом, силлиманитом, кварцем и небольшим количеством плагиоклаза, которые и составляют породу в виде различных комбинаций; структура их роговиковая.

Анализ 1 дает состав индийского местонахождения, анализы a—g— отдельных составных частей. Генезис этой замечательной породы, у которой нет эквивалентов среди изверженных пород, неизвестен.

	1	a	b	c	d	e	f	g
SiO_2	35,90	12,33	14,56	55,04	46,18	46,79	30,90	0,23
Al_2O_3 . . .	32,91	65,29	60,49	3,35	21,78	15,36	46,79	70,05
FeO	9,16	0,65	7,65	5,71	2,77	2,38	—	9,86
MgO . . .	21,40	19,78	17,13	33,98	25,05	20,17	19,46	21,25
CaO	—	—	—	—	—	13,11	—	—
H_2O	0,60	0,31[1]	0,56[1]	1,78[1]	1,37	2,13[1]	1,30[1]	—
Σ	100,37	99,79	100,39	99,86	99,89	100,63	100,47	101,39
Уд. вес . .	3,27	3,486	3,542	3,205	3,100	3,064	3,273	—

[1] Потеря при прокаливании.

1. Сапфириновая порода — округ Vizagapatam, президентство Мадрас, Индия. Содержит 0,40 MnO; в FeO заключается также Fe_2O_3.
a. Сапфирин — Fiskernäs, Гренландия. Содержит 0,93 Fe_2O_3.
b. Сапфирин — округ Vizagapatam, Мадрас, Индия. В FeO заключается также Fe_2O_3.
c. Бронзит — Fiskernäs.
d. Гедрит — Fiskernäs. Содержит 0,44 Fe_2O_3, 2,30 щелочей.
e. Роговая обманка — Fiskernäs. Содержит 0,69 Cr_2O_3.
f. Корнерупин — Fiskernäs. Содержит 2,02 F_2O_3.
g. Плеонаст — Fiskernäs.

Добавления и исправления

(Ради полноты в эту главу введен главным образом целый ряд названий горных пород, из которых некоторые во всяком случае являются совершенно излишними и вряд ли укоренятся в литературе.)

К § 36. Лякруа разделяет изверженные породы в отношении количеств светлых и цветных составных частей на 5 групп: *

Гололейкократовые менее чем с 12,5 цветных минералов
Лейкократовые с 12,5 — 37,5% цветных минералов
Мезократовые с 37,5 — 62,5% цветных минералов
Меланократовые 62,5 — с 87,5% цветных минералов
Голомеланократовые более чем с 87,5% цветных минералов
(Compt. rend., 163, 1916, p. 177.)

К стр. 53. *Гетероморфными* Лякруа называет породы, которые при одном и том же химизме обладают различным минералогическим составом. (Compt. rend., 163, 1916, p. 177.)

К § 88. *Гельсинкит* (Helsinkit, от Helsinki — Гельсингфорс) представляет, по Лайтакари (Bull. Comm. Géol. Finlande, № 51, 1918), среднезернистую сиенитовую породу, которая состоит главным образом из альбита, красно-бурого эпидота, с подчиненными микроклином, кварцем, также биотитом и апатитом. Эпидот рассматривается как первичная составная часть; он образует частью кристаллы, частью радиально-лучистый аггрегат и по отношению к альбиту является аллотриоморфным, а по отношению к кварцу — идиоморфным. Анализ одного гельсинкита из Suursaari дает:

SiO_2	58,10
TiO_2	0,11
Al_2O_3	21,10
Fe_2O_3	3,07
FeO	0,21
MgO	0,88
CaO	7,12
Na_2O	7,71
K_2O	0,19
H_2O	0,95
Σ	99,44

* [Деление это едва ли может быть принято петрографом, так как прежде всего соединяет в себе совершенно несоединимые группы: стоит только представить себе «лейкократовый» гранит с 15, скажем, процентами биотита, чтобы совершенно отвергнуть такое предложение.]

Причину, почему большое количество извести связано в эпидоте, а не в анортитовой молекуле, автор разъясняет, в согласии с Эскола, допуская, что содержание воды в магме было относительно большим, а температура затвердевания низкой. Это допущение подтверждается жильным залеганием породы, сопровождаемой пегматитами, и частью ее ясным пегматитовым обликом.

К стр. 172. Порода из Breikvamsnaase (анализ 11), названная гиперстеновым диоритом, содержит, по Гольдшмидту, около 44% олигоклаз-андезина № 35, 12% микропертита + антипертита, 20% гиперстена, 14% авгита, 1% кварца. Она является переходным звеном между диоритом и мангеритом (ср. стр. 216).

[Никакого отношения к сиенитам — породам типично магматическим — эта кварцево - альбитово-эпидотовая порода гидротермального происхождения не имеет. Название «гельсинкит» совершенно излишне: мы бы потонули в океане различных терминов, если бы с подобными же основаниями относили всевозможные первичные или вторично замещенные жильные выполнения к новым породам. Для лиц, имевших дело с областями широкого развития поствулканических процессов, это, вероятно, представится совершенно несомненным.]

К § 166. Как *анабохитсит* (anabochitsit) Лякруа описал (Compt. rend., 159, 1914, p. 417) пироксен и перидотит с оливином, гиперстеном, роговой обманкой и приблизительно 30% ильменита + магнетита. Химический состав породы из Anabohitsy на Мадагаскаре:

SiO_2	35,80
TiO_2	10,00
Al_2O_3	7,10
Fe_2O_3	7,72
FeO	20,78
MgO	12,12
CaO	4,60
Na_2O	0,16
K_2O	0,81
H_2O^+	0,53
H_2O^-	0,22
P_2O_5	0,19
Σ	100,03

К стр. 231 — 232. Сообщены новые полные анализы (см. стр. 682) *арьегитов* (Compt. rend., 165, 1917, p. 381). В заключение Лякруа обозначены за лерциты (Lherzite) родственные породы, которые состоят только из бурой роговой обманки и биотита, небольшого количества ильменита и случайного граната и в которых таким образом отсутствуют пироксены. Далее приведен новый анализ авезакита (Avezakite).

К § 185. Холл называет *марундитами* (Transact. Geol. Soc. South. Afrika, 25, 1922, p. 43) светлосерые грубозернистые породы, которые распространены в области Leydsdorp в восточном Трансваале и которые в виде жил всегда прорывают пироксениты, горнблендиты и перидотиты. Они состоят главным образом из корунда и маргарита и содержат акцессорно биотит, плагиоклаз, апатит, турмалин, редко красный гранат или дистен. Корунд образует короткопризматические кристаллы, ограниченные шероховатыми плоскостями. Марундиты сопровождаются и частью переходят в андезино-корундовые породы *(плюмазиты)* и нормальные пегматиты, которые состоят только из полевого шпата и кварца. Нередко

переход бывает явственно зонарным — такого рода, что центральные части жил состоят из нормального пегматита, который, приближаясь к зальбандам, теряет кварц, получает корунд и в зальбандах переходит в марундит. Менее мощные жилы состоят сплошь из маргарита и корунда. Описанные впервые из Калифорнии Лаусоном (Bull. University California, 3, 1903) плюмазиты широко распространены в округе Zoutpansberg в северо-восточном Трансваале.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	49,44	46,00	45,14	44,50	42,30	41,78	41,10	40,76	37,52	30,50
TiO_2	0,40	3,50	0,40	0,10	4,60	0,90	4,60	5,40	5,30	7,40
Al_2O_3 . . .	10,86	14,49	12,94	16,84	13,71	16,22	15,91	14,67	12,47	5,46
Fe_2O_3 . . .	2,30	4,02	4,51	2,10	1,93	4,53	1,58	1,04	5,36	14,53
FeO	2,32	7,67	3,78	4,08	7,36	3,29	6,55	6,58	11,12	8,23
MgO . . .	18,97	9,72	14,97	19,25	12,47	24,66	14,36	15,62	10,48	6,50
CaO	13,90	11,34	16,40	11,04	12,94	7,44	10,70	11,30	13,10	17,50
Na_2O . . .	0,87	1,49	1,03	1,01	1,80	0,74	2,29	2,39	2,19	1,12
K_2O	0,10	0,51	0,15	0,20	1,07	0,15	1,85	1,24	1,31	0,80
H_2O^+ . . .	1,04	1,21	0,55	0,80	1,91	0,53	0,91	0,11	0,89	1,81
H_2O^- . . .	0,05	0,12	0,04		0,11	0,06	—	0,12	0,09	1,38
P_2O_5	0,05	0,07	0,05	сл.	0,05	сл.	0,07	0,08	0,52	4,55
Σ	100,30	100,14	100,04	99,92	100,25	100,30	100,28	100,58	100,35	100,43

1. Арьежит, нормальный тип — озеро Lherz.
2. Роговообманковый арьежит с гранатом — Escourgeat.
3. Арьежит, богатый гранатом — Pic de Géralde — с 0,08 MnO.
4. Арьежит, гранат, окруженный келифитом — Tuc d'Ess.
5. Арьежит, богатый гранатом, без шпинели — озеро Lherz.
6. Арьежит, богатый бронзитом — Moun Caou.
7. Лерцит с биотитом — Escourgeat — с 0,36 F.
8. Лерцит с гранатом — Lherz — с 0,27 F.
9. Лерцит — Argein.
10. Авезакит — Avezac-Prat — с 0,09 MnO, 0,34 F, 0,23 Cl.

Холл считает марундиты (название составлено из первых двух букв маргарита и следующих четырех — корунда) за магматические породы, магма которых была сильно пересыщена Al_2O_3. Пересыщение является вторичным, возникшим благодаря удалению SiO_2 и возможно также щелочей из первоначально нормальной пегматитовой магмы. Такое удаление могло произойти перед интрузией или после нее; в последнем случае прорванные пироксениты и перидотиты превращены в контакте в тальковые породы. Обстоятельства напоминают местонахождение корунда в Северной Каролине. В плюмазите пересыщение Al_2O_3 не столь значительно. К подобным же воззрениям на происхождение американских плюмазитов* приходит также Гордон (Desilicated granitic pegmatites. Proceed. Acad. Nat. Sci. of Philadelphia, 1921). Следующие анализы дают состав некоторых корундовых пород.

* [Гипотеза *десилификации*, т. е. превращения обыкновенных пегматитов в корундо-плагиоклазовые породы путем взаимодействия этих пегматитов с породами зальбандов, введена в науку Де-Тойтом, известным южно-африканским геологом. Эта гипотеза не выдерживает однако критики. См. в моих «Серпентинитах», а также статью Ларсена (Larsen, Esper E.) A Hydrothermal Origin of Corundum and. Albitite Bodies. Economic Geology XXIII (1928), p. 398 — 433.]

	1	2	3	4
SiO_2	15,80	22,20	31,45	45,90
TiO_2	0,30	0,10	0,10	0,05
Al_2O_3	62,05	62,90	55,15	41,40
Fe_2O_3	1,30	1,30	1,00	0,55
FeO	2,45	1,40	1,40	0,60
MgO	3,90	сл.	сл.	0,30
CaO	7,10	6,00	3,70	4,15
Na_2O	2,10	2,20	4,60	5,40
K_2O	0,10	1,10	0,80	0,60
Потеря при прокаливании . .	5,10	3,30	2,30	1,55
Σ	100,20	100,50	100,50	100,50

1. Марундит грубозернистый, состоит только из маргарита и корунда — Rainbow Camp, Трансвааль.
2. Марундит очень грубозернистый и богатый маргаритом, содержит немного биотита — Sudimani Spruit.
3. Марундит грубозернистый с биотитом, кислым плагиоклазом и местами с небольшим количеством граната — Rainbow Camp.
4. Плюмазит грубозернистый, состоит из олигоклаз-андезина и корунда — Bandolier Kop.

К § 185. Эмерсон (Am. Journ. Sci., 40, 1915, p. 212) назвал *нортфильдитом* (Northfieldit) очень богатую кварцем породу из Northfield в Массачузетсе, которая встречается вместе с гранито-гнейсом и местами в него переходит. Грубозернистые разновидности имеют вид жильного кварца или гнейсов, тонкозернистая имеет вид кварцита. Она рассматривается как первичный ультракислый продукт диференциации гранитной магмы. Под микроскопом она состоит из крупнозубчатых кварцевых зерен, небольшого количества мусковита, маленьких кристалликов турмалина и циркона, также местами небольшого количества актинолита, биотита и магнетита. Состав одной разновидности с Mt. Orient:

SiO_2	93,38
TiO_2	0,12
Al_2O_3	3,09
Fe_2O_3+FeO	0,72
MgO	0,43
CaO	0,34
Na_2O	0,50
K_2O	1,32
Σ	99,90

Повидимому, это пегматитовые шлиры и жилы в динамометаморфической фации.

К § 196. *Оуэниты* — Ouenite (Лякруа) — представляют собой тонкозернистые беербахиты, которые встречаются в перидотитах Новой Каледонии и соседнего острова Ouen. Они состоят из хромового диопсида и очень основного плагиоклаза с небольшим количеством оливина и бронзита (Comp. rend., 152, 1911, p. 816).

Анализ 1 — немного сланцеватой, 2 — сильно сланцеватой разновидности.

	1	2
SiO_2	46,81	48,30
Al_2O_3	19,25	19,41
Cr_2O_3	0,21	0,08
FeO	1,85	0,88
MgO	14,23	11,35
CaO	16,80	16,20
Na_2O	0,57	1,10
K_2O	0,13	0,27
Потеря при прокаливании	1,00	2,10
Σ	100,85	99,69

Бросается в глаза незначительное содержание железа при столь высоком количестве MgO и CaO. Количество Fe_2O_3 не приведено.

К стр. 286. *Редвитцитом* (Redwitzite) Вильман (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 71, 1919) называет грубо- до среднезернистых образования гранитовых лампрофиров, которые бывают обычно тонкозернистыми до плотных; они относятся к обыкновенным лампрофирам, как грубозернистые пегматиты к аплитам, и встречаются в окрестностях Redwitz в Верхнем Пфальце часто в сопровождении гранита.

К стр. 302 — 305. Боуэн описывает из Isle Cadieux около Монреаля альнёит, который содержит наряду с нормальным Mg-Fe-оливином много Ca-Mg-оливина (монтичеллит) и местами также мариалит. Остальными составными частями являются: биотит, авгит, мелилит, перовскит, апатит и титано-магнетит. Он называет эту породу *монтичеллитовым альнёитом* (анализ 1). В нем встречается в форме шлиров и неправильных участков несколько более грубозернистый тип породы, которая почти целиком состоит из биотита и мелилита (в виде таблиц величиной почти в 0,5 *мм*) — *мелилито-биотитовая порода* (анализ 2). Боуэн придерживается взгляда, что главная порода первоначально отвердела главным образом в виде смеси оливина и авгита; оба эти минерала при понижении температуры под влиянием богатой щелочами и бедной кремнекислотой магмы (возможно своей собственной остаточной магмы) отчасти изменились и при этом были замещены монтичеллитом, мелилитом, биотитом и перовскитом. Этот процесс состоит в десиликации. Последний остаток магмы был затем выжат и послужил, быть может, причиной образования жил, состоящих почти целиком из анальцима, как это обнаружено Эйдемсом на Mt. Royal около Монреаля (Канада). Боуэн говорит об этом случае следующее:

«Рассматривая замещение первоначальных минералов в альнёите, пришли к возможному заключению, что замещение произведено богатой нефелином жидкостью, которая проходила через частично затвердевшие участки породы, заполняя промежутки реакционными минералами, и выносила частью продукты реакции. Эти последние были представлены вероятно главным образом анальцимом, и быть может анальцимовые дайки окрестностей обязаны своим происхождением такой жидкости».

В общем он объясняет такой десиликацией присутствие в щелочных породах некоторых богатых известью и бедных кремнекислотой минералов, как мелилит, меланит, монтичеллит, везувиан, в противоположность другим петрографам, которые связывают это с ресорбцией богатых известью включений — ср. стр. 47. (N. L. Bowen. Genetic Features of Alnöitic rocks at Isle Cadieux, Quebec. Amer. Journ. Sci. 3, 1922).

	1	2
SiO_2	33,26	31,10
TiO_2	2,15	2,73
Al_2O_3	5,90	10,08
Fe_2O_3	5,30	3,64
FeO	6,54	3,35
MnO	0,15	0,09
MgO	26,41	12,25
CaO	14,47	22,77
Na_2O	1,23	1,95
K_2O	0,82	3,56
H_2O+	1,91	0,76
H_2O-	0,09	0,46
P_2O_5	0,76	2,01
CO_2	1,10	4,94
Σ	100,44	99,69

Шейман еще раз возвращается к описанным им польценитам (Polzenite) северной Чехии в их отношении к альнёитам с Isle Cadieux (Zur Genese alkalisch-lamprophyrischer Ganggesteine. Centr.-Bl. f. Min. 1922, S. 495). Прежде всего он твердо устанавливает, что монтичеллит (как он еще ранее предполагал) во многих польценитах обрастает оливин в параллельной к последнему ориентировке. Минерал, определенный ранее как гаюин, является отчасти гаюином, отчасти содалитом или лазуритом. В польценитах он различает более резко, чем ранее, два рода: *везеситы* (Vesecite, по местности Vesec-Světla) и *модлибовиты* (Modlibovite). Первые содержат монтичеллит, бедны слюдой (анализ 9 на стр. 343) и соответствуют монтичеллитовым альнёитам, последние — без монтичеллита и богаты слюдой (анализы 7 и 8 на стр. 304); их можно параллелизировать с мелилито-биотитовыми породами Боуэна. Конечным членом ряда везесит — модлибовит является бергалит (Bergalith) из Кайзерштуля (анализ 10 на стр. 304). Жилы района Polzen, принимавшиеся ранее за нефелиновые и нефелино-мелилитовые базальты, Шейман относит теперь к мончикитам, так же как и биотито-гаюиновые базальты (анализы 1 и 2 на стр. 438), названные *весселитами* (Wesselite).

Для объяснения присутствия монтичеллита и мелилита в польценитах Шейман обращает внимание на очень иногда богатое содержание кальцита в этих породах, а также на то обстоятельство, что они часто еще содержат «непереваренные» включения известняка. Кальцит, который ранее рассматривался только как продукт разрушения, в данное время считается частью, как в породах Альнё и области Фен (ср. стр. 235), продуктом магматического выделения и обусловлен (в противоположность воззрениям Боуэна) извлечением извести из этих включений.

Жильная порода из Luhe, названная *люхитом* (Luhit) и стоящая между польценитом и мончикитом, также богата магматическим кальцитом и служит переходом к дамкьерниту области Фен; это гаюино-мелилитовый дамкьернит. В самом дамкьерните образовался не мелилит, а только кальцит.

К стр. 343. Квенсель описывает очень богатый калием, слегка катакластически измененный ромбовый порфир (Bull. geol. Inst. Upsala, 16, 1919) из Tjäcktjavagge в горах Kebnekaise в Лапландии. Зонарные ромбовые полевые шпаты величиной в 1 — 2 *см* имеют пертитовое строе-

ние. Анализ породы дал (за вычетом незначительного количества инфильтрированного $CaCO_3$, анализ пересчитан на 100):

SiO_2	59,53
TiO_2	1,67
Al_2O_3	15,73
Fe_2O_3	7,70
FeO	0,23
MnO	0,20
MgO	0,09
BaO	0,16
CaO	1,33
Na_2O	2,95
K_2O	9,10
P_2O_5	0,92
S	0,03
H_2O	0,36
Σ	100,00

К стр. 347. В юго-западной Alberta (Канада) широко распространены щелочные породы, в том числе типичная анальцимовая порода, которую Мак-Кензи (Bull. 4 Geol. Surv. Kanada, 1914, p. 33, и Amer. Journ. Sci., 39, 1915, p. 571) по месту ее нахождения назвал *блайрморитом* (Blairmorit). В ней имеются анальцимовые фенокристы (211) величиной до 2 *см* наряду с редкими и мелкими санидином и меланитом. Темнозеленая основная масса, которая занимает приблизительно половину породы, состоит из 50% анальцима, наряду с эгирином, авгитом, свежим нефелином и санидином.

Состав следующий:

SiO_2	54,04	Na_2O	9,77
TiO_2	0,20	K_2O	2,26
Al_2O_3	18,86	H_2O	7,00
Fe_2O_3	3,30	CO_2	0,80
FeO	0,76		
MnO	0,08	Σ	100,09
MgO	0,70		
CaO	2,32	Уд. вес	2,39

Путем измерения получился состав: приблизительно 71,0% анальцима, 14,0% эгирин-авгита, 5,0% нефелина, 4,0% санидина, 1,0% меланита, 0,5% титанита, 1,0% гематита и 2,0% кальцита. Автор считает анальцим первичной составной частью и думает, что порода (найденная только в виде глыб в туфовидной брекчии) образовалась под водой (возможно на дне какого-нибудь моря). По своему химическому составу она, если не принимать во внимание высокого содержания воды, ближе всего стоит к нефелиновым сиенитам и нефелинитоидным фонолитам. Комбинация минералов санидин или альбит и нефелин заменяется здесь анальцимом. По минералогическому составу порода примыкает к лейкократовым лейцититам и относится к последним, как анальцимовые базальты к лейцитовым базальтам.

К стр. 365. На острове Mull (Шотландия) встречаются, по Редли и Эндерсон (Quart. Journ. Geol. Soc. London, 71, 1915), смоляные камни в форме пластовых жил, которые по минералогическому и химическому составу относятся к авгитовым андезитам и авгитовым порфиритам. Они содержат мелкие кристаллы и скелетоподобные формы роста андезин-лабрадора и желто-зеленого пироксена (с очень малым углом оптических осей и косым погасанием в 45°), который, судя по анализу а, является клиногиперстеном. Жилы обычно обладают стекловатым центром и каменистыми зальбандами — явление, которое, как в фельзитовых смоляных камнях Саксонии и Аррана, объясняется вторичным расстекловыванием в зальбандах. Породы названы (по району Glen Leidle) *лейдлеитами* (Leidleïte). *Иннинморитьі* (Inninmorite) отличаются от них наличием включений плагиоклаза и пироксена величиной до 4 *см*.

Подобные встречающиеся в виде жил породы с островов Clyde (Great Cumbran) были описаны Тиреллем (Geol. Magaz., 4, 1917) как *кумбраиты* (Cumbraite). В них имеются фенокристы анортита в основной массе из лабрадора, авгита и большого количества стекла.

	1	2	3	4	a
SiO_2	61,69	59,21	62,37	60,46	49,72
TiO_2	1,00	1,06	1,06	0,68	0,85
Al_2O_3 . . .	14,43	14,06	12,04	14,85	0,90
Fe_2O_3 . . .	1,23	2,66	1,87	1,14	1,72
FeO	5,86	4,87	5,81	5,82	27,77
MnO . . .	0,30	0,24	0,24	0,10	0,98
MgO . . .	2,81	3,71	0,97	1,46	12,69
CaO	4,97	5,95	3,51	8,19	3,80
Na_2O . . .	3,20	2,06	3,47	3,27	0,23
K_2O . . .	1,72	2,83	2,34	2,20	0,12
H_2O^+ . . .	2,36	1,54	5,54	2,05	1,27
H_2O^- . . .	0,25	2,05	0,44	—	0,08
P_2O_5	0,24	0,20	0,30	0,05	—
Σ	100,12	100,47	100,03	100,27	100,13

1. Лейдлеит стекловатый — Pennyghael, Mull — с 0,04 BaO, 0,02 Cl.
2. Лейдлеит каменистый — из той же пластовой жилы — с 0,03 BaO.
3. Иннинморит стекловатый — Tòm a' Choilich, Mull — с 0,07 BaO.
4. Кумбраит — Great Cumbran, Firth of Clyde.
a. Клиногиперстен из иннинморита — со следами Li_2O.

К стр. 374. Содержащие гаюин щелочные андезиты Оверни недавно названы Лякруа *орданшитами* (Ordanchite, по Banne d'Ordanche—см. C. rend., 164, 1917, p. 581). Они состоят из андезина, гаюина, авгита, более или менее сильно ресорбированной роговой обманки, реже небольшого количества оливина и акцессорных титанита, апатита и титаномагнетита. (Похожие, несколько более богатые щелочами породы с Таити (Южный океан) названы *таититами* — Tahitite). Среди их эндогенных включений характера глубинных пород встречаются типы, содержащие до 60% битовнита и гаюина (*мареугиты* — Mareugite), гаюиновые эссекситы и сильно меланократовые разности, как, напр., *гаюиновые горнблендиты* анализа 8.

Анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	54,51	52,55	51,60	49,52	55,21	40,51	38,20	35,36
TiO_2	1,17	1,93	2,20	3,30	1,09	3,07	4,00	6,40
Al_2O_3 . . .	20,40	17,35	20,20	17,19	21,70	20,40	18,75	12,06
Fe_2O_3 . . .	1,63	1,05	2,92	2,08	2,98	5,24	9,44	10,36
FeO	3,17	5,20	4,27	5,15	1,82	6,90	4,37	4,57
MgO . . .	1,95	3,75	2,23	2,12	1,80	5,38	5,17	10,58
CaO	4,55	7,45	7,20	8,40	5,25	12,40	14,14	15,60
Na_2O . . .	5,85	6,65	5,85	7,15	5,11	2,95	1,83	1,41
K_2O	4,30	2,86	3,15	3,85	3,12	0,70	0,77	0,65
H_2O^+ . . .	2,25	0,75	0,31	0,50	2,25	2,50	2,18	1,48
H_2O^- . . .							0,49	1,09
P_2O_5	0,04	0,24	0,28	0,28	0,38	0,29	0,40	0,45
Σ	100,19	100,14	100,54	100,10	100,71	100,62	100,06	100,29

1. Орданшит — Falgoux, Cantal — с 0,10 Cl, 0,27 SO_3.
2. Орданшит — Laqueuille — с 0,26 Cl, 0,10 SO_3.
3. Орданшит — Mareuges — с 0,16 Cl, 0,17 SO_3.
4. Таитит — Papenoo, Таити — с 0,43 Cl, 0,13 SO_3.
5. Гаюиновый эссексит — озеро Guéry.
6. Мареугит — Col du Train — с 0,13 Cl, 0,15 SO_3.
7. Мареугит — Mareuges — с 0,11 Cl, 0,21 SO_3.
8. Гаюиновый горнблендит — Mareuges — с 0,10 Cl, 0,18 SO_3.

К стр. 388. Лякруа (Compt. rend., 163, 1916, p. 177) называет *анкарамитами* (Ankaramite) — по местности на Мадагаскаре — меланократовые, очень богатые пироксеном полевошпатовые базальты. Анкарамит из Iconi на Коморских островах обладает составом:

SiO_2	45,84
TiO_2	3,00
Al_2O_3	7,45
Fe_2O_3	1,66
FeO	9,64
MgO	16,76
CaO	12,64
Na_2O	1,38
K_2O	0,99
H_2O^+	0,32
H_2O^-	0,10
P_2O_5	0,42
Σ	100,20

К стр. 416. В Шотландии известны сложные пластообразные жилы (sills), в которых центральная часть состоит из пикрита, а зальбанды из тешенита. В одной такой жиле около Lugar Ayrshire центральный пикрит пронизан по жилам и жилочкам более молодой породой, которую Тирелл (Quart. Journ. Geol. Soc. London. Bd. 72, 1916, p. 84) назвал *люгаритом* (Lugarit). В серо-зеленой основной массе видны длинные призмы баркевикита, достигающие 7 *см*, более мелкие включения титан-авгита и иногда белые таблицы полевого шпата. Под микроскопом встречаются еще очень скудные оливин и биотит и в большем количестве ильменит и апатит. Поле-

вой шпат (в ядре лабрадор № 66, по краям олигоклаз) сильно корродирован и переходит в анальцим. Основная масса состоит главным образом из анальцима с небольшим количеством сомнительного нефелина и продуктов его разрушения. В главной массе люгарита баркевикит и титан-авгит представлены приблизительно в одинаковом количестве; в тонких жилках титан-авгит отсутствует. Определенный по методу Розиваля состав главной массы породы таков: 10,5% плагиоклаза, 42,5% анальцима и нефелина, 21,7% титан-авгита, 17,2% баркевикита, 5,0% ильменита и 3,1% апатита. Анализ дал:

SiO_2	46,29	CaO	5,82
TiO_2	2,37	Na_2O	8,69
Al_2O_3	17,47	K_2O	1,47
Fe_2O_3	2,24	H_2O^+	5,12
FeO	7,07	H_2O^-	0,69
MnO	0,28	P_2O_5	0,70
MgO	2,10		
BaO	0,09	Σ	100,40

Анализ показывает большое сходство с анализом тешенита из Минусинска (анализ 9 на стр. 417), только содержание щелочей является более высоким и соотношение их другое.

К стр. 419. По Лякруа (Compt. rend., 165, 1917, p. 481) лавы Соммы более богаты CaO и более бедны K_2O, чем лавы Везувия. Первые он называет *оттайянитами* (Ottajanite), последние — *везувитами* (Vesuvite). Анализы оттайянитов:

	1	2	3	4
SiO_2	50,10	48,46	47,61	45,60
TiO_2	1,60	1,40	1,26	1,80
Al_2O_3	17,46	16,59	16,12	16,38
Fe_2O_3	3,20	3,83	0,91	4,75
FeO	4,70	4,95	6,22	4,78
MgO	4,35	5,41	7,27	3,27
CaO	10,34	10,74	12,45	17,40
Na_2O	2,04	1,80	1,76	1,69
K_2O	5,66	4,85	4,75	3,93
H_2O^+	0,32	0,58	1,50	0,12
H_2O^-	0,08	0,81		0,04
P_2O_5	0,32	0,68	0,38	0,41
Σ	100,23	100,20	100,23	100,26

1. Оттайянит, содержащий включения лейцита — Pta. di Nasone — с 0,06 BaO.
2. Оттайянит — Ottajano — со следами BaO, 0,10 CO_2.
3. Оттайянит долеритовый.
4. Оттайянит, богатый авгитом, без оливина — с 0,09 BaO. (Ср. анализы Везувия 8 и 9 на стр. 421.)

К стр. 420. Среди чрезвычайно разнообразного состава зернистых глыб изверженных пород, которые описаны Лякруа с Соммы (Compt. rend. 165, 1917, pp. 205 и 1029), особенно интересны те, которые он называет *лейцитовыми сиенитами*, *лейцитовыми шонкинитами* и *миссуритами*. Подобные породы находятся также на вулканах Лациума, потоки которых состоят из лейцитита. Следующие анализы относятся к таким породам:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	54,62	50,10	46,80	46,10	45,35	50,50	49,15	45,90	45,68	40,80
TiO_2	сл.	0.98	1.11	1,20	1,59	0,53	1,34	1,61	3,40	2,40
Al_2O_3	22.85	18,10	19,10	20,64	9,46	16,40	13,00	14,12	12,15	14,85
Fe_2O_3	1,51	3,00	2,90	4,21	3,32	2,12	1,88	2,75	3,78	4,09
FeO	1,08	4,23	2,89	2,09	4,51	1,44	3,42	4,50	5,47	5,14
MgO	0,36	3,54	2,20	1,76	11,45	3,85	7,85	9,10	7,63	12,52
CaO	3,00	6,85	8,30	8,62	17,70	10,64	13,40	12,95	13,20	9,90
Na_2O	5,25	3,42	2,50	2,75	1,95	1,10	1,05	1,41	1,84	1,51
K_2O	11,19	9,25	10,80	9,32	3,10	11,20	6,38	6,75	6,30	7,08
H_2O^+, H_2O^-	0,36	0,35	3,00	1,52; 0,68	1,10	2,23	2,37	0,65	0,08	0,47; 0,34
P_2O_5	0,10	сл.	0,30	0,23	0,10	0,49	0,23	0,18	0,75	0,79
Σ	100,32	99,82	100,26	100,06	100,03	100,50	100,55	100,22	100,28	100,40

1. Лейцитовый сиенит — Monte Somma.
2. Лейцитовый сиенит — Monte Somma — с 0,01 Cl.
3. Лейцитовый сиенит — Ariccia, Альбанские горы — с 0,08 Cl, 0,23 SO_3, 0,15 F.
4. Лейцитовый сиенит — Albano — с 0,18 Cl, 0,13 SO_3, 0,63 F.
5. Лейцитовый шонкинит — Monte Somma — с 0,40 F.
6. Миссурит лейкократовый — Albano.
7. Миссурит мезократовый — Nemi, Альбанские горы — с 0,48 F.
8. Миссурит, богатый авгитом — Albano — с 0,05 Cl, 0,25 F.
9. Миссурит — Monte Somma.
10. Миссурит очень богатый слюдой — Monte Albano — с 0,09 Cl, 0,42 F.

Весбитами (Vesbite — по Vesbius-Везувий) Вашингтон (Amer. Journ. Sci., 50, 1920, p. 33) называет выбросы Соммы, которые согласно анализу состоят приблизительно из 60% лейцита, 18% мелилита, 20% авгита и 2% магнетита. Анализ дал:

SiO_2	45,49	Na_2O	1,66
TiO_2	0,13	K_2O	11,44
Al_2O_3	17,66	H_2O^+	0,93
Fe_2O_3	0,81	H_2O^-	0,05
FeO	1,45	P_2O_5	0,16
MnO	сл.	Cl	0,03
MgO	4,27	Σ	100,80
CaO	16,72		

К стр. 426. Данные относительно наиболее богатой кали породы (см. § 290) следует изменить согласно нижеследующему добавлению.

Под названием *италит* (italite) Вашингтон (Amer. Journ. Sci., 50, 1920, p. 33) описывает породу из San Carlo в Rocca Monfina, которая образует вероятно небольшой лавовый поток (порода собрана не самим автором). При желтоватом до почти белого цвете она состоит почти целиком из зерен лейцита в 3 — 5 *мм* в поперечнике, со скудным количеством светлосерого стекла, которое только частично цементирует лейцит, так что получается пористая текстура и порода может быть растерта даже между пальцами. Под микроскопом лейцит оказывается очень свежим и сильно сдвойникованным. Случайными примесями являются: эгирин-авгит, богатый титаном (8—9% TiO_2), меланит, небольшое количество биотита, апатит и магнетит. Минералогический состав представлен приблизительно 90% лейцита, 4% эгирин-авгита, 1,5% меланита, 0,5% биотита, апатита и магнетита; остаток 4% является стеклом. Анализ дал:

SiO_2	51,02	Na_2O	1,67
TiO_2	0,57	K_2O	17,94
ZrO_2	0,06	H_2O^+	0.82
Al_2O_3	22,21	H_2O^-	0.11
Fe_2O_3	1,48	P_2O_5	0,02
FeO	0,57	SO_3	0,76
MnO	0,01	Cl	0,08
MgO	0,14	BaO	0,20
CaO	2,31	Σ	99,97

Наряду с этим имеются следы $(Ce,Y)_2O_3$.

Это наиболее богатая кали из известных в настоящее время пород.

К стр. 436. *Анкаратритами* (Ankaratrite) Лякруа называет меланократовые конечные члены нефелиновых базальтов (название дано по местонахождению на Мадагаскаре). Они содержат частью мелилит и переходят в лимбургитовые типы. Анкаратрит из Mahanoro обладает следующим химическим составом:

SiO_2	39,07	Na_2O	1,96
TiO_2	3,21	K_2O	1,54
Al_2O_3	7,93	H_2O^+	0,85
Fe_2O_3	4,53	H_2O^-	0.19
FeO	7,83	P_2O_5	1,14
MgO	17.82	Σ	100,26
CaO	14,25		

К стр. 571. Что осадочные породы могут обладать составом изверженных пород, показывает нижеследующий пример: анализ 1 дает, по Кольдерупу (C. F. Kolderup. Kvamhestens devonfelt. Bergens Museums Aarbok, 1920 — 21, № 4), состав серо-зеленого, содержащего полевой шпат девонского песчаника (с хлоритом, эпидотом и мусковитом) с горы Bleien у фьорда Förde (Норвегия); анализ 2 дает состав кварцевого монцонита с южной стороны Mulatto около Predazzo в Тироле (содержит 0,38 ZrO_2; ср. стр. 147).

	1	2		1	2
SiO_2	59,96	58,38	CaO	5,32	4,57
TiO_2	0,59	1,01	Na_2O	5,00	3,98
Al_2O_3	16,52	16,24	K_2O	2,82	5,36
Fe_2O_3	2,37	1,63	H_2O^+	1,27	0,89
FeO	3,20	4,85	H_2O^-	0,15	—
MnO	0,09	0.18	P_2O_5	0,24	0,20
MgO	2,47	2,41	Σ	100,00	100,08

Состав обеих пород одинаков при незначительном различии в содержании кали и соотношении щелочей. Для анализа 1 пересчет дает формулу $s_{66,5}, a_{9,5}, c_{4,5}, f_{16}$. Песчаник из фьорда Förde мог бы поэтому быть причислен к типу Bingham (таблица II в конце книги).

К стр. 673. По Хольмквисту (Geol. Fören. Förhandl., 1913), структура и текстура железных руд, залегающих в зоне кристаллических сланцев Швеции, говорит частью за контактово-метаморфическое, частью за динамометаморфическое происхождение. Кристаллизационную сланцеватость и гнейсовидную структуру обнаруживают руды Гелливары, Гренгесберга, Норберга (частью), Ramsta, Förola и др.

Таблица I

Группа различных типов гранитов и кварцевых диоритов

a =	c = 0 — 0,5	c = 1 — 2	c = 3 — 4	c = 5 — 6	c = 7 — 8	c = 9 — 10
27—25	Cape Ann $s_{82}a_{26}c_{0,5}f_{3,5}$					
24—22		Milford $s_{82,5}a_{24}c_{2}f_{4}$	Unterer Meineckenberg $s_{82,5}a_{23}c_{3,5}f_{3,5}$	Lier $s_{82,5}a_{23,5}c_{5}f_{1,5}$		
21—19	Quincy $s_{80}a_{20,5}c_{0}f_{9,5}$	Elk Peak $s_{81}a_{20,5}c_{2}f_{7,5}$	Big Timber Creek $s_{80,5}a_{20}c_{3,5}f_{6,5}$	Sogneskollen $s_{78}a_{19,5}c_{5}f_{5,5}$		
18—16	Drammen $s_{80}a_{18}c_{0,5}f_{11,5}$	Uthammar $s_{80}a_{17}c_{2}f_{11}$	Alby $s_{79}a_{17,5}c_{3,5}f_{9}$	Pelham $s_{80}a_{17,5}c_{5,5}f_{7}$	Mill Creek $s_{80}a_{18}c_{7}f_{5}$	
15—13		Klondyke $s_{76,5}a_{14}c_{2}f_{14}$	Rödklöv $s_{76,5}a_{14}c_{3,5}f_{12,5}$	Huyseburger Häu $s_{76}a_{14}c_{5,5}f_{10,5}$	Bremanger $s_{76,5}a_{14,5}c_{7,5}f_{8}$	Bald Mt. $s_{76,5}a_{14}c_{9}f_{7}$
12—10		Svartbergsviken $s_{75,5}a_{11}c_{2}f_{17}$	Knudsbakke $s_{73}a_{11}c_{4}f_{15}$	Lana $s_{74}a_{11,5}c_{5,5}f_{13}$	Doberschütz $s_{73}a_{11}c_{7,5}f_{11,5}$	
9—7		Reichenstein $s_{69}a_{8}c_{2}f_{20}$	Haut du Faite $s_{69}a_{8,5}c_{4,5}f_{17}$	Mt. Stuart $s_{70}a_{8,5}c_{6}f_{15,5}$	Vaskö $s_{71}a_{8}c_{7,5}f_{13,5}$	Chowchilla $s_{69,5}a_{7,5}c_{9,5}f_{13}$

Таблица II

Группа различных типов кварцсодержащих и бескварцевых сиенитов и диоритов (с переходами к габбро и анортозитам)

a =	c = 0 — 0,5	c = 1 — 2	c = 3 — 4	c = 5 — 6	c = 7 — 8	c = 9 — 10	c = 11 — 12	c = 13 — 14
24—22	Jonsskardelv $s_{74}a_{22}c_{0}f_{8}$	Broängen $s_{72}a_{24}c_{2,5}f_{2,5}$						
21—19	Tonsenäs $s_{72,5}a_{20,5}c_{0}f_{9,5}$	Salem neck $s_{72,5}a_{20}c_{1,5}f_{8,5}$	Highwood Peak $s_{73}a_{19}c_{3,5}f_{7,5}$					
18—16	Seglinge $s_{70}a_{17}c_{0}f_{13}$	Rossland $s_{69,5}a_{17,5}c_{1,5}f_{11}$	Ullernäs $s_{69,5}a_{16,5}c_{4}f_{9,5}$	Loon Lake $s_{69,5}a_{16,5}c_{5}f_{8,5}$				
15—13	Cabo Frio $s_{68}a_{14,5}c_{0}f_{15,5}$	Bradyville $s_{66,5}a_{14}c_{2}f_{14}$	Mt. Johnson $s_{67,5}a_{14}c_{4}f_{12}$	Tupper Lake $s_{67}a_{13}c_{8}f_{11}$	Tönsberg $s_{66}a_{13}c_{7}f_{10}$			
12—10	Peninsula $s_{66,5}a_{11,5}c_{0}f_{18,5}$	Piz Giuf $s_{66,5}a_{11}c_{2}f_{17}$	Plauenscher Grund $s_{66,5}a_{11}c_{4}f_{15}$	Mt. Ascutney $s_{66,5}a_{11,5}c_{6}f_{12,5}$	Frederiksvärn $s_{65,5}a_{12,5}c_{8}f_{9,5}$			
9—7		Tábor $s_{64,5}a_{8,5}c_{1,5}f_{20}$	Bingham $s_{64}a_{8,5}c_{4}f_{17,5}$	Csiklovabanya $s_{64,5}a_{8}c_{6}f_{16}$	Bodega $s_{64,5}a_{7,5}c_{7,5}f_{15}$			
6—5		Mulatto $s_{59}a_{6,5}c_{2,5}f_{21}$	Montrose Point $s_{60}a_{5,5}c_{4}f_{20,5}$	Gröba $s_{60,5}a_{5,5}c_{6}f_{18,5}$	Red Mt. $s_{61,5}a_{6}c_{7,5}f_{16,5}$	Rekefjord $s_{61,5}a_{5,5}c_{9}f_{15,5}$	Whiteface $s_{60,5}a_{6}c_{11,5}f_{12,5}$	
4—3			Garabal Hill $s_{57,5}a_{4}c_{4}f_{22}$	Hippeln $s_{58}a_{4}c_{5,5}f_{20,5}$	Stony Mt. $s_{58}a_{4}c_{7,5}f_{18,5}$	Neurode $s_{58}a_{4,5}c_{9,5}f_{16}$		Oberkainsbach $s_{57}a_{4}c_{13}f_{13}$

Таблица III

Кислая группа различных типов эссекситов, пироксенитов и перидотитов

a =	c = 0 0,5	c = 1 — 2	c = 3 — 4	c = 5 — 6	c = 7 — 8	c = 9 — 10	c = 11 — 12	c = 3 — 14
12—10	Kringlerne $S_{60}a_{11}c_{9}f_{19}$	Palisade Butte $S_{61}a_{11,5}c_{2}f_{16,5}$	Nosy Komba $S_{60}a_{11}c_{4}f_{15}$	Pik Maros $S_{60}a_{10,5}c_{5}f_{14,5}$	St. Hilaire $S_{58,5}a_{10}c_{8}f_{12}$			
9—7	Lyseböfjord $S_{57}a_{9,5}c_{0}f_{20,5}$	Grosspriesen $S_{56,5}a_{7,5}c_{2,5}f_{20}$	Rongstock $S_{56,5}a_{8}c_{3,5}f_{18,5}$	Jangoa $S_{56,5}a_{8}c_{5,5}f_{16,5}$				
6—5	Skonking Sag $S_{53,5}a_{9}c_{9,5}f_{23,5}$	Davis Creek $S_{55,5}a_{6}c_{1,5}f_{22,5}$	Dignaes $S_{55}a_{6}c_{4}f_{20}$	Alemania $S_{54}a_{5,5}c_{5,5}f_{19}$	Wallbach $S_{53}a_{5}c_{7}f_{18}$			
4—3	Beaver Creek $S_{52,5}a_{4,5}c_{0}f_{25,5}$	Yogo Peak $S_{51}a_{3,5}c_{2}f_{24,5}$	Gerstenberg $S_{52,5}a_{3,5}c_{4}f_{22,5}$	Malgola $S_{52,5}a_{4}c_{5,5}f_{20,5}$	Leprese $S_{53,5}a_{3,5}c_{7,5}f_{12}$		Richterhof $S_{53,5}a_{3,5}c_{11}f_{15,5}$	
2—1		Brandberget $S_{50,5}a_{1,5}c_{2}f_{26,5}$	Emerald mine $S_{50}a_{2}c_{3,5}f_{24,5}$	Kunstmannstal $S_{50,5}a_{2}c_{6}f_{22}$	Bast $S_{50,5}a_{2}c_{7,5}f_{20,5}$	Birch Lake $S_{51,5}a_{1}c_{9,5}f_{18,5}$	Phoenix Reservoir $S_{51}a_{1,5}c_{11}f_{17,5}$	Ransko $S_{51,5}a_{1,5}c_{13}f_{15,5}$
0,5—0	Webster $S_{49}a_{0}c_{0,5}f_{29,5}$	Radautal $S_{48}a_{0,5}c_{1,5}f_{28}$	Orange Grove $S_{47,5}a_{0,5}c_{3,5}f_{26}$		Wetheredville $S_{47}a_{0,5}c_{8}f_{21,5}$			

Таблица IV

Промежуточная группа различных типов эссекситов, пироксенитов и перидотитов

a =	c = 0 — 0,5	c = 1 — 2	c = 3 — 4	c = 5 — 6	c = 7 — 8
2—1	Narsak $s_{44}a_2c_0f_{28}$	Yamaska $s_{45}a_1c_2f_{27}$	Schöllshitz $s_{46}a_2c_{3,5}f_{24,5}$	Escourgeat $s_{44,5}a_1c_6f_{23}$	Rougemont $s_{44}a_1c_{7,5}f_{21,5}$
0,5—0	Захаровка $s_{42,5}a_0c_{0,5}f_{29,5}$	Косвинский Камень $s_{42}a_{0,5}c_{1,5}f_{28}$		Lherz $s_{42}a_{0,5}c_5f_{24,5}$	

Таблица V

Основная группа различных типов эссекситов, пироксенитов и перидотитов

a =	c = 0 — 0,5	c = 1 — 2	c = 3 — 4	c = 5 — 6	
2—1		Kaltes Tal $s_{41}a_{1,5}c_1f_{27,5}$	Tswettli-bor $s_{39}a_{1,5}c_{3,5}f_{25}$		
0,5—0	Dun Mts $s_{35,5}a_0c_0f_{30}$	Gorduno $s_{38}a_{0,5}c_1f_{28,5}$	Avezac-Prat $s_{37,5}a_{0,5}c_{3,5}f_{26}$	Острая сопка $s_{37,5}a_{0,5}c_6f_{23,5}$	

Таблица VI

Группа различных типов нефелиновых сиенитов

a =	c=0—0,5	c = 1 — 2	c = 3 — 4	
27—25	Мариуполь $S_{67,5}a_{26,5}c_0f_{3,5}$			
24—22	Kangerd-luarsuk $S_{66}a_{23,5}c_0f_{6,5}$	Tamara $S_{68}a_{23}c_2f_5$		
21—19	Pollen $S_{65,5}a_{29}c_0f_{10}$	Fotaba $S_{65,5}a_{20,5}c_{1,5}f_8$	Pik Maros $S_{66}a_{21}c_3f_6$	
18—16	Pilandsberg $S_{63,5}a_{17,5}c_{0,5}f_{12}$	Poutelitschorr $S_{65}a_{17,5}c_2f_{10,5}$	Bratholmen $S_{65}a_{17,5}c_3f_{9,5}$	
15—13		Löve $S_{63}a_{14}c_2f_{14}$		

Группа различных типов шонкинитов и тералитов

a =	c = 0 — 0,5	c = 1 — 2	c = 3 — 4	
12—10	Magnet Cove $S_{52,5}a_{11,5}c_{0,5}f_{18}$			
9—7	Katzenbuckel $S_{50,5}a_{7,5}c_0f_{22,5}$		Sagen $S_{51,5}a_7c_{3,5}f_{19,5}$	
6—5		Flurhübl $S_{49}a_6c_1f_{23}$	Gordons Butte $S_{50}a_{5,5}c_{2,5}f_{21}$	

Таблица VII

Группы различных типов бесполевошпатовых сильнощелочных пород

a) Нефелиновые породы

a =	c = 0 — 0,5	c = 1 — 2	c = 3 — 4
27—25	Луйяв-Урт $S_{54,5}a_{25,5}c_{0}f_{4,5}$		
24—22		Craigmont $S_{51}a_{23,5}c_{1}f_{5,5}$	
21—19			
18—16	Jivaara I $S_{50,5}a_{18}c_{0}f_{12}$		
15—13			
12—10	Jivaara II $S_{49,5}a_{10,5}c_{0,5}f_{19}$		
9—7			
6—5		Ice River $S_{46}a_{5,5}c_{2}f_{22,5}$	
4—3		North Beaver Creek $S_{45}a_{4,5}c_{1}f_{24,5}$	Bekinkina $S_{46,5}a_{3}c_{3,5}f_{23,5}$

b) Лейцитовые породы

a =	c = 1 — 2
9—7	Arnoux $S_{58}a_{7}c_{1}f_{22}$
6—5	
4—3	Shonkin Creek $S_{48}a_{3}c_{1}f_{26}$

c) Горнблендиты

a =	c = 0 — 0,5
6—5	Alter Pedroso $S_{58}a_{6,5}c_{0}f_{23,5}$

Таблица VIII

Группа различных типов анортозитов

a =	c = 9 — 10	c = 11 — 12	c = 13 — 14	c = 15 — 16	c = 17 — 18	e = 19 — 20	c = 21 — 22
15—13	Presten $S_{72}a_{15}c_{9}f_{6}$						
12—10				Fosse $S_{65}a_{11}c_{15,5}f_{8,5}$	Rawdou $S_{63,5}a_{11,5}c_{17}f_{1,5}$		
9—7				Ekersund $S_{56,5}a_{7,5}c_{15,5}f_{7}$	Nain $S_{61}a_{8}c_{17,5}f_{4,5}$	Carlton Peak $S_{57,5}a_{7}c_{19,5}f_{3,5}$	
6—5			Altona $S_{58,5}a_{5,5}c_{13,5}f_{11}$				
4—3			Espedalen $S_{57,5}a_{3,5}c_{14}f_{12,5}$				Beaver Bay $S_{54,5}a_{3,5}c_{21,5}f_{5}$
2—1				Sopot $S_{49,5}a_{1,5}c_{16}f_{12,5}$	Seine River $S_{51,5}a_{2,5}c_{18}f_{9,5}$	Burnt Head $S_{52}a_{2}c_{19,5}f_{8,5}$	

Диаграмма I

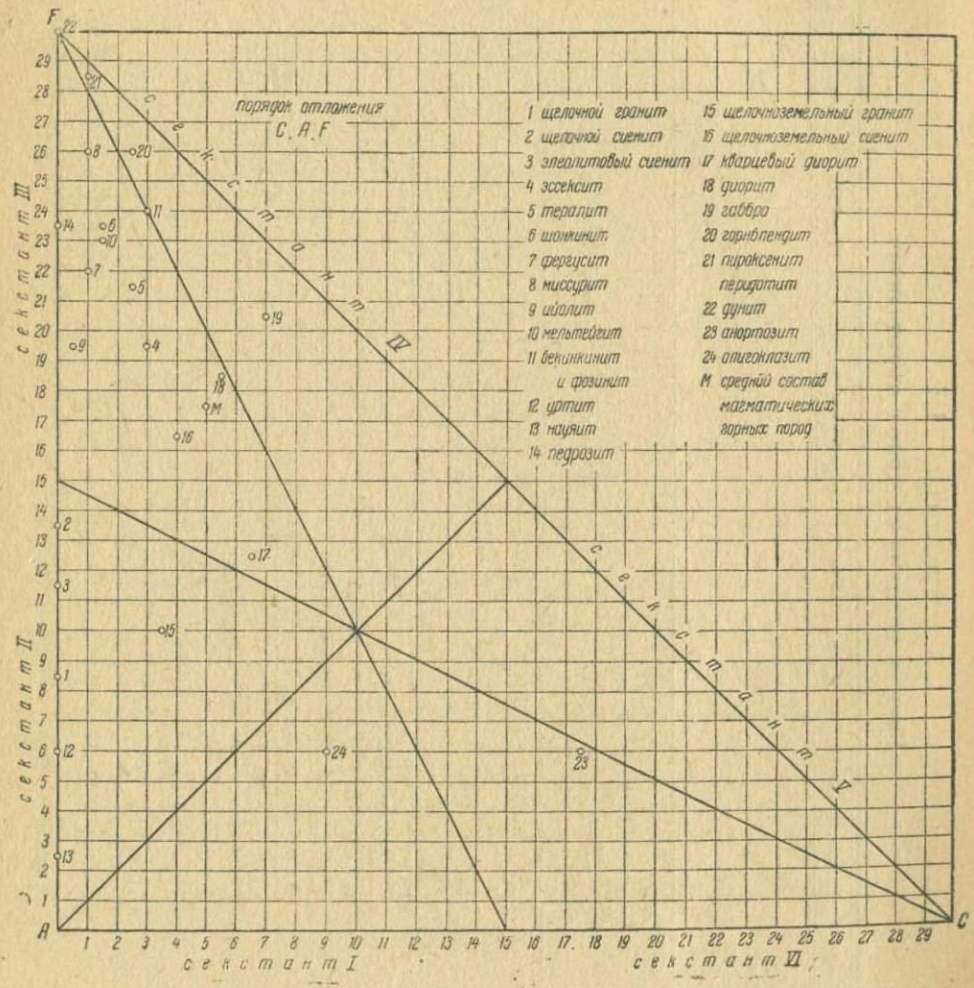

порядок отложения
C, A, F
1 щелочной гранит
2 щелочной сиенит
3 элеолитовый сиенит
4 эссексит
5 тералит
6 шонкинит
7 фергусит
8 миссурит
9 ийолит
10 мельтейгит
11 бекинкинит и фоязит
12 уртит
13 наяит
14 педроэит
15 щелочноземельный гранит
16 щелочноземельный сиенит
17 кварцевый диорит
18 диорит
19 габбро
20 горнблендит
21 пироксенит перидотит
22 дунит
23 анортозит
24 олигоклазит
M средний состав магматических горных пород
I
II
III
IV
V
A
C
F
секстант I
секстант II
секстант III
секстант VI

Диаграмма II

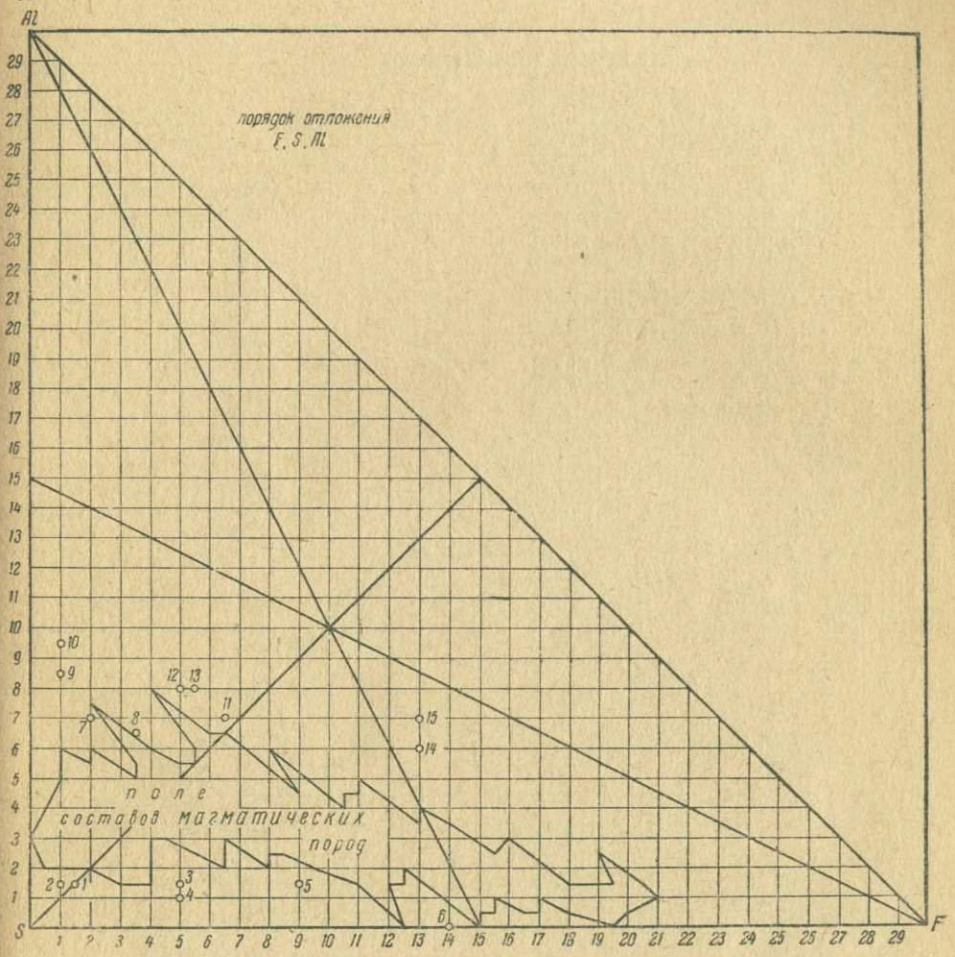
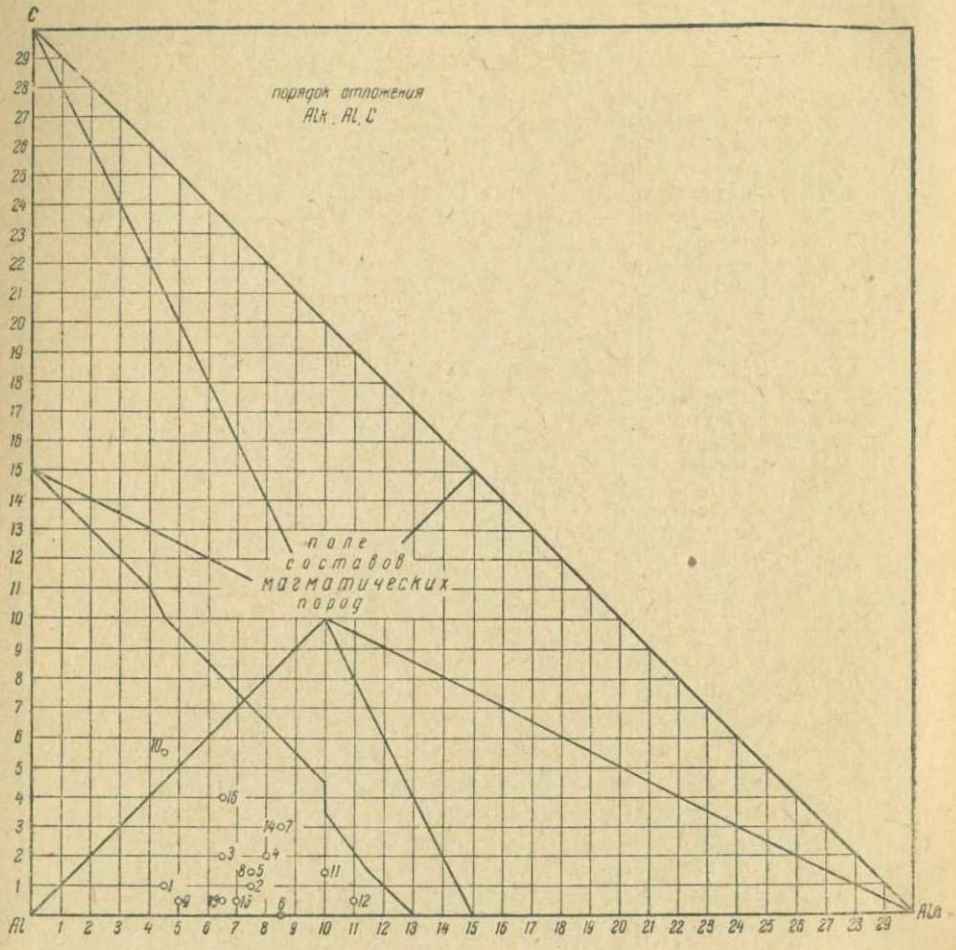


Диаграмма III



Транскрипция авторов

Абих — Abich
Адан-де-Ярца — Adan de Yarza
Ашан — Aschan

Баклунд — Backlund
Бальцер — Baltzer
Барнес — Barnes
Барруа — Barrois
Барюс — Barus
Баур — Baur
Бауэр — Bauer
Бегер — Beger
Бекке — Becke
Беловский — Belowsky
Бергхелл — Berghell
Беренс — Behrens
Берман — Bermann
Бертолио — Bertolio
Бертье — Berthier
Бестин — Bastin
Бётлер — Bütler
Блюм — Blum
Божицкий — Bořicky
Бомбичи — Bombicci
Бонни — Bonney
Боуэн — Bowen
Бранко — Branco
Браун — Braun
Браунс — Brauns
Брён — Brun
Брёггер — Brögger
Брок — Brock
Броньяр — Brongniart
Броувер — Brouwer
Бунзен — Bunsen
Буржа — Bourgeat
Бух — Buch von
Буш — Busz
Бэкстрём — Bäckström
Бюкинг — Bücking
Бючли — Bütschli

Валлериус — Wallerius
Вальтер — Walther
Ван-Вервеке — Van Werweke
Ван't Гоф — Van't Hoff
Ван Хайз — Van Hise
Вашингтон — Washington
Вейншенк — Weinschenk
Вент — Went
Вернер — Werner
Вилльямс — Williams
Вильман — Willmann
Вольф — Wolf
Вофан — Vaughan
Вреденбург — Vredenburg
Вюльфинг — Wülfing
Вэдсуорс — Wadsworth

Гайдингер — Haidinger
Гакман — Hackmann
Галкин — Galkin
Гастальди — Gastaldi
Гауб — Gaub
Гаусман — Hausmann
Гауэр — Hauer
Гаюи — Haüy
Геберт — Gäbert
Гейер — Geyer
Гибс — Gibbs
Гибш — Gibsch
Гики — Geikie
Главач — Hlawatsch
Гольдшмидт — Goldschmidt
Гордон — Gordon
Готье — Gautier
Граев — Graeff
Гранжан — Grandjean
Грегори — Gregory
Грубенман — Grubenmann
Грусс — Gruss
Гюмбель — Gümbel

Дамур — Damour
Дата — Dathe
Де-Бомон — De Beaumont
Де-Клюазо — De Cloizeaux
Деламетри — De Lamétherie
Делесс — Delesse
Де-Тойт — Du Toit
Дехен — Dechen
Джёдд — Judd
Джонстон — Johnston
Диллер — Diller
Дитмар — Dittmar
Дитрих — Dittrich
Добрэ — Daubrée
Дёльтер — Doelter
Дрью — Drew
Дэвис — Davis
Дэй — Day

Дэли — Daly
Дэна — Dana
Дюпарк — Duparc

Жаннетас — Jannetaz

Зандбергер — Sandberger
Зандер — Sander
Зауэр — Sauer
Зедерхольм — Sederholm
Зёльнер — Soellner

Иддингс — Iddings
Иппен — Ippen
Ирвинг — Irving

Кайзерлинг — Kayserling
Кайё — Cayeux
Кальковский — Kalkowski
Кард — Card
Катрейн — Cathrein
Кауб — Kaub
Квенсель — Quensel
Кёнигсбергер — Königsberger
Кеннгот — Kenngott
Клапрот — Klaproth
Кларк — Clarke
Клейн — Klein
Клеричи — Clerici
Клоос — Cloos
Кобелль — Kobell von
Коулеман — Coleman
Коллинс — Collins
Кольдеруп — Kolderup
Кордье — Cordier
Корню — Cornu
Котта — Cotta von
Кох — Koch
Кронштедт — Cronstedt
Кросс — Cross
Круфт — Kruft
Кумарасвами — Coomaraswamy
Куниц — Kunitz
Кьерульф — Kjerulf

Лайтакари — Laitakari
Ларсен — Larsen
Левинсон-Лессинг — Loewinson-Lessing
Лей — Leigh
Леонхард — Leonhard von
Леру — Leroux
Лешательe — Le Chatelier
Лизеганг — Liesegang
Линдгрен — Lindgren
Линк — Linck
Лори — Lory
Лоссен — Lossen
Лоусон — Lawson
Льюис — Lewis
Лэн — Lane
Ляйэль — Lyell
Лякруа — Lacroix
Ляметри — Lamétherie de
Лэттерман — Lattermann

Мак-Кензи — MacKenzie
Маккёллоч — Macculloch
Марсет-Риба — Marcet-Riba
Маузелиус — Mauzelius
Мелляр-Рид — Mellar Reade
Миллер — Miller
Мильх — Milch
Мишель Леви — Michel-Lévy
Мойсисович — Mojsisovics
Молль — Moll von
Моррей — Murray
Морозевич — Morozewicz
Муассан — Moissan
Муди — Moody
Мюгге — Mügge

Науман — Naumann
Нигли — Niggli

Озанн — Osann
О'Нейль — O'Neill
Оксениус — Ochsenius

Паласу — Palassou
Пальмгрен — Palmgren
Пантанелли — Pantanelli
Папавасилиу — Papavasiliou
Паттон — Patton
Пеликан — Pelikan
Пёрсон — Pirsson
Петтерсен — Pettersen
Пирс — Pearce
Плиний — Plinius
Потонье — Potonié
Пфафф — Pfaff

Рамзай — Ramsay
Рат — Rath von
Рачковский — Račkowskij
Рейсс — Reiss
Рёйш — Reusch
Ренар — Renard
Ретжерс — Retgers
Рикке — Riecke
Ринне — Rinne
Рихтхофен — Richthofen von
Розе — Rose
Розебум — Roozeboom
Розиваль — Rosiwal
Ромберг — Romberg
Рорбах — Rohrbach
Рот — Roth
Ротплетц — Rothpletz
Рэдли — Radley
Рэнсом — Ransome
Рюэчи — Rüetschi

Сабатини — Sabatini
Свенониус — Svenonius
Сёдерхольм — Söderholm
Сирс — Sears
Скитс — Skeats
Смис — Smyth
Сокол — Sokol

Сорби — Sorby
Спёрр — Spurr
Специа — Spezia
Стеенструп — Steenstrup
Сьёгрен — Sjögren

Тамман — Tammann
Тангейзер — Tanhäuser
Тарджиони — Targioni
Термье — Termier
Тилл — Teall
Тильден — Tilden
Тиндаль — Tyndall
Тиррел — Tyrrell
Тёрнебом — Törnebohm
Тёрнер — Turner
Тренер — Trener
Троуэрс — Trawers
Тугут — Thugutt
Туле — Thoulet

Уид — Weed
Уокер — Walker
Уоррен — Warren
Уошингтон — Washington
Уссинг — Ussing

Феннер — Fenner
Фермор — Fermor
Фёрстнер — Förstner
Филиппи — Philippi
Фишер — Fischer
Флэт — Flatt
Фогельзанг — Vogelsang
Фогт — Vogt
Фольтц — Voltz
Франки — Franchi
Францен — Frantzen
Фрейденберг — Freudenberg
Фридэль — Friedel
Фридлэндер — Friedländer
Фрич — Fritsch
Фростерус — Frosterus
Фуке — Fouqué
Фурье — Fourier

Хаардт — Haardt
Харкер — Harker
Хаслингер — Haslinger
Хаусхофер — Haushofer
Хаутон — Haughton
Хёгбом — Högbom
Хелиус — Chelius
Хецнер — Hezner
Хиллебранд — Hillebrand
Хиршвальд — Hirschwald
Холл — Hall
Холлэнд — Holland
Хольмквист — Holmquist
Хоммель — Hommel
Хорн — Horne
Хохштеттер — Hochstetter von
Хрущов — Chrustschoff
Хэвс — Hawes

Цаканья — Zaccanga
Цёдерстрем — Cöderstrem
Цинкен — Zincken
Циркель—Zirkel
Цуйович — Zuyovics

Чемберлин — Chamberlin
Четард — Chatard
Чирвинский — Tschirwinsky

Шарп — Sharpe
Швейг — Schweig
Швенкель — Schwenkel
Шейман — Scheumann
Шефер — Schäfer
Шмидт — Schmidt
Шпринг — Spring
Шрёдер-ван-дер-Кольк — Schroeder van der Kolk
Штахе — Stache
Штейнман — Steinmann
Штельцнер — Stelzner
Штренг — Streng
Шэнд — Shand

Эвердинг — Everding
Эйдемс — Adams
Эккерман — Eckermann von
Эллен — Allen
Эмерсон — Emerson
Эндерсон — Anderson
Эрдман — Erdmann
Эрдмансдёрфер — Erdmannsdörfer
Эсколя — Eskola
Эш — Esch

Якоб — Jacob

Предметный указатель

Aasby-Diabas 399
Абсарокит 456
Авгитит 441, 445
Авгитовая минетта 288
— порода 661
Авгитовый андезит 365, 369
— вогезит 293
— гнейс 616
— дацит 358
— диорит 166, 171
— кварцевый диорит 166
— — порфирит 357
— керсантит 290
— латит 374
— порфирит 367, 369, 383
— сиенит 127
— сиенит-порфир 248
Авгитофир 383
Авгитсодержащий слюдяной сиенит 137
Авезакит 232, 682
Агтломерат 466, 666
Агтломератовый туф 328
Адергнейс 599
Адиноль 553
Акерит 137
Акеритовый порфир 250
Аксиолит 314
Актинолитовый сланец 635
Акцессорные примеси 23
Алебастр 477
Аллалинит 191
Аллалинитовые сланцы 191
Алливалит 187
Аллотигенные составные части пород 16
Аллохетит 281
Альбитит 261
Альбитовый амфиболит 648
— гнейс 593
— филлит 534
Альбито-кросситовая порода 658
Альбёит 303, 685
Альсбахит 261
Аляскит 108
Аляскит-порфир 245
Амфиболиты 189, 402, 403, 557, 641, 642, 643, 648
Амфиболобаз 397
Амфиболовая минетта 288
Амфиболовые породы 635
Амфиболовый беербахит 286
Амфиболовый гнейс 610
— гондит 677
— гранит 101, 110
— гранитит 108
— дацит 358
— диорит 166
— камптонит 298
— кварцевый диорит 166
— лимбургит 442
— мончикит 298
— перидотит 221
— сланец 636
— тингуаит 277
— фойяит 154
— эклогит 649
Амфиболо-слюдяной сланец 630
Амфиболо-хлоритовый сланец 665
Анабохитсит 682
Анализ породы 13
Анальцимовый базальт 430
— сиенит 159
— тефрит 425
Анамезит 380
Анатексис 589
Ангидрит 476
Андалузитовый гнейс 607
— слюдяной сланец 629
Андезиты 263, 358, 364, 365, 369, 374, 375
Андезито-трахит 359
Андендиорит 171
Анкарамит 689
Анкаратрит 692
Аномальный лейстовидный антигорит 669
Анортозит 180, 215, 216
Анортозитовый гнейс 615
Антигоритовый серпентинит 669
Антофиллитовый амфиболит 642
— перидотит 223
Антраконит 493
Антрацит 538
Апатит 352
Апатитовая железная руда 673
Апатитовый гондит 677
— пироксенит 231
Апеннинит 532
Аплиты 259, 260, 263, 265, 291
Апофиза 31
Апахит 388

Аркит 207
Аркоза 484
Аркозовый песчаник 481
Артерит 589
Арфведсонитовый гнейс 617
— гранит 100
— кварцевый тингуаит 274
— сёльвсбергит 277
— трахит 338
Арфведсонито-лейцитовый тингуаит 280
Ариежит (ариежит, арьегит) 232, 682
Асбестовая порода 667
Аспидный сланец 523
Ассимиляция 44
Ассоциация минералов 23
Астохитовый гнейс 619
Атлантический тип 42
Аутигенные составные части пород 15
Афанит 404
Ашахит 291

Базальтовая глина 514
Базальтовое стекло 388
Базальтовый туф 390
Базальты 375, 376, 383, 385, 387, 388, 409, 410, 411, 413, 427, 430, 433, 436, 437, 439, 686
Базанит 418, 419, 423, 437
Базанитоид 425
Банакит 413
Банатит 173
Барит 477
Батолиты 307
Бахиаит 232
Бедный авгитом керсантит 292
Беербахит 285, 286
Безоливиновый базальт 383
Бекинкинит 213
Белый камень 620
Бергалит 305
Березит 261
Бесимаудит 532
Бескварцевый порфир 332
Биолиты 22
Биотитовый гнейс 594
— камптонит 298
— мончикит 298
— сланец 628
— филлит 534
Биотито-гаюиновый базальт 438, 686
Биотито-гиперстеновый трахит 337
Битуминозная глина 514
Битуминозный гнейс 609
— известняк 493
Блайморит 687
Blaaquarz (синий кварц) 484
Blackband 508
Блестящий уголь 537
Бобовая руда 510
Бойит 186
Боксит 390
Болотная руда 511
Болотный торф 536
Бомба вулканическая 33, 328
Бонинит 368
Бороздчатая поверхность 28
Бороланит 159—160
Бороланит-порфир 253
Бостонит 269, 270
Бостонитовый порфир 270
Брекчия 466, 478
— трения 478
Бронзитит 228
Бронзитовый амфиболит 642
— аплит 260
— порфирит 367, 368
Бумажный торф 536
Бурошпатовый филлит 532
Бурый железняк 511
— уголь 537
Бухит 542
Бухонит 423

Вакка 484, 485, 502
Валунная глина 514
Валуны 461, 462
Вальбеллит 225
Вальбрейнит 404
Вариолит 75, 404, 405
Вебстерит 228
Вебстерит-порфирит 258
Везесит 686
Везувиановый кварцит 633
— роговик 557
Везувит 690
Вейсельбергит 369
Величина зерна 22, 63, 580
Венит 589
Верит 450
Верлит 225
Веррукано 478
Весбит 691
Веснущатость 390
Весселит 686
Вибетоит 231
Викарирующие примеси 23
Винтлит 257
Винхитовая порода 677
Виомингит 454
Витриоловая глина 514
Витрофир 319
Вкрапленники 66
Возегит 293
Волластонитовая порода 661
Волластонитовый гнейс 609
Волноприбойные знаки 464
Волокнистый гипс 477
— серпентин 669
— уголь 538
Волосы Пеле 388
Волькенбург-трахит 374
Вонючий гипс 477
— известняк 493
Вулканические стекла 62
Вульзинит 346
Выветривание 77
Выделения 66

Габбро 136, 175, 179, 182, 186, 189, 190, 192
Габбро-аплит 263
Габбро-гранит 110
Габбро-диабаз 195
Габбро-диорит 190
Габбро-пегматит 269
Габбро-порфирит 258
Габбро-протеробаз 195
Габбровые сланцы 189
Гагат 538
Гадриолит 404
Газы пород 34
Галит 472
Галька 461, 462, 467
— со вдавленностью 466
Гаревант 296
Гарризит 187
Гарцбургит 225
Гаутеит 271
Гаюиновый андезит 375
— горнблендит 688
— мончикит 301
— порфир 301
— сиенит 159
— тефрит 425
— эссексит 688
Гаюинофир 436
Гаюинсодержащий андезит 374
Гвоздевидный известняк 25
Гедритовый амфиболит 642
— гнейс 611
— сланец 637
Геллефлинта 623
Геллефлинтовый гнейс 624
Гельсинкит 681, 682
Генторит 301
Герцинитовый гранулит 621
Гетероморфный 681
Гиалобазальт 388
Гиалодиабаз 396
Гиаломелан 388
Гиалотрахит 347
Гидротрахилит 437
Гизекит-порфирит 251
Giltstein 666
Гиперит 184, 396
Гиперит-диорит 190
Гиперстенит 228
Гиперстеновый андезит 365
— базальт 385
— гнейс 614
— гранит 110, 216
— дацит 358
— диабаз 397
— диорит 166, 168
— кварцевый порфирит 357
— монцонит 128
— порфирит 367, 368
— сиенит 127
— слюдяно-кварцевый диорит—166
— трахит 337
Гипидиоморфный 64
Гипокристаллический 62
Гипс 477, 677
Гладкаит 283
Главные составные части пород 22
Глауконитовый известняк 493
— мел 495
— песчаник 480
Глаукофановые породы 653
Глаукофановый сланец 403, 653
— эклогит 655
Глаукофано-слюдяной сланец 630
Глаукофано-хлоритовый сланец 665
Глинисто-слюдистый сланец 512, 525
Глинистые породы 329, 512
Глинистый глубоководный ил 515
— известняк 493
— песчаник 480
— порфир 310
— сланец 512, 518
— смоляной камень 320
— сферосидерит 508
Глины 462, 472, 512, 513, 514, 517, 572
Глобигериновый ил 495
Глобосферит 319
Глобулит 319
Глобулитовый известняк 494
Глубинные породы 36, 307
Гнейсовый гранулит 620
— слюдяной сланец 629
Гнейсы 331, 591, 592, 593, 594, 599, 600, 603, 604, 605, 606, 607, 608, 609, 610, 611, 614, 615, 616, 617, 618, 619, 624, 654, 660.
Гниение 535
Голокристаллический 62
Гололейкократовый 681
Голомеланократовый 681
Голыш 461, 466
Гондит 677
Гончарная глина 572
Горнблендит 232, 688
Горный мергель 495
Городской песчаник 483
Гороховая руда 511
Горшечный камень 666
Горючий сланец 506, 517
Гравий 462, 466
Гравитационная дифференциация 45
Гранат 101, 108
Гранатовая порода 659
Гранатовый гнейс 606
— роговик 557
— слюдяной сланец 629
— филлит 532
Гранато-оливиновая порода 227
Гранатсодержащий кварцит 534
Граненый окатыш 467
Гранит Андов 110
Гранит-латерит 107
Гранитит 100, 101, 108, 110, 620
Гранитовый гнейс 592
Гранит-порфир 242, 247
Граниты 94, 100, 101, 103, 107, 108, 110, 111, 115, 266, 267

Гранодиорит 169
Гранолиты 93
Граносферит 314
Гранофир 311
Гранофировый 111, 244, 311
Гранулит 614, 620, 621
Грауваккa 484, 485
Грауваккoвый сланец 484
Графитовый базальт 385
— гнейс 608
— кварцит 633
— сланец 532, 630
Графитоидо-слюдяной сланец 630
Графитоидный гнейс 608
— кварцит 633
— сланец 532
Графито-слюдяной сланец 630
Грейзен 117
Гриквант 221
Гриналит 509
Грифельный сланец 523
Грорудит 273
Грюнеритовые сланцы 636
Губковый песчаник 483

Даваинит 232
Дамкьернит 303
Darg 536
Датолитовый роговик 557
Dattelquarz 635
Дацит 257, 354, 357, 358
Дахамит 264
Двуслюдяной гнейс 594
Двуслюдяной гранат 101, 108
Дезаггрегация 77, 108
Дерновая руда 511
Десиликация 47, 683, 685
Десмозит 553
Диабазовый порфирит 395
— роговик 558
Диабазы 375, 390, 392, 393, 396, 397, 398, 403, 404, 416
Диагенез 459
Диаклазы 29
Диаллагит 228
Диаллаговый амфиболит 642
Диаспоровая порода 329
Диатомовый пелит 487
Диатрема 31
Диафторез 565
Диафториты 565
Динамический метаморфизм (динамометаморфизм) 78, 559
Диопсидовый амфиболит 642
Диорит-аплит 261
Диоритовый гнейс 592
— порфирит 255
Диориты 161, 162, 166, 167, 168, 171
Дислокационный метаморфизм 559
Дистеновый сланец 629
Дистено-слюдяной сланец 629
Дитроит 139
Дифференциация 44, 45
— отжима 46

Долерит 380, 433
Доломит 500, 503, 663
Доломитовый известняк 490
— мергель 504
— мрамор 503
— пепел 502
Домит 343
Древесный торф 536
Древовидный гнейс 654
Друзы 25
Duelo 667
Дунганоонит 154
Дунит 227
Дурбахит 116

Evlan 245
Еврейский камень 267
Ентнит 173

Жадеит 640
Жадеит-эклогит 653
Жеоды 25
Железистая порода 508, 673
Железисто-слюдяной сланец 673
Железистый базальт 387
— икряной камень 509
— оолит 509
Железная руда 160, 188, 673
Железняк 308, 508, 511, 673
Жерловина 31
Жерновая лава 425
Жерновой кварцит 489
Жесткая соль 475
Жила 31
Жилковатое габбро 189
Жилковатый аллалинит 191
Жильные породы 42, 239
Жирная глина 514
Жирный торф 536

Загар 390
Закон объемов 574, 576
Законы ассоциаций 23
Залежь 22
Засоленная глина 472
Зеленокаменный трахит 371
Зеленый известняк 493
— сланец 403, 655
Зеркало скольжения 28
Зернистые породы 93, 307, 457
Зернистый 66
— диабаз 396
— доломит 503, 663
— известняк 498, 659
Змеевик 669
Золотоносный песок 486
Зона 543, 590
— сжатия 29, 119
— смятия 120
Зоны кристаллических сланцев 564

Идиобласт 577
Идиоморфный 64
Изверженные породы 30

Известняк 25, 490, 493, 494, 497, 498, 659
— с переборками 493
Известково-глинистый сланец 523
Известково-серицитовый сланец 531
Известково-силикатовый роговик 556
Известково-слюдяной сланец 630
Известково-щелочной сиенит 121
Известково-щелочные породы 41
Известковый глубоководный ил 495
— гранит 110
— диабаз 404
— диопсидовый сланец 499
— песчаник 480
— пистацитовый сланец 499
— сланец 493
— туф 496
— филлит 532
Излившиеся породы 32, 305, 306, 307
Изумрудно-слюдяной сланец 631
Ийолит 210
Ийолит-порфир 254
Икряной известняк 494, 497
Ил 462, 495, 515
Ильменитит 219
Ильменитовый норит 219
Ильменит-энстатит 189
Иматровские камни 25
Имбибиция 550
Индикатрисса 84
Ининморит 688
Интрузивные породы 32, 93
Интрузия 32
Инфузорная земля 487, 489
Инъекционный метаморфизм 543, 551
Инъекция 551
Иогоит 129
Ископаемые отпечатки капель дождя 464
Иссит 232
Итабирит 674
Итаколумит 481
Италит 692
Ихниты 465

Казанскит 227
Казенит 236
Какортокит 156
Калиевый тингуаит 279
Кальцифир 499
Каменная соль 472
Каменный мергель 506
— уголь 537
Камптонит 297, 298, 302
Канадит 155
Канга 478
Канкринитовый сиенит 159
Карбогумин 539
Карбонат 235
Карбонатные породы 490
Карбонатовый гнейс 609
Кармелаит 368
Карналит 475
Катазона 565, 590
Катаплеитовый сиенит 157
Катафоритовый трахит 338
Кварц 484, 635
Кварцево-гиперстеновый диорит 168
Кварцевое габбро 186
Кварцево-порфировый туф 328
Кварцево-слюдяной диоритовый порфирит 257
Кварцевый базальт 385
— бостонит 270
— диабаз 398
— диорит 166
— диоритовый порфирит 255
— кератофир 327
— лепешечный камень 479
— мангерит 216
— мелафир 386
— монцонит 128
— монцонит-аплит 265
— песок 486
— пироксеновый порфирит 358
— порфир 308
— порфирит 354
— пропиллит 371
— сиенит 125
— тингуаит 273
— трахит 308
— филлит 532
Кварцитовый сланец 633
Кварцит пресных вод 489
Кварциты 483, 484, 489, 534, 633, 678
Квасцовая глина 514
— порода 329
Квасцовый сланец 525
Кениит 345
Кеннельский уголь 537
Кенталленит 129
Кератофир 327, 340, 341
Керсантит 286, 288, 290, 292
Kersantites quarzifières récentes 258
Керсантитовый аплит 291
— пегматит 291
Керсантон 291
Кизельгур 487, 489
Кизерит-сильвин-галит 475
Килит 198
Кимберлит 220
Kinnediabas 399
Кинцигит 606
Кинцигитовый гнейс 605
Классы пород 14, 54
Кластопорфироид 331
Клеевый сланец 487
Кливаж 469
Кодурит 127
Кокколитовый базальт 390
Коленчатый песчаник 481
Коллобриерит 675
Колосовый сланец 544
Кольм 538
Комендит 323
Конгадиабаз 398
Конгломерат 466, 478
Конгломератовый гнейс 609

Конгломерато-слюдяной сланец 631
Конгрессит 210
Конкреции 24
Consanguinity 41
Контактовая зона 543, 590
— область 543
Контактовый метаморфизм 78, 541
Конусо-аггрегатный известняк 25
— мергель 25
Коппаэлит 456
Коптящий уголь 538
Кордиеритовый гнейс 607
— липарит 310
Корнубианитовый гнейс 599
Кортландит 225
Корундовый гранулит 621
— сиенит 124
Косая слоистость 468
Костяная брекчия 478
Косьвит 230
Крагерит (крагероит) 263
Kramenzelkalk 493
Красный железняк 511
Крейгмонтит 154
Кремень 487
Кремневая накипь 489
Кремневые породы 486
Кремнистый известняк 493
— песчаник 480
— сланец 486
Криптомерные породы 22
Кристаллизационная диференциация 44
— сланцеватость 583
Кристаллические песчаники 467
— сланцы 16, 558
Кристаллический туф 328
Кристаллобластический 577
Кристаллопорфир 312
Кровельный сланец 523
Кровное родство 41
Кромальтит 231
Ксенобластический 577
Кузелит 292
Куколит 404
Кулаит 423
Кумбраит 688
Куммингтонитовый амфиболит 557
Кумулит 319
Купол 32
Кускит 245
Кыштымит 216

Лабрадоровая порода 216
Лабрадоровый порфирит 369
Lavezstein 666
Laimen 507
Лакарпит 157
Лакколит 32
Лампрофир 282
Лампрофировые эффузивные породы 446
Ланпорфир 342
Лапилли 33, 328
Lapis Hebraicus 267
Латерит 107, 514
Латит 374, 414
Латит-фонолит 415
Лаурвикит 135
Лаурвикитовый порфир 251
— пегматит 269
Лаурдалит 149
Ледморит 160
Лейделеит 688
Лейкократовый 681
Лейкофир 401
Лейстообразные вздутия 465
Лейцитит 425
Лейцитовый базальт 427
— базанит 419
— мончикит 301
— нефелинит 433, 435
— порфир 252
— санидинит 420
— сиенит 139, 159, 691
— тефрит 419
— тингуаит 280
— тингуаитовый порфир 280
— фонолит 353
— шонкинит 202, 691
Лейцито-нефелиновый тефрит 425
Лейцитофир 353
Лейцитофировая пемза 354
Леннепорфир 327
Лептинит 623
Лептит 624
Лептоклазы 29
Лерцит 682
Лерцолит 226
Лёсс 506
Лёссовые журавчики 25
Лестиварит 264
Либенерит-порфир 251
Лигнит 537
Лидит 486
Ликвация 44
Лимбургит 441, 442
Лимнокварцит 489
Лимурит 557
Линдёит 271
Линия промера 84
Липарит 308, 310
Липаритовая пемза 323
Липаритовый обсидиан 323
Липаритовый перлит 322
Липаритовый туф 328
Лиственит 667
Листоватый серпентин 669
— торф 536
Литоклазы 29
Литофизы 314
Литчфильдит 154
Лонгрен 470
Лонгулит 319
Луговой мергель 495
— торф 536
Луксулианит 108
Лучисто-амфиболовый сланец 635
Луяврит 156
Люгарит 689

Люксембургский точильный камень 525
Люхит 686
Люцинит 283
Люциит-порфирит 283

Магма 30
Магмабазальт 441
Магматическая ресорбция 61, 333
Магматический 15
Магнетит 216
Магнетитовый гондит 677
— кварцит 484
— оливинит 189
— пироксенит 230
— филлит 532
Магнетито-шпинелевая порода 219
Магнитный железняк 673
Мадейрит 198
Мадупит 455
Малаколитовая порода 660
Малигнит 202
Малхит 282, 283
Мангерит 216
Мандхальдеит 301
Марганцевые желваки 517
Маргарит 319
Мареканит 322
Мареугит 688
Мариуполит 155
Маровит 202
Марундит 682
Массив 31
Матовый уголь 537
Мезозона 565, 590
Мезократовый 681
Мезостазис 71
Мел 495
Меланократовый 681
Мелафир 375, 383, 384, 386
Мелафировый туф 390
Мелилит 214
Мелилито-биотитовая порода 685
Мелилитовый базальт 437, 439
— мончикит 301
— нефелинит 433, 435
Мелилито-нефелиновый базальт 437
Меловой мергель 495
— туф 495
Мельтейгит 213
Мергель 25, 489, 495, 504, 506
Мергельные сланцы 506
Месторождения контактового типа 556
Метаморфизм 78, 541, 542, 543, 551, 554, 558, 559, 560, 589
— давления 560
— нагрузки 565
— подпруживания 560
Метод Розиваля 84
Механический метаморфизм 560
Миаролитовый 76
Миаскит 139, 153
Мигматит 589
Микрогранит 311
Микрозернистый антигорит 669
Микроклиновый сланец 609
Микрофельзит 311
Милонит 561
Миндалекаменный диабаз 404
Миндалины 25, 76
Минерализаторы 56
Минетта 286, 288, 289, 302
Мирмекит 73
Миссурит 206, 691
Миякит 368
Модлибовит 686
Монмоутит 210
Мономиктовые породы 22, 478
Монтичеллитовый альнёит 685
Монцонит 121, 128, 131
Монцонит-аплит 265
Монцонит-порфир 253
Мончикит 297, 298, 301
Моховой торф 536
Мрамор 496, 498, 503, 659, 678
Мугеарит 412
Мусковито-биотитовый сланец 628
Мусковитовый гнейс 594
— сланец 628
Мэнаит 271

Навит 369, 383
Нагельфлю 478
Наждак 678
Натровая минетта 302
Науйяит 210
Невадит 312
Нельсонит 232
Нефелинит 431, 433, 435, 509, 510
Нефелинитоид 431
Нефелиновый аплит 265
— базальт 433, 436
— базанит 423
— гнейс 618
— долерит 433
— монцонит 131
— пикрит 305
— псефит 423
— ромбопорфир 251
— сиенит 139
— тингуаит 277
Нефелино-мелилитовый базанит 437
Нефрит 636
Нефритит 636
Нозеановый сиенит 157
— фонолит 353
Нозеано-меланитовая порода 353
Нордмаркит 132
Нордмаркит-аплит 265
Нордмаркитовый порфир 250
Норит 179, 219
Нормальный контактовый метаморфизм 543
Нортфильдит 684

Обломочный материал 461
Обсидиан 319, 323
Одинит 295

Озерная руда 50
Озерной мергель 495
Океанит 388
Окремнелый туф 328
Оливинитовые включения 378
Оливиновая минетта 288
— порода 226, 672
Оливиновое габбро 179
Оливиново-слюдяная порода 220
Оливиновый габбро-диабаз 195
— диабаз 398
— керсантит 288
— монцонит 128
— норит 179
— сланец 672
Оливин-толеит 383
Олигоклазит 217
Омфацитовая порода 653
Омфацитовый сланец 653
— эклогит 649
Ониксовый мрамор 496
Оолит 493, 497
Опацитизация 240, 307, 353
Опдалит 169
Орбит 283
Орданшит 688
Орендит 453
Орнеит 171
Ортитовый гнейс (ортогнейс) 600, 608
Ортлерит 257
Орто-арфведсонитовый гнейс 617
Ортоклазовый базальт 413
Ортоклазо - скаполито - пироксеновый гнейс 616
Ортопироксеновый гнейс 615
Ортопороды 568
Орторяд кристаллических сланцев 568
Ортофир 336, 337
Ортощелочной гнейс 617
Осадочные породы 15, 458
Основная масса 66
Основные конкреции 113
Особые примеси 23
Оспенный камень 404
Остраит 231
Отбросовые соли 474
Отдельность 26
Оттайянит 690
Оттрелитовый сланец 532
Ottfjalldialas 399
Отщепленные породы 239
Оуэнит 684
Офикальцит 499
Офит 397
Очковый гнейс 599
— гранулит 620

Павдит 285
Пайзанит 264
Палагонит 390
Палатинит 385
Пантеллерит 325
Пантеллеритовый трахит 340
Параамфиболовый гнейс 611
Парагнейс 600
Парагонитовый сланец 628
Парадиорит 404
Параклазы 29
Парапироксеновый гнейс 615
Парапороды 568
Параряд кристаллических сланцев 568
Пегматит 115, 267, 291
— щелочных гранитов 269
Педрозит 233
Pélé Hair 388
Пелит 468, 487
Пелитовый гнейс 603
Пемза 319, 323, 354
Пенистый известняк 493
Pennigerz 511
Пепел 502
— вулканический 33, 328
Пеперин 429
Пепловый туф 328
Перегнивание 535
Перегной 535
Перидотит 219, 220, 221, 223
Перлит 319, 322
Пертитофир 216
Песок 462, 486
— вулканический 33, 328
Песчаники 467, 480, 481, 482, 483, 485
Песчаный известняк 493
— мергель 504
— сланец 483
Петрографические провинции 41
Пиенаарит 152
Пикрит 321, 407
Пикритовый базальт (пикрито-базальт) 388
— порфирит 409
Пилитовая минетта 288
Пилитовый вогезит 293
— порфир 310
Пироксенит 219, 228, 229, 231
Пироксеновые породы 635
Пироксеновый гнейс 614
— гранит 101, 110
— гранит-порфир 247
— гранитит 110
— гранулит 614
— трахит 336
— фойяит 151
Пиромерид 313
Пирометаморфизм 558
Письменный гранит 115, 267
Плагиаплит 263
Плагиоклазовый базальт 375
Плагиолипарит 357
Пласт 15
Пластовая жила 31
Плодовый сланец 544
Плоскость скольжения 28
— смятия 119
Плотный диабаз 404
Плюмазит 682
Пневматолиз 77
Пневматолитические изменения 77

Пневматолитовый контактовый метаморфизм 554
Покров 32
Полевошпатовый филлит 534
Полиметаморфический 589
Полимиктовый 22, 478
Полировальный сланец 487
Полленит 420
Полосчатый гнейс 599
Полый валун 567
Польценит 305, 606
Поперечная сланцеватость 469
Поперечный излом 466
Породообразующие минералы 21
Породы известково-щелочного ряда 41
— эффузивного облика 307
Порошковатая руда 511
Porfido verde antico 369
— rosso antico 365
Порфириты 251, 253, 255, 257, 258 353, 354, 357, 365, 367, 368, 369, 383, 395
Порфировидные породы 307
Порфировые породы 307
Порфировый 66, 70
Порфироид 330, 331
Порфиролиты 307, 457
Порфиры 232, 245, 250, 251, 252, 253, 257, 270, 280, 301, 308, 310, 313, 319, 345, 686
Поток 32
Потроховый камень 576
Почковидный известняк 493
Правило Тренера 582
— фаз 586
Празини 665
Пренитовая порода 661
Преципитаты 15, 472
Примеси 23
Принцип Рикке 579
Проверсит 455
Продольный излом 466
Проекционный треугольник 91, 568, 570
Прожилки 31
Пропилит 371
Протеробаз 292, 397
Протобластовые породы 184
Протогин 120
Протоклаз 75
Прямоугольная система координат 91
Псаммит 467, 478
Псаммитовый гнейс 604
Псевдоморфозовый песчаник 480
Псевдоморфозы по каменной соли 465
Псевдооолит 494
Псевдосферолит 74, 313
Псефит 423, 466
Псефитовый гнейс 610
Пудинг-гранит 111
Пудинговая порода 466
Пуласкит 132
Пуласкит-аплит 265
Пуццолан 347
Пьезоклазы 29
Пьезоконтактовый метаморфизм 589
Пьезокристаллизация 588
Пьемонтитовый кварцит 678
— мрамор 678
— сланец 633
— филлит 678
Пятнистое габбро 192
Пятнистый сланец 544
— слюдяной сланец 545

Рагланит 154
Радиоляриевый мергель 489
Разложение 535
Ракушечный известняк 490
Рапакиви 109
Раухавгит 236
Региональный метаморфизм 560
Редвитцит 685
Ренхский гнейс 605
Ресорбция 61, 333
Рибекитовый гранит 100, 108
— трахит 338
Рибекито-эгириновый гнейс 618
Риденит 214
Рингит 236
Риолит 308
Рисовальный сланец 523
Рицконит 299
Роговик 545, 556, 557, 558
Роговообманковая порода 232, 635
Роговообманковое габбро 179, 186
Роговообманковый андезит 364
— анортозит 216
— аплит 260
— базальт 411
— вогезит 293
— гнейс 610
— дацит 357
— диабаз 416
— кварцевый порфирит 358
— керсантит 290
— пикрит 221
— порфирит 365
— сиенит 127
— сиенит-порфир 248
— сланец 637
— трахит 336
Роговообманко-серицитовый сланец 403
Роговообманкосодержащий кварцит 534
Родонитовая порода 677
Родонитовый гондит 677
Родохрозитовый гондит 677
— мрамор 678
Роккалит 274
Ромбовый порфир (ромбопорфир) 250, 343, 345, 686
Россыпь 486
Rofnaporphyr 245
Роувиллит 205
Роугемонтит 199
Руды 160, 188, 510, 511, 673, 674

Сагвандит 668
Саксонит 225
Салические части 44

Самоцветный песок 486
Санидинит 347, 420, 558
Санукит 368, 456
Сапрокол 489
Сапропель 489
Сапфириновая порода 680
Särnadiabas 399
Сброс 28
Связующая промежуточная масса 71
Святоносит 134
Севит 236
Секреции 24, 25
Селагит 454
Сельбергит 281
Сёльвсбергит 276, 277
Септариевая глина 513
Септарии 25
Серая вакка 484, 485.
Серебросодержащий песчаник 483
Серицитовый гнейс 331
— порфироид 330, 331
— сланец 331, 531
— филлит 531
Серицито-карфолитовый сланец 534
Серпентин 665, 668, 669
Серпентиниты 233, 668, 669, 671, 672
Серпентино-хлоритовый сланец 665
Серпофит 669
Сидеритовые породы 673
Сидеромелан 391
Сиенит-аплит 261
Сиенит-гранит 125
Сиенит-порфир 248
Сиенит-порфирит 248
Сиениты 121, 124, 125, 127, 135, 137, 138, 139, 149, 155, 157, 159, 691
Силисифицированный туф 328
Силлиманитовый гнейс 606
— гранулит 621
— кварцит 633
Сильвинит 189, 475
Синий порфир 257
Синклазы 29
Скаполитовая порода 661
Скаполитовый гнейс 609
Скаполито-роговообманковая порода 192
Скарн 556
Сланцеватая глина 512, 517
Сланцеватость 469, 583
Сланцеватые серпентиниты 671, 672
Сланцеватый порфир 330
— суглинок 517
— уголь 536
Сланцы 16, 151, 189, 191, 331, 403, 480, 484, 487, 499, 506, 512, 517, 518, 523, 525, 531, 532, 534, 544, 545, 546, 627, 628, 629, 630, 631, 633, 635, 636, 637, 653, 660, 663, 665, 672, 673
— кристаллические 16, 558
— слюдяные 545, 627, 628, 629, 630, 631, 673
— трения 479
Следы животных 465
Слоистые породы 458
Слоистый роговик 545
— слюдяной сланец 627
Слой 464
Случайные примеси 23
Слюдяное габбро 186
Слюдяной андезит 364
— гиперстеновый диорит 166
— гнейс 592
— гранулит 620
— диорит 166
— кварцевый диорит 166, 168
— — порфирит 358
— кварцит 633
— малхит 283
— ортофир 336
— перидотит 220
— песчаник 480
— порфирит 365
— сиенит 125
— сиенит-порфир 248
— сланец 626
— тингуаит 277
— трапп 600
— трахит 336
— фойяит 153
— шонкинит 204
— шонкинит-порфир 253
Смешанные жилы 49
Смолистый уголь 537
Смоляной камень 319
Смолянокаменный порфир 310, 319
Содалитовый бостонит 270
— гаутеит 271
— мончикит 301
— порфир 273, 301, 436
— сиенит 157
— тефрит 425
— трахит 342
Содержащий эгирин (везувиан) авгитовый сланец 660
Соммаит 131, 421
Сопровождающие составные части 24
Сордавалит 396
Соссюритовое габбро 190
Составные части пород 22
Спарагмит 478
Сперона 426
Спессартиновая порода 677
Спессартиновый кварцит 678
Спессартит 295
Спилит 404
Спилозит 553
Спрессованные конгломераты 479
Ставролитовый слюдяной сланец 629
Стекло 62, 388
Стекловатая порода 307
Стекловатый 62
— тефрит 425
Стехиолиты 22
Стилолиты 25
Структура 14, 54
— венчиковая 182
— витрофиритовая 364

Структура витрофировая 62, 71
— гелицитовая 577
— гетеробластовая 580
— гиалфилитовая 71, 364
— гипидиоморфно-зернистая 69
— гипокристаллическая 62
— гнейсовая 596
— голокристаллическая 62
— голокристаллически-порфировая 70
— гомеобластовая 580
— гранобластовая 580
— гранофировая 244
— диабазово-зернистая 380, 395
— долеритовая 380
— зернистая 66, 67, 79
— зонарная 579
— импликационная 73
— интерсертальная 71, 380, 395
— катакластическая 120
— келифитовая 181, 182, 671
— кристаллобластическая (кристаллобластовая) 577
— лепидобластовая 580
— микрогранитовая 243
— микропегматитовая 244
— мирмекитовая 73
— нематобластовая 580
— ортофировая 336
— оцелляровая (глазковая) 181, 644
— очковая 581
— офировая 380, 395
— палимпсестовая 579
— паналлотриоморфно-зернистая 69
— панидиоморфно-зернистая 69
— пелитовая 469
— пилотакситовая 364
— пойкилитовая 73, 244
— порфиробластовая 581
— порфировая 66, 70
— порфировидная 531
— протеробластовая 588
— псаммитовая 467
— псефитовая 466
— расходяще - лучисто - зернистая 380
— реликтовая 581
— роговиковая 546
— сидеронитовая 227
— ситовидная 579
— сотовая 546
— стекловатая 62
— торцовая 546
— трахитовая 332
— цементная 119
— флюктуационная 75
Студневидный серпентин 669
Суглинковый сланец 517
Суглинок 507, 514, 517
Сукновальная глина 514
Сульденит 257
Surturbrand 537
Существенные составные части пород 22
Сциелит 225
Сферокристалл 74
Сферолит 74, 313
Сферолитовые породы 310
Сферосидерит 508
Схизолиты 93, 239, 457

Тавильянацевый песчаник 485
Тавит 210
Таитит 688
Тальковые сланцы 663
Талько-магнезитовая порода 666
Талько-слюдяной сланец 630
Талько-хлоритовый сланец 665
Тапанхоаканга 478
Таунусовый сланец 531
Тахиллит 388, 435
Твейтазит 213
Текстура 14, 54
— без определенного направления 73
— гнейсов 598, 599
— губчатая 76
— диабластовая 584
— келифитовая 584
— компактная 76
— миаролитовая 76
— миндалекаменная 76
— несогласная параллельная 468, 600
— оцелляровая 584
— палимпсестовая 584
— параллельная 582
— пенистая 76
— полосчатая 582
— пористая 76
— пузыристая 76
— реликтовая 584
— сланцеватая 582
— слоистая 466
— стебельчатая 583
— сферическая 74, 111
— центрическая 74
— чечевицеобразная 582
— флюктуационная 75
— шлакообразная 76
Температурные зоны 564, 590
Теория ядер Розенбуша 87
Тералит 199, 205
Тералитовый диабаз 390, 392, 416
Термальные воздействия 77
Термальный метаморфизм 542
Terra rossa 492, 514
Тефрит 418, 419, 425
Тефритоид 425
Тешенит 416
Тимацит 362
Тингуаит 273, 274, 277, 280
Тингуаитовый порфир 277
Тип Gröba 127
— Плауэнского Грунда 127
Типоморфный 565
Титанитовый пятнистый гранит 115
Тихоокеанский тип 42
Толеит 383

Тоналит 169
Тоналит-аплит 261
Тоналитовый гнейс 522
— порфирит 257
Топические параметры пород 92
Топсаилит 253
Torrsten 674
Торф 536
Торфообразование 535
Тосканит 337
Точильный сланец 525
Тощая руда 674
Травертин 496
Трапп 396, 600
Трапп-гранулит 614
Трасс 347
Трахиандезит 359
Трахибазальт 412
Трахидолерит 409, 412
Трахит Лаахерского озера 346
— типа Арзо 346
— типа Драхенфельс 342
— типа Понца 342
Трахитовый смоляной камень 319
— туф 347
Трахиты 308, 332, 336, 337, 338, 340, 342, 359, 371, 374, 382
Трепел 487
Трескучая соль 472
Трещиноватость 26
Троктолит 179, 186
Трондьемит 169
Турмалиновые солнца 99, 100
Турмалиновый гранит 103
— гранулит 620
Турьянит 214
Туф-порфироид 331
Туфы 328, 347, 354, 390, 495, 496
Тылаит 188
Тюрингитовый оолит 510

Уачитит 303
Ублюдковые породы 46
Углистый железняк 508
— сланец 517
Уголь 536, 537, 538
Узловатый глинистый сланец 545
— известняк 493
— песчаник 483
— сланец 544
— слюдяной сланец 545
Умптекит 134
Умптекитовый порфир 250
Ункомпахрит 214
Уралитовый диабаз 393
Уралит-порфир 383
Уралит-порфирит 383
Урбэнит 219
Уртин 208

Фазибитикит 108
Физинит 213
Фанеромерные породы 22
Фарфоровая глина 513
Фарфоровидная яшма 543
Фельдштейновый порфир 310
Фельзитовые породы 312
Фельзитовый порфир 308
— смоляной камень 319
Фельзодацит 357
Фельзосферит 313
Фельзофир 312
Фемические части 44
Фенит 213
Фенокристы 66
Фергусит 207
Фибролитовый гнейс 606
— гранулит 621
Фарризит 299
Филлиты 512, 525, 531, 532, 534, 678
Финиковый кварц 635
Флец 465
Флоитит 608
Фойяит 139, 151, 153, 154
Фойяит-аплит 265
Фонолит 329, 347, 353
Фонолитовый туф 354
Фореллевый камень 179, 186
Фортунит 450
Фосфоритовый песчаник 481
Фракционированная диференциация 45
— кристаллизация 45
Фтанит 486
Фундаментальный гнейс 592
Фурчит 298

Характерные примеси 23
Хедрумит 134
Hellefarsdiabas 399
Херонит 281
Хеумит 301
Хиастолитовый сланец 546
Хибинит 156
Химическая классификация изверженных пород 87
— система изверженных пород 87
Химические осадки 15
Химические типы глубинных пород 694—700
Химически осажденные породы 458, 472
Хислопит 499
Хифолит 404
Хлоригризонит 404
Хлоритовый амфиболит 403, 648
— гнейс 608
— сланец 403, 664
Хлоритоидный сланец 532, 630
— филлит 532
Хлоритоидо-слюдяной сланец 630
Хлорито-слюдяной сланец 630
Хлормеланитит 640
Хлорофир 257
Холлаит 236
Хондалит 633
Хондролиты 93
Хортит 198
Хуннедиабаз 397

Цемент 462
Циминиты (чиминиты) 414
Циркон-сиенит 139
Zobtenfels 175
Цоизитовый амфиболит 643

Чарнокит 110, 216
Чернозем 508
Чечевично-струйчатый диабаз 403
Чешуйчатый порфир 330
Чиполин 499

Шальштейн 406
Шамозит 509
Шапбахский гнейс 605
Шаровая мипетта 289
Шаровое габбро 182
Шаровой гранит 111
— диорит 167
— песчаник 481
— порфир 313
Шерловая порода 555
Шероховатая вакка 502
Schillerfels 225, 226
Шонкинит 199, 202, 204, 691
Шонкинит-порфир 253
Шоренбергит 281
Шошонит 413
Шпатовый железняк 508
Штенцельберг-трахит 374
Шунгит 538

Щебень 461, 462
Щелочной андезит 359, 374
— аплит 263
— базальт 409, 410
— гранит 100, 107
— гранит-порфир 247
— гранитит 100
— диабаз 392
— сиенит 121
— сиенит-порфир 248
— трахит 338
Щелочные породы 41

Эвдиалитовый сиенит 155
Эвдиалито-нефелиновый базальт 437, 438
Эвкрит 186
Эвктолит 455
Эвлизит 675
Эврит 624
Эвфотид 175
Эгерановый сланец 660
Эгирино-авгитовый сиенит 138
Эгирино-нефелиновый гнейс 617
Эгириновый графит 100, 108
— сиенит 135
— сланец 151
— трахит 340
Эклогит 649, 650, 655
Элеолитовый сиенит 139, 149
Элеолито-сиенитовый пегматит 269
Элеолит-порфир 251
Энстатитовый гнейс 615
— гранит 110
Эпидиорит 403
Эпидозит 659
Эпидотовая порода 659
Эпидотовый амфиболит 643
— гнейс 607
— кварцит 633
Эпидото-слюдяной сланец 630
Эпидото-хлоритовый сланец 665
Эпизона 564, 590
Эрлан 616
Эрлановая порода 660
Эрценбахский тип 127
Эссексит 192, 688
Эссексит аплит 265
Эссекситовый диабаз 392, 416
— порфирит 253
Эстреллит 257
Эффузивные породы 307
Эффузия 32

Юзит 154
Юммилит 451
Юсит 416

Якупирангит 230
Ямаскит 198
Яшма 487, 543

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора 3
Предисловие к четвертому изданию 7
Предисловие автора к первому изданию 7
Введение 9
Горные породы. Учение о горных породах. Методы исследования горных пород. Классификация горных пород 9
Общие понятия о веществе горных пород 17
Трещиноватость горных пород 26

Часть I

Изверженные горные породы 30
Изверженные породы как геологические тела 30
Изверженные породы как вещества 33
Химический состав (33). Минералогический состав (51).
Структура и текстура изверженных пород 52
Структуры (62). Текстуры (73).
Метасоматический период изверженных пород 77
Возраст изверженных пород 79
Систематика изверженных горных пород 81

Глубинные породы 93
Семейство гранитовых пород 94
Семейство сиенитовых пород 121
Семейство элеолитовых сиенитов и лейцитовых сиенитов 139
Семейство диоритовых пород 162
Семейство габбровых пород 175
Семейство эссекситов 192
Семейство шонкинитов и тералитов 199
Семейство миссурита и фергусита 206
Семейство бесполевошпатовых, нефелиновых и содалитовых пород . . 208
Семейство анортозитов 215
Семейство перидотитов и пироксенитов 219
Дополнение к глубинным породам 235
Обзор химических отношений глубинных пород 237

Жильные породы [схизолиты] 239
Гранит-порфировые схизолиты 242
Аплитовые (и пегматитовые) схизолиты 259
Аплиты (259). Пегматиты (267). Бостонито-гаутеитовый ряд (269). Тингуаито-сёльвсбергитовый ряд (273).
Лампрофировые схизолиты 282
Малхиты (282). Беербахиты (285). Минетто-керсантитовый ряд (286). Вогезито-спессартито-одинитовый ряд (293). Камптонито-мончикитовый ряд (297). Альнёито-бергалито-польценитовый ряд (302).
Дополнение к схизолитам 305

Излившиеся породы 307
Семейство липаритов и кварцевых порфиров 308
Семейство трахитов и бескварцевых порфиров 332
Семейство фонолитовых пород 347
Семейство дацитов и кварцевых порфиритов 354
Семейство андезитов и порфиритов 358
Плагиоклазовые базальты, мелафиры и диабазы 375

Семейство пикритов и пикритовых порфиритов 407
Семейство трахидолеритов 409
Семейство тефритов и базанитов 418
Семейство лейцитовых и анальцимовых пород 425
Семейство нефелиновых и гаюиновых пород 430
Семейство мелилитовых базальтов 439
Семейство лимбургитов и авгититов 441
Лампрофировые эффузивные породы 446
Химические соотношения порфиролитов и схизолитов 457

Часть II

Слоистые породы 458
Состав слоистых пород 458
Слоистые породы как геологические тела 463
Структура и текстура слоистых пород 466
Систематика слоистых пород 471
Химически осажденные породы (преципитаты) 472
Семейство псефитов и псаммитов 478
Семейство кремневых пород 486
Семейство карбонатных пород 490
Семейство железистых пород 508
Семейство глинистых пород 512
Семейство углистых пород 535

Часть III

Метаморфические горные породы 541
Метаморфизм горных пород 541
Контактовый метаморфизм и контактово-метаморфические породы . 541
Контактовый метаморфизм в излившихся породах (542). Контактовый метаморфизм глубинных пород (543).
Динамометаморфизм и кристаллические сланцы 558
Кристаллические сланцы как вещественные тела 567
Химический состав (567). Минералогический состав (573).
Структура и текстура кристаллических сланцев 577
Структуры (577). Текстуры (581).
Кристаллические сланцы как геологические тела 584
Классификация кристаллических сланцев 585
Семейство гнейсовых пород 591
Семейство слюдяных сланцев 626
Семейство амфиболовых и пироксеновых пород 635
Породы известкового ряда (659). Породы магнезиального ряда (663).
Семейство тальковых сланцев 663
Семейство хлоритовых сланцев 664
Семейство серпентинитов 668
Породы железистого и марганцевистого ряда 673
Породы ряда глинозема 678
Добавления и исправления 681
Приложения 694
Таблицы I—VIII 694
Диаграммы I—III 701
Список авторов 704
Предметный указатель 707

Ответственный редактор: *В. Н. Лодочников.* Редактор издательства *Е. И. Фальк.*
Технический редактор: *А. М. Усова.* Корректор: *Ф. Ф. Александров.*
Сдано 7/VII—34 г. Горгеонефтеиздат № 398. Подписано к печати 25/IX—34 г.
Ко ич. бум. листов 22½. Автор. л. 59,9. Заказ № 896. Формат 69×94.
Печатн. знаков в 1 бум. л. 106496. Тираж 5000 экз. Леноблгорлит № 24934.
4-я тип. ОНТИ НКТП СССР «Красный Печатник», Ленинград, Междунар. пр. 75а.

12.р. Нер. 1 р.
12-65-52

2414

1596