Акад. Ф. Ю. Левинсон - Лессинг

ПЕТРОГРАФИЯ

Акад. Ф. Ю. ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГ

552
Л36

ПЕТРОГРАФИЯ

116

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
переработанное и дополненное

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНХИМСЕКТОР
ЛЕНИНГРАД
1931

Геологических Наук АН Арм.ССР
Библиотека

12-я ТИПОГРАФИЯ
О Г И З'а — РСФСР
ЛЕНИНГРАД
Разъезжая, 43

ГНТИ № 858 НХ 1

Ленинградский Областлит № 936 35 л. Тир. 5.000

СОДЕРЖАНИЕ

ЧАСТЬ ОБЩАЯ

Стр.

Введение. 1. Предмет и задачи петрографии вообще и петрографии СССР в частности. 2. Методы петрографии. 3. Горные породы и запросы жизни 5

Глава 1-ая. Классификация горных пород 20

Глава 2-ая. Формы залегания горных пород 36

Глава 3-ья. Внешние признаки горных пород (трещины и отдельность, сланцеватость, ноздреватость и пористость, ксенолиты) 49

Глава 4-ая. Выветривание и метаморфизм 66

Глава 5-ая. Структура горных пород (сложение, или собственно структура, и строение, или текстура). Кристаллически зернистое сложение и строение 75. Порфировидное сложение и строение. 82. Пегматитовые и гранофировые структуры 93. Шаровые, сферолитовые и оолитовые структуры 96. Полосатые и плоскопараллельные структуры 102. Такситовые структуры 106. Вторичные структуры 107. Агломератные структуры 115) 71

Глава 6-ая. Минералогический состав горных пород 118

Глава 7-ая. *Химический состав изверженных пород* (*Магматические формулы* и коэффициенты 159. Средний валовой химический состав изверженных пород 169) 148

Глава 8-ая. Механизм кристаллизации магмы 174

ЧАСТЬ СПЕЦИАЛЬНАЯ

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Введение. (Дифференциация 206. Взаимоотношения пород и кислот и основной магмы 215. О генезисе изверженных пород 219. Классификация 228) 204

Породы кислой магмы 238

Глубинная фация 238

Гранитовая и гранитоидная формация 238

Кварцевые диориты 277

Кварцевые сиениты и граносиениты 278

Нордмаркиты 279

Производные кислой магмы 280

Сиениты и сиенитовые порфиры 280

Нефелиносиенитовая, или интрузивная щелочная формация 285

Плагиоклазо-фельдшпатидовые глубинные породы 294

Эффузивная фация кислой магмы 295

Кислые порфиры и кератофиры, липариты 299

Дациты и кислые порфириты 304

Трахиты, порфиры и кератофиры 310

Фонолиты 314

Основная магма и ее производные 317

Интрузивная фация 319

Формация габбро-норитовая 319

Диориты и диоритовые порфириты 336

Стр.
Эссекситы 341
Интрузивные ультраосновные породы 342
Эффузивная фация основной магмы 343
Базальты 344
Диабазы, авгитовые порфириты, спилиты 354
Андезиты и порфириты 369
Мелафиры, тералитдиабазы, тефритобазальты (эффузивные эссекситы) 377
Трахидолериты 378
Базанитовая формация (базаниты, фельдшпатидовые базальты и тефриты) 378
Пикриты и пикритовые порфириты 383
Туфы и туфогенные образования 384
Несиликатные магмы 389
Химическая характеристика изверженных пород СССР 391
Химическая характеристика петрографических провинций СССР и Финляндии 400

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Введение 412
Отложения из растворов. Химические осадки 424
Галоидные соли 425
Сульфатные породы 437
Карбонатные породы 438
Кремнистые породы 438
Органогенные отложения 439
Известняки и доломиты 439
Ископаемые угли 458
Трепел и кремнистый сланец, опока 462
Неорганические механические отложения или обломочные породы (Кластогенные отложения). 465
Пески, песчаники и кварциты 467
Брекчии и конгломераты 471
Глинистые, или пелитовые породы (глины, латериты, бокситы) . . 472

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Введение 479
Гнейсы 508
Слюдяные сланцы, филлиты и глинистые сланцы 513
Щелочные сланцы 516
Магнезиальные сланцы 517
Известковые сланцы 517
Кварциты и кремнистые сланцы 517
Полевошпатовые амфиболиты и пироксенолиты 518
Эклогиты 523
Несиликатные члены формации кристаллических сланцев 524

ПРИЛОЖЕНИЯ

I. Техническая оценка естественных строительных камней 526
II. Диаграмма В. Н. Лодочникова 532
III. Литература 537
Указатель 539

ЧАСТЬ ОБЩАЯ

ВВЕДЕНИЕ

1. Предмет и задачи петрографии вообще и петрографии СССР в частности

Не только описывать, но и объяснять, найти закономерности, управляющие разнообразием структуры, состава и условий нахождения горных пород, и в результате выяснить генезис различных горных пород, набросать их историю — вот как можно формулировать задачу петрографии вообще и петрографии отдельных областей в частности. Таковой, следовательно, должна быть и задача петрографии СССР. Конечно, мы еще более или менее далеки от возможности разрешения этой задачи полностью. Но каждое новое приобретение в петрографии—будь то новый факт, новое обобщение, экспериментальное освещение того или иного вопроса, наконец, новая идея—указывают новые пути или новые проблемы, являются завоеванием в области геологического познания, шагом вперед по пути к разрешению проблемы горных пород.

Исходя из этого общего положения, можно разложить задачу петрографа на две составные части: 1) геологическое изучение горных пород, как геологических тел, и 2) петрографическое изучение горных пород, как минеральных аггрегатов. Изучение форм залегания, контактов, географического и геологического распространения разных типов и семейств, а также регионального сонахождения разных горных пород освещает вопрос о генезисе каждой горной породы в отдельности и целых сообществ горных пород. Сопоставляя наблюдения в разных странах, в геологически различных областях и в образованиях различного геологического возраста, мы открываем некоторые общие, повторяющиеся черты, которые дают возможность говорить о петрографических формациях и петрографических провинциях.

Под петрографической формацией мы понимаем совокупность всех пород, связанных с кристаллизацией какой-нибудь магмы, то-есть породы, непосредственно из нее возникшие, контактные ее действия, продукты сплавления и ассимиляции посторонних масс, связанные с нею пегматитовые жилы, месторождения руд и нерудных иско-

паемых. Таковы, например, гранитовая формация, габбро-перидотито-пироксенитовая формация, базальтовая формация и т. п.

С понятием о петрографической провинции связано учение об особенностях химического или минералогического состава, характеризующих отдельные географические области распространения горных пород. Провинция Венгерская, Чешская, Южно-Норвежская, Римская, Хибинская и т. п. отличаются, каждая своей особенностью; вполне целесообразной и плодотворной является попытка найти особенности таких провинций и таким образом подчеркнуть общность происхождения слагающих данную провинцию пород из той или иной родоначальной для данной местности магмы; таким путем очерчиваются, по выражению Вашингтона, „комагматические области". Когда выходят за пределы такого понимания провинции, впервые намеченного Джёддом (еще раньше Фогельзангом), развитого Брёггером, Вашингтоном и др., и стремятся понятие о петрографических провинциях обобщить в форме установления закономерной связи между химическими особенностями изверженных пород и географическим их распространением, как это было сделано Беккe, Харкером и Прайором, встречаются с многочисленными противоречиями и исключениями. Беккe установил две провинции: тихоокеанскую—щелочноземельную (базальтовую) и атлантическую—щелочную (щелочноизвестковую), а Харкер при этом подчеркивает приуроченность последней к областям излома, а первой—к областям складчатой деформации. Не говоря уже о том, что между этими двумя типами магм существуют переходы, затрудняющие во многих случаях их разграничение, надо считать в настоящее время установленным такое значительное число фактов, противоречащих этому разграничению (нахождение щелочных пород в области Тихого океана и щелочноземельных в области Атлантического, а также совместное нахождение и тех, и других), что сохранение представления о двух провинциях является неоправдываемой фактами натяжкой. Не спасают этого учения и попытки внести поправки, например, в виде бореальной базальтовой провинции Вольфа (уже раньше намеченной Хрущовым) или спилитовой формации Дьюи и Флетта, средиземноморской провинций Ниггли.

Термины Тихоокеанская или Атлантическая провинция можно, конечно, как это и делают некоторые авторы, понимать не как географическое понятие, а как *типы* пород и провинций применительно к господствующему в области Тихого или Атлантического океана типу пород. В этом смысле эти термины были бы приемлемы; но следует помнить, что породы Тихоокеанского типа встречаются в области Атлантики и наоборот. Однако, если географический и геологический

элемент в характеристике провинций заменить элементом химического и минералогического состава, т. е. говорить о Тихоокеанском *типе*, об Атлантическом *типе*, то уже совершенно утрачивается понятие *о провинции*.

Изучение петрографических провинций СССР вполне подтверждает вышесказанное.

Если в области изверженных пород одним из основных обобщений является понятие о петрографических формациях и провинциях и связанное с этим учение о дифференциации, то в области пород метаморфических на первом плане стоит учение о мигматизации и о зонах и фациях метаморфизации. В этом отношении много ценного и поучительного материала дают Мурманский край и Урал.

Петрографическое изучение каждой горной породы в отдельности ставит себе задачей не только подробное всестороннее ее описание, но и использование этих описательных признаков для освещения генезиса горной породы. И если еще Сорби подчеркнул, что такие мелочи, как микроскопические включения, дают возможность делать заключения о происхождении горных пород, то тем более можем мы теперь, на почве нашего богатого опыта геологического, микроскопического и химического изучения горных пород, делать выводы об условиях их генезиса и позднейших стадий их существования.

Европейская часть СССР со включением Урала и северного Кавказа обнимает следующие петрографические провинции, по большей части разделенные более или менее значительными областями, лишенными изверженных пород:

1. Кольский полуостров.
2. Беломорский район.
3. Карелию.
4. Югозападную область.
5. Крым.
6. Южный Приазовский район.
7. Северный Кавказ.
8. Урал, подразделяющийся на собственно Урал, со включением Губерлинских гор, и Ильменские горы.

Каждая из этих провинций отличается своими характерными чертами, которые, конечно, могут быть подробно обрисованы лишь на почве более или менее детального описания слагающих их пород. Общая краткая характеристика этих провинций может быть формулирована так:

Провинция Кольского полуострова—это обширнейшая в мире область нефелиносиенитовой формации, к которой с запада и севера

примыкают метаморфические и отчасти гранитовые и габбро-норитовые породы.

Беломорский район характеризуется преобладанием гнейсогранитов и формацией метаморфических пород.

Карелия — эта область диабазовой магмы и притом с интереснейшим палеовулканическим районом в северозападной части Онежского озера; на северовосточном побережье и прилегающих островах имеется отдельный район гранитовых пород, быть может находящийся в соединении с Беломорским районом.

Юго-западную кристаллическую область можно характеризовать, как габбросиенитовую и гранитовую формацию.

Южная, или Приазовская область отмечена нефелиносиенитовой магмой.

Петрографическая физиономия Крыма определяется сочетанием кислых натрожелезистых лакколитов диабазовых пород и спимбркератофировой серии.

Северный Кавказ отмечен гранитами, кислыми неоинтрузиями, диабазами и мощными молодыми лавовыми потоками андезитодацитовой магмы.

Урал имеет довольно пеструю петрографическую физиономию как в области изверженных, так и метаморфических пород, но характерной его чертой является значительное развитие сильно дифференцированной габбро-пироксенито-перидотитовой формации и древних диабазовых эффузий.

Наконец, Ильменские горы—это своеобразная область нефелиносиенитовой формации в связи со щелочными гранитами.

Уже из этой беглой характеристики явствует, что Европейская часть СССР представляет страну, в петрографическом отношении чрезвычайно разнообразную и интересную. И хотя на ее пространстве отсутствуют или очень слабо представлены некоторые типы изверженных пород, как, например, лейцитовые породы, трахиты и базальты,— разнообразие встречающихся в Европейской части СССР горных пород достаточно велико, не только чтобы дать возможность на ее материале изучить почти всю петрографическую систематику изверженных пород, кроме особых редких типов, но и для постановки и освещения некоторых общих вопросов петрографии. Совершенно отсутствуют только базанитовые породы вообще и лейцитовые—в частности.

Вместе с тем можно отметить несколько общих характерных черт петрографии Европейской части СССР. Это прежде всего отсутствие изверженных пород на очень обширной площади центральной и северовосточной части СССР, во-вторых, бедность южной и юго-западной областей эффузивными породами; правда, число этих последних быть

может со временем окажется более значительным, если принять во внимание, что по мере большей детализации геологической съемки открываются новые выходы вулканических пород. Далее бросается в глаза отутствие неовулканических образований, за исключением сев. Кавказа, и, наконец, нельзя не отметить, что среди палеовулканических формаций господствуют подводные извержения.

2. Методы петрографии

Четырьмя путями шло и продолжает итти развитие петрографии; эти пути: 1) геологическое изучение горных пород в поле; 2) лабораторное их исследование, микроскопическое и химическое; 3) экспериментальные работы в области петрогенезиса, условий образования и равновесия породообразующих минералов и т. п., а также изучение минералогических продуктов технических производств; 4) общие теоретические построения, рабочие гипотезы. В истории развития петрографии можно найти периоды преобладания того или иного из этих четырех путей петрографического познания; но никогда ни один из них не утрачивал своего значения, как бы велико не было увлечение тем или иным из них; и не подлежит, конечно, сомнению, что успешное развитие петрографии, как дисциплины геолого-минералогической, являющейся связующим звеном между геологией и минералогией, требует сотрудничества всех четырех вышеуказанных методов петрографического изучения земной коры. Нельзя себе представить науки о горных породах без геологического наблюдения, без микроскопа или химического анализа, без эксперимента и без рабочих гипотез. Это само по себе очевидно и об этом не стоило бы говорить. Не так очевидна роль и необходимая доля участия каждого из вышеуказанных методов в усилиях и стремлениях петрографии; и мне хотелось бы постараться вкратце очертить значение и пределы применимости каждого из методов изучения горных пород, каждого из путей петрографического познания.

Наблюдение горных пород в поле, т. е. изучение условий залегания, контактов, геологического и географического распространения горных пород, является тем фундаментом, на который должны опираться все петрогенетические построения. Самая форма интрузивного или иного тела горной породы, ее контакты и вообще взаимоотношения с вмещающими ее или соприкасающимися с ней породами часто дают определенное решение вопроса о генезисе горной породы. Однако, нельзя упускать из виду возможности разного толкования одного и того же обнажения, в особенности там, где денудация замаскировала некоторые стратиграфические взаимоотно-

шения или смыла те или иные части массива. Вместе с тем надо считаться и с возможностью различного толкования даже хорошо сохранившихся обнажений, чему не мало можно найти примеров.

Микроскопическое и химическое исследование в лаборатории дополняет и освещает полевые наблюдения и раскрывает истинную природу структуры и минералогического состава горной породы. Можно смело сказать, что без такого исследования немыслимо изучение горных пород. Но толкование микроскопических наблюдений часто открывает путь для разных предположений и во многих случаях требует экспериментальной проверки и освещения, требует критики со стороны геологических соотношений горных пород. Было время, когда микроскопическое исследование казалось самодовлеющей ценностью, считалось единственным путем для детального изучения горных пород. Это время прошло... Истинную ценность микроскопическая работа получает лишь в связи с химическим анализом и с геологическим изучением горной породы на месте ее залегания.

Экспериментальное изучение петрогенетических проблем сделало за последние годы большие успехи и возвысилось до степени незаменимого фактора в познании истинной природы процессов кристаллизации магмы, ассимиляции и дифференциации. Высоко ценя значение этого метода, которому и в заведываемой мною лаборатории было уделено серьезное внимание, я, однако, принужден констатировать, что значение такого рода работ иногда переоценивается, и что выводы петрогенетического характера, которые из них делаются, нередко выходят за пределы тех условий и размеров, на которые дают право скромные рамки современных экспериментальных работ, а быть может и вообще возможных в этой области опытов. В самом деле, нельзя забывать, что опыты плавления с многокомпонентными системами слишком сложны и пока еще не дают простых выводов. Не следует также забывать, что магма, в частности глубинная магма, с которой в сущности и связаны почти все петрогенетические проблемы, богата летучими составными частями, играющими роль важных участников в процессах кристаллизации и дифференциации и часто направляющими их. Мы, однако, к сожалению, пока лишены возможности осуществлять опыты в условиях, соответствующих природной глубинной магме. Приходится обыкновенно довольствоваться сухими расплавами без летучих „минерализаторов“ и без давления. Делая те или иные выводы из таких упрощенных опытов, не следует увлекаться напрашивающейся возможностью выводить из них безапелляционные заключения, решающие петрогенетические проблемы.

Существенным подспорьем для экспериментальных работ является также детальное микроскопическое исследование таких искусственных минералогических продуктов, как шлаки, стекла, клинкера и т. п.

И полевые наблюдения, и лабораторные исследования, и экспериментальные работы неминуемо приводят нас к гипотезам, к тем или иным идеям. Независимо от этого, умозрительные построения общего характера нередко открывают новые проблемы и освещают путь для дальнейших работ. В истории петрографии можно отметить не одну плодотворную идею, с которой связан известный прогресс в наших знаниях. Но вместе с тем можно отметить, что иногда идеи носят предвзятый характер и, в случае упорства, направленного к их защите, ведут к натяжкам, к догматизму, к ложным построениям.

Залог успешного развития петрографии лежит в рациональном сочетании всех четырех методов петрографического познания, без чрезмерной переоценки или недооценки значения того или иного из них в ущерб другим.

И потому, как ни ценно то, что дали петрографии прежние направления в ней, носившие отпечаток преобладания того или иного методологического момента в познании горных пород (напр., направления микроструктурно-описательное, минералогическое, химическое), но наиболее продуктивным следует считать современное синтетическое или химико-минералогически-геологическое направление.

Много ценных наблюдений и обобщений и большой фактический материал дали для петрографии геологи первой половины XIX столетия. Но в петрографии совершился полный перелом с введением микроскопического метода исследования. Ни одно из позднейших влияний не может по своему значению итти в сравнение с тем переворотом, который был произведен микроскопом. И хотя геологическое изучение горных пород и постановка некоторых проблем химической петрографии ведут свое начало от домикроскопического периода петрографии, но и они получили возможность правильной постановки лишь с момента перехода петрографии на микроскопический метод исследования. Можно сказать, что петрография без микроскопа находилась в том же положении, — вернее, в гораздо худшем, — как зоология и ботаника до эмбриологии и цитологии.

Новые импульсы петрография получила как из своей собственной среды, так и извне: от геологии, минералогии с кристаллографией, химии и отчасти от металлографии. Перебирая мысленно важные в развитии петрографии моменты после введения микроскопа, можно притти к следующему выводу: в области геологии таковыми явились открытие лакколитов, торжество теории бокового давления в учении о горообразовании и находки окаменелостей в кристаллических слан-

цах; в области минералогии и кристаллографии прежде всего следует отметить, развитие методов определения полевых шпатов; в области химии—методику измерения высоких температур, электрические печи и пирометры с платиновыми термопарами, термический анализ, правило фаз и учение о равновесии. В самой петрографии живительными началами явились химические классификации, учение о дифференциации, искусственное получение горных пород и отдельных их минералов и экспериментальное изучение условий образования и сосуществования породообразующих силикатов.

С открытием лакколитов плутонические породы перестали быть продуктами кристаллизации на недосягаемой глубине при неведомых условиях; факт более или менее значительных передвижений, которые испытала магма лакколитов до затвердевания, уже сам по себе интересный и важный, поставил вопрос о механизме этого передвижения и привел к нескольким интересным гипотезам и к констатированию большого морфологического разнообразия интрузивных тел. Изучение контактов и ксенолитов также дало много новых указаний. Но бесспорно самым важным следствием открытия лакколитов, а затем и других форм интрузивных тел было геологическое освещение и изучение явлений дифференциации: о них раньше говорили предположительно, а теперь на достаточно обнаженных денудацией лакколитообразных массивах их можно было видеть реально.

Когда в учении о горообразовании восторжествовала, благодаря Дана, Зюссу, Леконту, Гейму, теория тангенциального давления, перед петрографами встала новая проблема: изучить влияние того давления, которым сопровождались горизонтальные смещения слоев земной коры, изгибающихся в складки, на состав и строение слагающих эти слои горных пород. Наряду с так называемыми механическим метаморфизмом [1]) Бальтцера, т. е. с явлениями механического внедрения одного литологического тела в другое, возникло столь плодотворное, хотя и переоцененное некоторыми петрографами учение о дислокационном метаморфизме (Лоссен), или динамометаморфизме (Розенбуш, Леман), т. е. учение о механических деформациях, изменении структуры и минералогическом метасоматозе горных пород под влиянием орогенетического давления.

Находки окаменелостей в кристаллических сланцах убедили всех в том, что возможен глубокий метаморфизм осадков, превращающий их в кристаллические силикатные породы, и этим дали прочную основу учению о метаморфизме.

---

[1]) Интересные новые примеры таких механических смещений и внедрений были даны Штейнманом в статье „Ueber Gesteinsverknetungen“ N. J. юбил. том.

Наконец, для развития петрографии изверженных пород имело бесспорное значение открытие палеозойских и более молодых гранитов, т. к. этим был нанесен серьезный удар тому взгляду, который в систематике изверженных пород отводил существенное место геологическому возрасту.

Львиная доля успехов петрографии за последние десятилетия падает на изверженные породы, значительное внимание в последние годы уделено кристаллическим сланцам; осадочные породы в общем оставались в тени, хотя и по отношению к ним достигнуты некоторые успехи.

3. Горные породы и запросы жизни

Стремление к изучению горных пород, к познанию их особенностей и условий их образования и залегания имеет своим источником не только жажду научного познания этих памятников геологической старины, геологической истории земной коры, но и непосредственные запросы практической деятельности человека. Это стремление поддерживается тем практическим интересом, с которым связано познание особенностей горных пород, учет и использование этих во многих отношениях важных и необходимых для человека природных материалов. В самом деле, применения горных пород очень разнообразны: строительные материалы, удобрительные вещества, минеральное топливо, огнеупорные материалы, керамическое сырье, необходимая для приготовления пищи соль, различное сырье для химической промышленности—вот те разнообразные применения, которые имеют минеральные аггрегаты, известные под названием горных пород. Вызванный мировой войной кризис в снабжении разных стран теми горными породами, которыми они не обладают, или которые в них еще неизвестны или недостаточно изучены, последовавшее затем обособление некоторых стран и вытекающая отсюда необходимость искать у себя то, что раньше привозилось извне, наконец, стремление к более полному использованию своих естественных богатств—все это явилось побудительной причиной для усиления интереса к разным горным породам и в СССР. Керамическая промышленность, электротехника и металлургия алюминия диктуют необходимость углубления в изучение наших глин и глиноподобных отложений бокситового характера. Развитие металлургической и иной обрабатывающей промышленности заставляет искать новых месторождений каменного угля или возможных его суррогатов, детально изучать уже известные рудные месторождения и произвести учет наших богатств в этой области. Калиевые соли, радиоактивные вещества, редкоземельные эле-

менты, минеральное удобрение (фосфорит, апатит)—все это импульсы для изучения и учета тех или иных горных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых, которые образовались одновременно с вмещающими их горными породами или впоследствии— в результате позднейших их превращений. Изучение и использование многих руд также непосредственно связано с изучением вмещающих их горных пород. Но самое обширное применение горные породы имеют в качестве строительных материалов.

Применение горных пород в качестве строительных материалов диктуется не только стремлением к прочности или изяществу построек, но и соображениями огнестойкости, а потому имеет важное государственное значение, а для многих крупных сооружений горные породы являются единственным материалом, из которого они могут быть возведены. Можно следующим образом сгруппировать горные породы, применяемые в качестве тех или иных строительных материалов:

строительный камень,
облицовочный камень, бутовый материал,
камень для шоссейных дорог, уличных мостовых и тротуаров,
материалы для вяжущих веществ,
скульптурные материалы,
огнеупорные материалы.

Некоторые горные породы находят себе различные применения в строительном деле; но, вообще говоря, каждая из этих категорий строительных материалов удовлетворяется своими особыми горными породами.

Строительный камень, т.-е. горные породы, которые могут быть непосредственно применяемы в виде монолитов или отдельных обтесанных или более совершенно обработанных кусков, находится как среди осадочных и метаморфических, так и среди изверженных пород. И если число таких месторождений строительного камня, которыми могут удовлетворяться мелкие и незатейливые местные нужды, велико, то месторождения, могущие снабжать хорошим строительным материалом различные отдаленные местности или служить предметом вывоза, гораздо более редки, так как они должны удовлетворять нескольким условиям, каковы: достаточное количество камня для обеспечения продолжительной эксплоатации, значительная однородность материала, удобное расположение относительно путей сообщения, особенно водных, наконец, расположение в таких районах, где применение рабочей силы экономически выгодно. С этой точки зрения, конечно, далеко не всякое месторождение камня, хотя бы и удовлетворяющее по своим петрографическим, химическим и механическим

свойствам запросам строительной техники, может быть использовано для заложения больших каменоломен и для широкого использования; поэтому замена крупных каменоломен, почему либо вышедших из сферы эксплоатации, новыми требует хорошего знакомства с районами развития разных горных пород и большой осмотрительности в их выборе. Перед нами такой вопрос как раз и встал в связи с последствиями мировой войны: финляндский гранит, польские песчаники, (радомский и др.), эстляндские доломиты и известняки, финляндские и итальянские мрамора должны быть заменены соответствующими горными породами, имеющимися в пределах СССР. К счастью, мы действительно обладаем подходящими для этого каменными богатствами, но их надо знать, надо изучить, надо произвести им учет. И в этом отношении кое-что уже сделано и очень многое можно будет сделать на почве всестороннего изучения горных пород, т.-е. петрографии СССР. Об этом красноречиво свидетельствуют граниты восточного берега Онежского озера, мрамора Урала, трассы Карадага, крымский ракушник, артикские туфовые лавы Армении и мн. др. В пределах СССР можно найти достаточно хорошего каменного материала как для монументальных сооружений, мостов, плотин и т. п., так и для городских домов и для деревни, вообще везде, где безопасность в пожарном отношении требует применения не только кирпича, но и настоящего камня. Но недостаточно выбрать тот или иной камень, руководствуясь его внешним видом, соображениями эстетики и механической прочности; приходится считаться еще с климатической стойкостью, с тем, что камень, вполне пригодный для той или иной цели в одних климатических условиях, может оказаться непригодным в других. Таким образом, широкое и рациональное использование камня русского происхождения в виде строительного материала предполагает не только широкое петрографическое изучение горных пород СССР, но и лабораторные технические их испытания и существование собраний образцов всех горных пород СССР, где можно было бы получать полные сведения о них и производить необходимые исследования и испытания. Особый центральный музей каменных строительных материалов с соответствующими лабораториями, организация которого была признана желательной на 1-й Музейной конференции, и был бы таким учреждением.

Все, что было сказано о строительном камне, относится, конечно, и к облицовочному камню, для которого соображения изящества и климатической стойкости приобретают, однако, еще большее значение. И в этом отношении каменные запасы СССР велики и разнообразны.

Одним из больных мест у нас являются, как известно, дороги и уличные мостовыя. Для всех городов, а тем более для городов нашего севера наиболее рациональной является каменная брусчатая мостовая. Для устройства такой мостовой вовсе нет надобности прибегать к помощи широко в разных странах, в том числе и на юге СССР, применяемого бельгийского камня (из Quenast), так как габбродиабазы западного побережья Онежского озера представляют громадные запасы камня, во всех отношениях безусловно вполне пригодного для приготовления брусчатой мостовой; к эксплоатации этого камня, как известно, уже и приступили. Конечно, не приходится особенно распространяться о том, что в разных частях СССР имеется и иной материал, пригодный для городских мостовых и для шоссейных дорог.

Что касается вяжущих веществ, то, помимо глин, песков и известняков, которые для этого необходимы и в разных частях СССР уже использованы, у нас имеются, как, например, в центральном Кавказе, прекрасные цементные известняки, еще ожидающие своей очереди, имеются залежи трепелов, трассов, опок, необходимых для приготовления цементов, стойких в морской воде, и т. п.

Приведенных соображений и примеров достаточно для того, чтобы доказать необходимость знания петрографии СССР не только с точки зрения научного интереса, связанного с ее изучением, но и с точки зрения непосредственных запросов жизни.

Наиболее обычными строительными камнями являются граниты, габбродиабазы, базальты, различные песчаники и известняки; но кроме того применяются также порфиры, иногда гнейсы и вообще разные изверженные породы. Граниты, габбродиабазы, базальты, порфиры, если они не подверглись уже выветриванью, вообще говоря, представляют прекрасный строительный камень. Точно также хороший при известных условиях строительный камень представляют известняки и песчаники.

Иллюстрацию сравнительной прочности разных горных пород дают нижеследующие данныя Ханиша о временном сопротивлении сжатию (раздавливанию) в *кг* на *кв. см*:

Название пород	Сопротивление		
	Максим.	Миним.	Среднее
Порфиры	2326	1344	1835
Граниты	2401	1232	1581
Диориты	2900	1300	2400
Базальты	4570	920	2600
Трахиты и фонолиты	2600	560	1700

Название пород	Сопротивление		
	Максим.	Миним.	Среднее
Гнейсы	2760	480	1200
Кристаллические известняки .	1161	795	949
Плотные известняки	1915	390	1003
Песчаники	1839	291	920

Для русских гранитов мы имеем, по данным Механической лаборатории Белелюбского:

Среднее [1])	Максимальное	Минимальное [2])
1723	2629	1149

Крупность зерна, как показал Залесский, решающего значения не имеет; среди 55 исследованных русских гранитов есть очень прочные граниты со средней крупностью зерна в 0,6; 0,7; 1,4; 1,1; 2,0; и есть граниты со слабым сопротивлением при средней крупности зерна в 0,6.

Для русских порфиров 7 испытаний дают:

Среднее	Максимальное	Минимальное
1640	2348	1115

Испытания каменных строительных материалов юга СССР и Кавказского края, произведенные в лаборатории проф. Абрамова в Новочеркасске, показали, как и следовало, конечно, ожидать, что изверженные породы, вообще говоря, отличаются большой крепостью; хорошими качествами обладают и песчаники; известняки оказались слабыми, очевидно потому, что на юге в большом ходу сравнительно слабые третичные известняки. Если разбить все породы на четыре категории, а именно: 1) камни выдающейся крепостью, с временным сопротивлением сжатию свыше 2000 *кг* на *кв см.*; 2) камни крепкие, с сопротивлением от 2000 до 700; 3) камни средние, с сопротивлением от 700 до 350 и 4) камни слабые, с сопротивлением ниже 350, то окажется, что испытанные камни распределяются между этими группами следующим образом в процентах относительно числа испытанных камней:

	I	II	III	IV
Изверженные породы, преимущественно граниты, но также порфиры, лабрадориты, андезиты, трахиты .	25% [3])	75%	—	10%
Песчаники	8%	50%	32%	10%
Известняки	—	21%	22%	57%

[1]) Из 55 испытаний.

[2]) Есть два случая исключительно низких: 1004 и 848 (?).

[3]) Граниты и липариты.

В последнее время стали применять для определения механической крепости не только раздавливание, но также разрыв и изгиб.

Исследование каменного строительного материала не ограничивается, однако, лишь определением временного сопротивления сжатию (или, как иногда выражаются, раздавливанию). Климатическая стойкость камня определяется не только этим коэффициентом его механической прочности, но еще и целым рядом других особенностей и признаков, для изучения которых имеются уже свои специальные методы. Не задаваясь целью дать здесь методику этих испытаний, нельзя не отметить некоторых из важных в этом отношении признаков и особенностей горных пород. Это тем более полезно знать петрографу, что обыкновенно петрографы на такие особенности горных пород мало обращают внимания или даже совершенно их обходят. Во-первых, многие горные породы не только непосредственно разбиты трещинами, но иногда обладают такими неявными, однако, часто роковыми плоскостями легкого раскола, которые могут ускользнуть от внимания петрографа, но обнаруживаются при механической обработке камня или при воздействии на него климатических факторов. Погружением в красящие растворы такие плоскости, все равно, будут ли это невидимые плоскости наслоения в осадочной породе, плоскости сланцеватости в метаморфической породе, плоскости отдельности в изверженной породе или, наконец, случайные трещины, легко могут быть обнаружены. Второй признак представляет пористость, иногда тоже невидимая при поверхностном осмотре горной породы и тоже обнаруживаемая этим методом. Самый характер пористости имеет большое значение, так как при одинаковом проценте пор не все равно, как они расположены и какого они характера: отдельные замкнутые и изолированные поры с точки зрения выветривания гораздо менее опасны, чем мелкие сообщающиеся между собой поры и ходы, дающие возможность влаге проникать в толщу горной породы. Пористостью определяется влагоемкость горной породы, а от этой последней зависит и механическая ее стойкость, ибо сопротивление раздавливанью значительно понижается у пропитанной водою горной породы; понижается и климатическая стойкость, так как проникающие в поры растворы получают возможность большой поверхности соприкосновения с минералами горной породы и их разрушающее действие от этого во много раз возрастает; а если проникшая в поры вода замерзает, то может произойти и полное разрушение горной породы.

Как указано выше, крупность зерна для механических свойств, горных пород не имеет решающего значения. Для климатической стойкости, однако, значение крупности зерна гораздо более велико

так как при повторных и резких колебаниях температуры породы крупнозернистые, неравномернозернистые и с минералами различной окраски гораздо легче подвергаются растрескиванию, вследствие неравномерных изменений объема отдельных составных частей, чем мелкозернистые и равномернозернистые породы.

В песчаниках, которые так часто применяются в качестве строительного материала, большое значение имеет не только характер цемента и песчинок, но самое расположение цемента, способ срастания песчинок между собою и т. п. Точно так же в гранитах имеет значение не только количество кварца, как наиболее прочной составной части гранита, но и характер его расположения; для кровельных сланцев такое же значение имеет характер расположения слюды. Все эти примеры показывают, что, помимо установленных петрографами типов структур, в пределах каждой из них имеют значение еще и такие детали, на значение которых было обращено внимание только с тех пор, как к изучению каменных строительных материалов подошли с научно-технической точки зрения.

Горные породы представляют одну из важнейших отраслей естественных производительных сил СССР; знакомство с горными породами вообще и с петрографией в частности и должно содействовать возбуждению интереса к этим богатствам и к возможно широкому их использованию.

Нельзя вместе с тем не отметить, что широкое и рациональное использование каменных строительных материалов не только требует возможно всестороннего изучения горных пород с точки зрения их свойств, интересных в научном отношении, но вызывает потребность в углублении в такие детали строения и состава, которые, имея большое техническое значение, ускользали от внимания петрографов. В этом отношении очень поучительны многие детали структуры, отмеченные при таких исследованиях Гиршвальдом в Шарлоттенбургском политехникуме. Мы имеем здесь еще один пример благодетельного взаимодействия науки и техники как для самой науки, так и для рационального использования изучаемых наукой природных объектов.

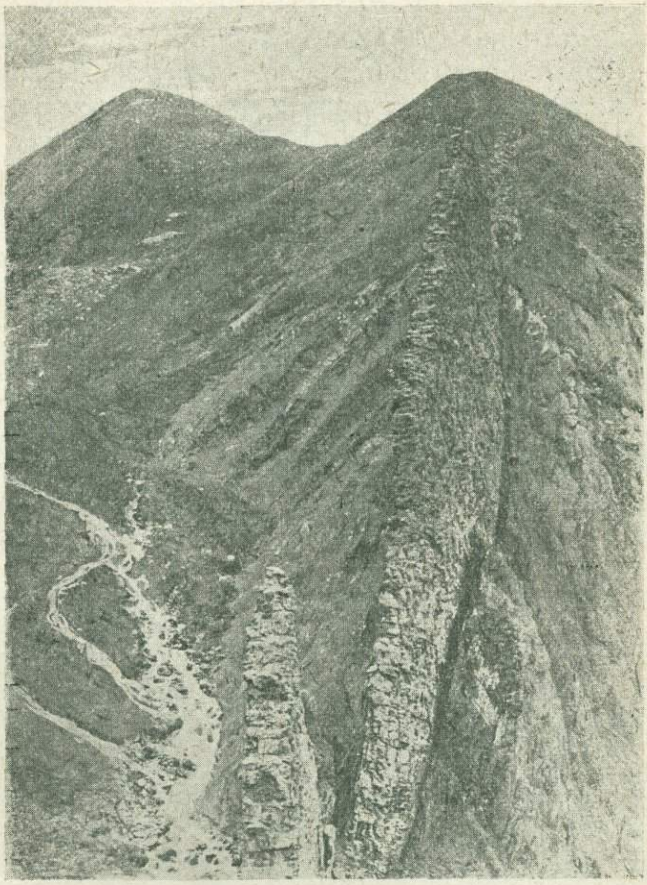
ГЛАВА I

Классификация горных пород

Сообразно с двойственным характером горных пород — с одной стороны, это минеральные аггрегаты, с другой геологические тела — и вопрос об их классификации ставит нам такую дилемму: должна ли классификация горных пород быть минералогической или геологической. В такой форме вопрос был поставлен Лоссеном и впоследствии Кроссом. Вряд ли можно в настоящее время на этот вопрос дать ответ, категорически отдающий предпочтение геологическому моменту в ущерб минералогическому или наоборот. Оба признака одинаково важны или, вернее сказать, одинаково необходимы; поэтому всякая геологическая классификация будет неполной, если она не примет во внимание минералогических признаков, и обратно, всякая минералогическая классификация должна, чтобы не быть односторонней, опираться на геологические моменты.

Если мы таким образом приходим к заключению, что для всестороннего освещения горных пород необходима и минералогическая (вернее, петрографическая) и геологическая их группировка, то остается все-таки открытым вопрос о первоначальной классификации, о том, на чем же должно быть основано первоначальное распределение горных пород на группы. С точки зрения этой первоначальной группировки первенство принадлежит геологическому моменту, а именно, генетическому признаку. Первоисточником всех горных пород является заключенная внутри земной коры огненно-жидкая масса, называемая магмой. Когда впервые образовалась наружная кора, она получилась путем застывания этой магмы. Когда впоследствии и вплоть до настоящего времени при вулканических извержениях выливается и застывает лава, когда при совокупных усилиях горообразования и денудации впервые появляются на поверхности земли горные породы, представляющие застывшую на глубине магму, происходит обновление земной поверхности, в круговорот процессов денудации и выветривания вступают новые материалы. Таким образом первоисточником всех горных пород является магма,

и первой генетической группой горных пород, которые можно назвать с точки зрения генезиса первичными, являются породы магматические, или изверженные. Выветривание и денудационные процессы путем разрушения изверженных пород, путем переноса и отложения этих продуктов разрушения создали первоначально из первичной магматической коры комплекс тех вторичных горных по-

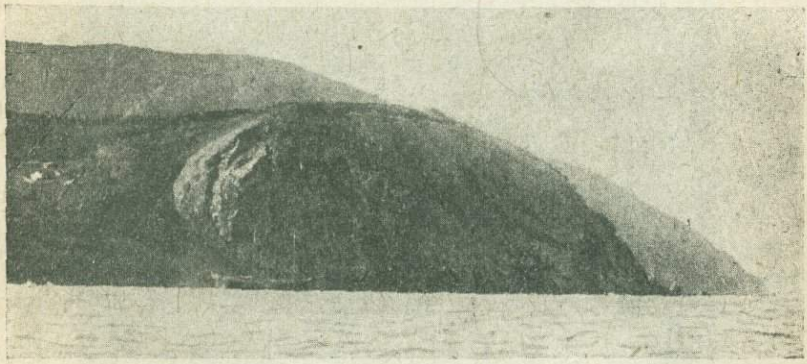


Фиг. 1. Дайка. Р. Думала (Центр. Кавказ).
Фот. Ф. Левинсона-Лессинга.

род, которые называют осадочными или пластовыми; эти породы продолжали возникать впоследствии и получаются и в настоящее время везде, где, как упомянуто выше, вулканическое извержение выносит магму на дневную поверхность или застывшая на глубине магма обнажается на поверхности. В процессе перегруппировки элементов и переотложения минеральных масс, который мы называем образованием осадочных пород, участвуют, конечно, и сами

осадочные породы, но все-таки первоисточником, из которого получилась совокупность осадочных пород, из из которого этот первоначальный фонд осадочных образований постоянно пополняется, служат породы магматические,

Дальнейшая судьба осадочных пород, в частности более или менее мощных континентальных или морских отложений, такова. Погребаемые под новыми толщами отложений, перемещаемые дислокационными процессами в более или менее глубокие зоны земной коры, они попадают под действие метаморфизующих факторов: прогревания внутренней теплотой земли, дифференциального давления, растяжения и других последствий дислокационных процессов, глубинных минеральных источников и газов. В результате таких воз-



Фиг. 2. Лакколит Чукурлар на южном берегу Крыма.
Фот. Ф. Левинсона-Лессинга.

действий, называемых метаморфизмом, получаются те глубоко видоизмененные породы, которые составляют третью основную группу под названием *метаморфических пород*.

Между этими тремя группами пород может установиться настоящий кругооборот, если принять во внимание, что метаморфические породы, опустившиеся достаточно глубоко в земную кору, могут расплавиться и снова дать начало породам магматическим, как это было впервые высказано еще *Хёттоном* и в последнее время подробно развито *Лукашевичем*.

Каждая из этих трех основных групп горных пород, т.-е. изверженных, осадочных и метаморфических, обнимает более или менее разнообразные и разнородные в генетическом отношении типы, которые могут быть вкратце охарактеризованы следующим образом.

Магма доставляется на дневную поверхность в те слои земной коры, в которых происходит ее затвердевание, или в виде сплошной массы, при излиянии получающей название лавы, или

в виде раздробленной и распыленной массы. В первом случае получаются массивные горные породы магматического происхождения, во втором рыхлые вулканические выбросы, так называемые пирокла-



Фиг. 3. Лакколит [или экструзия]. (Дацит Калько в Центр. Кавказе).
Фот. Д. С. Белянкина.

стические материалы. В зависимости от того, происходит ли застывание магмы под земной поверхностью или на поверхности, т.-е. достигает ли магма земной поверхности в жидком состоянии или нет,



Фиг. 4. Денудированный лакколит Кара-Баир в Крыму.
Фот. Д. И. Щербакова.

получаются в первом случае так называемые глубинные (интрузивные) породы, во втором излившиеся (эффузивные). Условия кристаллизации тех и других существенно различны, что и находит

себе выражение в их структуре и отчасти в их минералогическом составе. Рыхлые вулканические выбросы впоследствии подвергаются гидрохимической переработке, цементированию и из них получаются так называемые вулканические туфы.

Осадочные породы в генетическом отношении довольно разнородны; если оставить в стороне детали и некоторые переходные типы, можно привести это разнообразие к трем генетическим типам: выпадению из раствора, механическому отложению продуктов физического и химического распада как изверженных, так и более древних оса-



Фиг. 5. Размытый андезитовый нек „Сфинкс" на Карадаге в Крыму
Фот. А. М. Дьяконова.

дочных пород, наконец, накоплению остатков организмов после их смерти или отложению минеральных масс в результате жизнедеятельности организмов, растительных или животных. Таким образом получаются три генетических типа осадочных пород: химические осадки, механические отложения или обломочные породы, и органогенные отложения.

Группа метаморфических пород представляет, быть может, наибольшие трудности как для толкования ее генезиса, так и для классификации. Тем не менее, если не вдаваться в детали, а ограничиться для первого обзорного знакомства главными типами, можно остано-

виться на следующей группировке: породы контактметаморфические, происшедшие от контактного воздействия изверженных пород; породы, обязанные своим происхождением дислокационным процессам (тектониты); породы глубинного метаморфизма и породы, обязанные своим происхождением внедрению изверженного материала в осадочный и тесному смешению с ним — инъицированные породы, так называемые мигматиты, т. е. породы, представляющие тесную смесь изверженного и осадочного материала.

Все перечисленные типы сгруппированы в виде нижеследующей таблички:

Обзорная таблица горных пород

I. Изверженные (Магматические).
- A. Массивные.
  1. Глубинные — Интрузивные — Плутонические — Плутониты.
  2. Излившиеся — Эффузивные — Вулканические — Вулканиты.
- B. Обломочные — Пирокластические
  1. Рыхлые.
  2. Цементированные — Вулканические туфы.

II. Осадочные (Нептунические).
- A. Химические осадки.
- B. Механические отложения (—Обломочные породы).
  1. Рыхлые.
  2. Цементированные.
- C. Органогенные
  1. Зоогенные.
  2. Фитогенные.

III. Метаморфические.
- A. Контактолиты.
- B. Породы глубинного метаморфизма (—кристаллические сланцы).
  1. Ортосланцы.
  2. Метасланцы (— Парасланцы).
- C. Тектониты.
- D. Мигматиты.

Если принять во внимание более дробные генетические подразделения, можно притти к следующей более детальной таблице (стр. 28).

Геологов неоднократно занимал вопрос о том, каковы количественные взаимоотношения изверженных и осадочных пород, а также разных групп осадочных пород между собою. Кларк, Ван-Хайз, Мэд разными путями подходили к этой проблеме, разрешение которой, конечно, возможно лишь в тех общих грубых чертах, какие, вообще, присущи подобного рода статистическим выкладкам, в особенности по отношению к таким объектам, как слои земной коры, не во всех своих частях доступные непосредственному исследованию. Даваемые этими авторами цифры имеют лишь относительное значение, показывая тот порядок чисел, с которым в данном случае приходится считаться. Тем не менее они развертывают перед нами вполне определенную картину чрезвычайно значительного господства изверженных пород в наружной, доступной нашему исследованию пленке земной коры, толщиною приблизительно в 16 — 20 *км.*

При беглом внешнем знакомстве с земной поверхностью можно как будто вывести заключение, что преобладают осадочные породы. Но это впечатление обманчиво: оно относится только к поверхности литосферы, на самом деле значительно господствуют породы магматические.

Кларк дает такие числа: 95% изверженных пород, 4% глинистых отложений, 0,75% песчаных образований и 0,25% известняков.



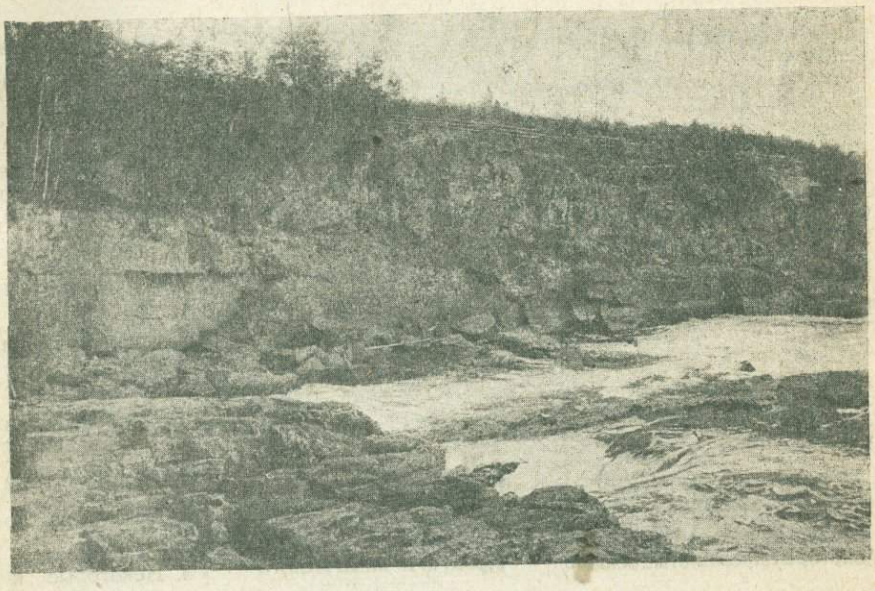
Фиг. 6. Диабазовая жила в граните Кассарского ущелья (С. Кавказ).
Фот. Б. В. Волькенау.

Таковы количественные отношения в толще литосферы в 16—20 *км*: на поверхности же отношения, как уже указано, совершенно иные: преобладают осадочные породы; по Тилло на земной поверхности на долю осадочных пород приходится 75%, а изверженных только 25%.

Осадочные породы в конечном счете являются продуктами разрушения первоначальных изверженных пород; этот процесс сопровождается более или менее значительными изменениями химического состава и перераспределением элементов, при чем среди осадочных пород преобладают глины; второе место принадлежит песчаным

образованиям и на третьем стоят карбонатовые породы; все остальные типы осадочных пород количественно играют гораздо менее заметную роль. Глины, вообще говоря, являются значительно преобладающим образованием среди продуктов разрушения горных пород, но цифровые данные у разных авторов колеблются довольно значительно: Ван-Хайз дает для глин, песчаников и известняков такое отношение: 65 : 30 : 5, Кларк в одном месте—80 : 11 : 9, в другом—80 : 15 : 5.

Общая картина перераспределения веществ при выветривании может быть иллюстрирована такой схемой:



Фиг. 7. Интрузивный пласт габбродиабаза на кварците (более светлая часть) у Гирвас-Порога в Карелии.
Фот. В. М. Тимофеева.

- Первоначальные породы
  - Перенесенные материалы
    - Перенесенные в твердом состоянии.
      - Механические отложения (глины, пески и т. д.).
    - Перенесенные в растворенном виде.
      - Химические осадки (соль, гипс, известняки и др.).
      - Цементирующие вещества.
      - Материалы, заполняющие жилы и пустоты.
      - Минеральные составные части скелетов животных и растений.
  - Материалы, оставшиеся на месте.
    - Выветреные породы.
    - Остаточные глины, бокситы, латериты, элювиальные россыпи, почвы.

Синоптическая таблица

Породы гидатогенные (и аэрогенные) — осадочные — нептунические; (Породы водного происхождения)

I. Протогенные—протосоматические—первичные

A. Аноргаиогенные

a. *Химические осадки*

1. Лед.
2. Галоиды (каменная соль, сильвинит, кайнитит, карналлитит, криолит).
3. Сульфаты (гипс, ангидрит, барит, мирабилит).
4. Карбонаты (известняки, доломит, магнезит, травертино, сидерит).
5. Окислы железа и марганца.
6. Кремнистые отложения (гейзерит, опоки и т. п.).

b. *Механические отложения.*

1. Известковые породы.
2. Глины.
3. Морской ил и песок.

c. *Смешанные осадки. (Амфотерогенные).*

Рухляки. Лёсс.

B. Амфогенные смешанные отложения

1. Некоторые известняки.
2. Некоторые кремнистые осадки и сланцы.
3. Некоторые глубоководные илы
4. Красная глубоководная глина (отчасти).

C. Органогенные

a. *Зоогенные отложения*

1. Известковые (коралловые известняки, устричные и т. п. банки, птероподный, глобигериновый, мшанковый ил).
2. Кремнистые (радиоляриевый ил и т. п.).
3. Фосфорит, гуано, костяная брекчия.

b. *Фитогенные отложения*

1. Известковые (кораллиновый, литотамниевый).
2. Кремнистые (диатомовый ил, трепел, полировальный сланец).
3. Ископаемые угли и торф.

II. Дейтерогенные—обломочные—вторичные

A. Рыхлые

a. *Остаточные*

I. Продукты химического разложения.

1. Некоторые глины, латериты, боксит, terra rossa и т. п.

II. Продукты физического распада.

2. Россыпи элювиальные, метатетические.
3. Щебень и т. п.

III. Продукты механической переработки и смешанные.

4. Дресва. Элювий. Растительные почвы (—педолиты).

b. *Наносные*

I. Гидатогенные

Продукты химического разложения.

1. Пелитовые породы (глины, суглинки, рухляки и т. п).

Продукты физического распада.

2. Псаммитовые и псефитовые породы (песок, гравий, галечник, россыпи и т. п).

II. Эоловые

Лёсс, пассатная пыль и т. п.

III. Ледниковые

Моренные отложения.

B. Цементированные

1. Песчаники и аркозы,
2. Конгломераты.
3. Брекчии.
4. Серые вакки.

III. Регенерированные—дейтеросоматические—третичные

A. Полуобломочные

1. Пелитовые, глинистые и т. п. сланцы.
2. Известково-глинистые сланцы
3. Филлиты (отчасти).
4. Песчаники.
5. Некоторые т. наз. кристаллические сланцы (серицит., хлорит., тальков., кварцитов., горшечн., кам.).
6. Кварциты (отчасти).
7. Серые вакки и серовакковые сланцы.
8. Кремнистые сланцы.
9. Геллефлинты (некотор.).

B. Перекристаллизованные, диагенетические

1. Мрамор, доломит.
2. Некоторые кристаллические сланцы.
3. Некоторые порфироиды и порфиритоиды.

C. Механические брекчии

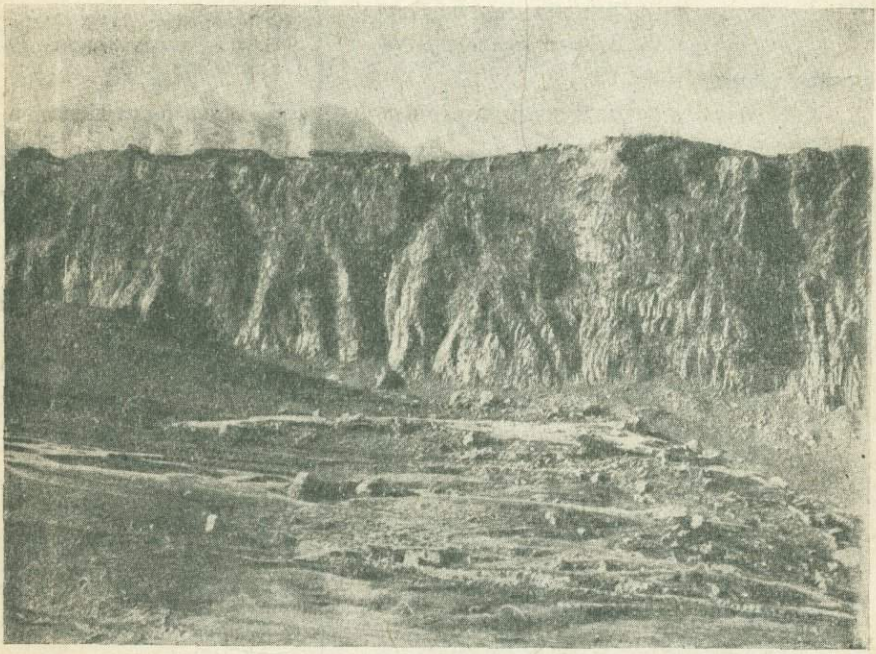
1. Осколочные сланцы.
2. Брекчии трения.
3. Милониты.

горных пород

Породы пирогенные — изверженные — плутонические и вулканические = магматические		Породы метаморфические
I. Кристаллич. и стекловатые, массивные—протогенные—изверженные	II. Кластогенные—обломочные—*пирокластические*	
А. Моносоматические 1. Интрузивные. 2. Эффузивные. Палеотипные. Кайнотипные. **В. Бисоматические**—такситы. Атакситы. Евтакситы. Сферотакситы.	**А. Рыхлые** 1. Вулканический пепел и песок. 2. Лапилли, земляной град. 3. Вулканические бомбы, шлаки и т. п. **В. Цементированные** 1. Туфы, шальштейны. 2. Грязевая лава. 3. Вулканические брекчии.	I. Глубинно-метаморфизованные **А. Массивные** 1. *Полевошпатовые амфиболиты*, парадиориты, эклогиты, мрамора. **В. Слоисто-сланцеватые** 2. Гнейсы и слюдяные сланцы. 3. Различные кристаллические сланцы. 4. Некоторые порфироиды и пирфиритоиды. 5. Кварциты, мрамора, железистые породы. II. Контактно-метаморфизованные. 1. Пятнистые сланцы. 2. Адинолы. 3. Роговиковые породы. 4. Спилозиты, десмозиты. 5. Топазовые, турмалиновые породы и т. п. 6. Скарны. III. Инъицированные или частично переплавленные породы Мигматиты. IV. Тектониты (катакластические). Массивные—милониты. Сланцевые—метатакситы.

Перераспределение элементов в общих чертах выражается в обогащении остаточных образований полуторными окислами, магнезией, железом и водой и в выносе щелочей, извести, отчасти кремнекислоты.

Разнообразие изверженных пород издавна привлекало к себе внимание геологов; его изучение сделалось еще более заманчивым с тех пор, как было подчеркнуто известное, даже довольно значительное *однообразие в этом разнообразии*. Мы уже не довольствуемся в настоящее время констатированием разнообразия изверженных пород, а вместе с тем ставим себе вопрос, почему это



Фиг. 8. Каратофировая дайка у Худама (Центр. Кавказ).
Фот. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга.

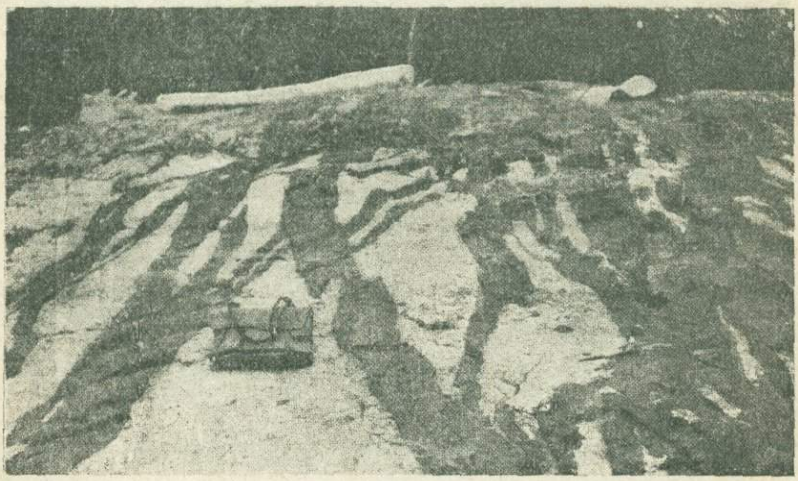
разнообразие имеет пределы, почему повторяются одни и те же типы горных пород, одни и те же комбинации в разных частях земного шара и в разные геологические периоды. В ботанике и зоологии, когда изучают систематически виды, роды, семейства и т. д., возникает вопрос об их происхождении; но когда переходят к экологическому изучению естественных, топографических и географических группировок растений или животных, возникают новые проблемы об этих сообществах и взаимоотношениях отдельных слагающих их членов. Подобно этому и в петрографии систематическое изучение горных пород ставит вопрос о причине их многообразия, а естественные сообщества горных пород возбуждают,

в дополнение к этому, вопрос о причинах тех или иных сочетаний горных пород и об их генетических взаимодействиях. Таким путем, наряду с описательной петрографией, возникает учение о петрографических формациях и о петрографических провинциях, о чем речь была уже выше.

Для построения генетической классификации изверженных пород надо иметь в виду следующие соображения:

1. Единая, базальтовая, родоначальная магма не способна объяснить все разнообразие изверженных пород; вычисления показывают, что из такой магмы путем кристаллизационной дифференциации не могут получиться все сиениты и граниты.

2. Гранитная магма не может дать путем кристаллизационной дифференциации все основные породы.



Фиг. 9. Сеть диабазовых дайк в гнейсе и пегматите. Стонгэм, озеро Кьюведин в Соед. Шт. Сев. Ам. (По Бастину).

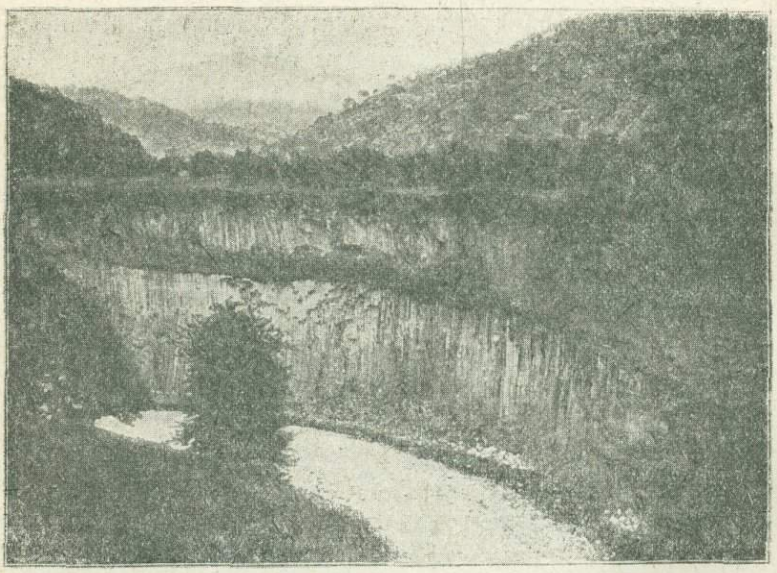
3. Нейтральная магма лучше других могла бы объяснить дело; но она тоже вряд ли могла бы дать начало всем основным породам. Кроме того, она не пользуется широким распространением, особенно в эффузивной фации, а это тоже говорит как бы против нее.

4. Если исходить из единой магмы и сводить все к сплавлениям и к ассимиляции, то приходится считаться со следующими затруднениями: в архейские и катархейские времена не было достаточного количества осадочных образований; непонятно также, почему базальтовая магма ассимилировала именно только кварцевые отложения, а гранитная только известняки и глины.

5. При сплавлении магмы с осадочным материалом происходит не простая ассимиляция, а эта последняя должна сопровождаться

расщеплениями; в противном случае должны были бы существовать случайные типы, кои не встречаются, и было бы непонятно тождество интрузивных и эффузивных пород. Кроме того, ассимиляция имеет свои пределы.

6. Всегда господствовали две магмы, кислая и основная; (см. главу об изверженных породах) остальные породы играют подчиненную роль и легко могут быть поняты, если их считать за производные от гранитовой или базальтовой магмы. Всегда господствовали



Фиг. 10. Базальтовый поток по р. Кадис-Хеви (Центр. Кавказ, на южн. склоне Крестового перевала).
Фот. Ф. Левинсона-Лессинга.

породы этих двух магм, и это легко себе представить, если принять, что все происходило так, как будто всегда существовали раздельно гранитовая и базальтовая магма.

Магматические породы естественно распадаются на две группы, которые издавна различались, как плутонические и вулканические; на смену этим терминам явились впоследствии названия „глубинные", или „интрузивные", и „излившиеся", или „эффузивные" породы. С разными оттенками эти наименования подчеркивают то обстоятельство, что часть магматических пород в явной форме обнаруживает свое магматическое происхождение. В самом деле, магматическое происхождение эффузивных пород подтверждается или тем, что мы непосредственно можем наблюдать их образование в виде современных лав, или тем, что формы залегания и структура древних излившихся

пород с полной очевидностью обнаруживают их генетическое тождество с современными лавами, между тем как для другой группы магматических пород, а именно, для глубинных, об их магматическом происхождении приходится лишь умозаключать. И когда мы себе представляем, что глубинные породы застывают из магматических масс на глубине внутри земной коры и выходят на дневную поверхность лишь в результате совокупной деятельности дислокационных процессов и денудации, не только позволительно, но и необходимо поставить себе вопрос, какие у нас имеются данные для такого утверждения, и *насколько достоверно такое умозаключение. Главным*



Фиг. 11. Экструзивный пик — так назыв. „Игла" на Мон-Пелэ (о. Мартиник), по Лакруа.

основанием для причисления глубинных пород к магматическим образованиям является тождество их химического и минералогического состава с соответствующими представителями эффузивных пород. Это повторение одних и тех же химических типов одного и того же минералогического состава среди интрузивных и эффузивных пород, различающихся лишь структурой, является, конечно, достаточно логическим основанием для умозаключения такого рода: мы имеем дело с магмой, которая в зависимости от условий кристаллизации дает различные в структурном отношении, но тождественные по химическому и минералогическому составу, глубинные или излившиеся породы. Это заключение находит себе подкрепление в опытах искус-

ственной кристаллизации силикатных масс. Не подлежит, однако, сомнению, что наибольшей убедительностью должны обладать такие факты, которые конкретно показывали бы на реально наблюдаемых случаях непосредственный переход в структурном отношении от интрузивной породы к эффузивной. Такие случаи известны, хотя в общем пока немногочислены. Сюда относятся, во-первых, уменьшение крупности зерна в периферических частях интрузивных массивов, непосредственный переход глубинных пород в апофизах и жилах в фацию эффузивного типа и полнокристаллическое кристаллически-зернистое строение нижних частей мощных лавовых потоков и покровов. Вот несколько примеров таких случаев на пространстве СССР и Финляндии. Мейстер описывает в Енисейском округе переход гранита в периферической части массива в порфир. По Зедергольму многие финляндские гранитовые массивы так связаны с кварцевыми порфирами, что эти последние должны быть признаны за краевую или поверхностную фацию глубинной гранитной магмы. В интрузивных пластах габбродиабазов на западном побережье Онежского озера нижняя часть пласта у контакта с кварцитом имеет структуру порфирита с микролитовой основной магмой. На Урале Чернышевым описан диабаз (габородиабаз), который к контакту делается все более мелкозернистым, а в самом контакте даже стекловым. Вспомним также Electric Peak в Уэллостонском парке, где, по Иддингсу, с центральным интрузивным телом („boss“) крупнокристаллического диорита связаны жилы и интрузивные пласты различных порфиритов.

Горные породы носят двойственный характер: с одной стороны, это минеральные аггрегаты, с другой — это геологические тела, из которых построена земная кора. Если бы можно было сравнивать земную кору, по сложности ее строения и состава, с некоторым сложным организмом, можно было бы сказать, что горные породы это ткани, из которых построен наш организм, а минералы — слагающие его клетки. В связи с этим двойственным характером горных пород, учение о них, т.-е. петрография, занимает промежуточное положение между минералогией и геологией и является связующим звеном между ними. Когда мы подходим к горной породе, как к минеральному аггрегату, наше внимание сосредоточивается на таких ее признаках, как структура, минералогический состав, химический состав; когда же мы рассматриваем горную породу как геологическое тело нашему изучению подлежат такие вопросы, как их формы залегания, трещины и иные плоскости раскола, ноздреватость, сланцеватость и т. п. внешние признаки, контакты, явления выветривания и метаморфизма. Соответственно этому нижеследующие главы и распадаются на два раздела, из которых первый обнимает признаки

горных пород как минеральных аггрегатов, а второй — особенности их как геологических тел. Главы пятая, шестая, седьмая и восьмая посвящены горным породам как минеральным аггрегатам, между тем как в главах второй, третьей, четвертой (и отчасти восьмой) рассматриваются признаки, характеризующие горные породы как геологические тела.

ГЛАВА II

Формы залегания горных пород

Под формой залегания горной породы понимают морфологию данной массы горной породы и взаимоотношения ее как геологического тела с окружающими горными породами. Форма залегания горной породы имеет не только формальное описательное значение; она является следствием определенных условий образования горной породы, а следовательно, и выразительницей особенностей ее генезиса. Изверженные породы имеют свои формы залегания, осадочные свои; метаморфические породы, в зависимости от того из чего они образовались, характеризуются либо осадочными, либо изверженными формами залегания, поскольку это не замаскировано глубоким метаморфозом.

С морфологической точки зрения все формы залегания горных пород, независимо от их происхождения, могут быть разбиты на следующие категории: пласты, потоки, жилы, (дайки) массивы. Потоки и массивы характерны для пород изверженных, жилы и пласты встречаются как в той, так и в другой группе, и отличаются, в зависимости от этого большим разнообразием. Так, пластовая форма залегания распадается на поверхностные отложения и междупластовые; в первой из названных групп мы имеем речные, эоловые и иные отложения рыхлых материалов, которые впоследствии, под влиянием метамофизации, могут перейти в цементированные пластовые породы, напр., пески в песчаники, рыхлые известковые или мергелистые отложения в кристаллические известняки и т. п.; к первой группе относятся и, так называемые, покровы, т. е. обширные массы изверженной породы, получившиеся от слияния нескольких лавовых потоков или в результате массовых трещинных излияний. Ко второй группе относятся так называемые интрузивные пласты, являющиеся результатом бокового внедрения расплавленных масс между пластами более древних осадочных пород как в пределах одной и той же формации, одного и того же геологического горизонта, так и на границе разных геологических горизонтов.

Морфологически интрузивные пласты очень близки к покровам. Существенная разница между ними в генетическом отношении заключается в том, что кровля интрузивного пласта древнее его, т. е. уже существовала в период его образования, между тем как в случае покрова кровля является более молодой, т.-е. она отложилась уже после образования самого покрова. Решающим моментом являются контактметаморфические изменения в кровле в случае интрузивного пласта и, естественно, отсутствие этого изменения у покрова.

Жилами называются выполнения трещин, пересекающих осадочные толщи под косым углом или рассекающих массивы; в этой форме залегания встречаются как осадочные образования химического или обломочного происхождения, так и породы изверженного происхождения. Вертикальные или круто падающие жилы изверженных пород, особенно, если они вследствие эксудации стоят гребнем, называют дайками (фиг. 1 и 8). Наконец, массивами называются такие массы горных пород, которые не имеют формы ни пластов, ни жил, а являются в виде изометрических в разных направлениях или неправильных тел, каковы гнезда, штоки, лакколиты, некки и другие формы интрузивных тел и экструзивные массивы.

Формы залегания изверженных пород

представляют чрезвычайно большой интерес, так как часто, в особенности в связи с контактными их действиями, проливают свет на генезис данного тела изверженной породы. Особенно интересными с этой точки зрения представляются формы залегания глубинных пород.

Глубинные породы представляют довольно большое разнообразие форм залегания, которое может быть сведено к двум генетически различным типам. Первый из них характеризуется более или менее явными признаками интрузии, т. е. внедрения в осадочные пласты земной коры; это интрузивные породы в тесном смысле слова; они в жидком виде претерпели более или менее значительные перемещения внутри земной коры; при благоприятных условиях эти магматические массы могут достигнуть земной поверхности и дать начало эффузивным породам. Второй тип представляют такие массы неправильной формы, которые лишены определенных признаков интрузии; быть может, это выполнение пустот, как охотно допускали раньше; быть может, местные переплавления; быть может, наконец это тоже интрузивные образования, но мы не видим признаков интрузивного их характера. Первый из вышеуказанных типов группируется около родовых понятий—лакколита, интрузивного пласта и жилы, или дайки, второй—батолита.

Дэли дает такую группировку интрузивных форм залегания глубинных пород: [1])

А. Тела интрузивные (образованные путем инъекции экзотического материла).

I. Внедрение (инъекция) вдоль плоскостей напластования:
1. Интрузивные пласты.
2. Лакколиты (и факолиты — чечевицеобразные тела, защемленные в сводах складок).

II. Внедрение (инъекция) поперек слоев:
1. Жилы (дайки) и апофизы.
2. Интрузивные образования различной формы (бисмалиты — пробкообразные, этмолиты — воронкообразные, хонолиты — неправильные).

В. Тела абиссальные, обязанные своим происхождением не инъекции, а иным процессам:
1. Штоки
2. Батолиты.

Независимо от формы, которая находит себе выражение в особых наименованиях, часть которых приведена выше, интрузивные тела распадаются на два типа в зависимости от того, залегают ли они согласно с прорванными слоями—в одной серии пластов или на границе различных геологических горизонтов или систем — или рассекают их диагонально, т. е. залегают несогласно с ними. Интрузивные тела характеризуются тем, что у них подошва обыкновенно состоит из осадочных пород: у одних она обнажена, у других может быть реставрирована по залеганию боковых пород, наконец, у третьих ее существование предполагается. Магма внедрилась, толкаемая тектоническим давлением, раздвигая и приподнимая слои, в некоторых случаях частично их ассимилируя или поглощая в виде растрескавшейся, частично обрушенной кровли, т. е. в виде ксенолитов. В сущности говоря, под это же определение подходят и батолиты, если отбросить различия размеров, расширяющуюся книзу форму и отсутствие осадочной подошвы, действительное или кажущееся. Представление Зюсса, что батолиты представляют выполнения громадных глубинных пустот, в настоящее время в полной мере вряд ли кем-нибудь поддерживается, хотя возможность частичного участия пустот в образовании глубинных магматических тел признается и для интрузивных образований (напр., „факолиты" Харкера). Точно также представление о том, что батолит встал на место окружающей

[1]) Приводится здесь с сокращениями.

его осадочной толщи не вытеснением, а замещением—по Кьерульфу и Мишель-Леви путем ассимиляции, так сказать, пожирания, а по Дэли путем термально-механического обрушения кровли—повидимому, играет известную, и быть может значительную, роль в механизме образования батолитов, но эти процессы не чужды и интрузивным массивам. Весь вопрос в том, действительно ли „батолиты" уходят своим основанием в неведомые глубины, быть может иногда даже соединяясь на глубине с магматическими бассейнами, или их подошва еще не обнажена; в этом последнем случае мы имели бы лишь явно-интрузивные и скрыто-интрузивные магматические тела. В последнее время Клоос старается установить, что многие германские и богемские гранитные „батолиты" на самом деле интрузивные пласты; весь вопрос здесь, конечно, в том, что представляют собою гнейсы, подстилающие эти граниты: осадочные породы или особую фацию тех же гранитов?

Формы залегания эффузивных пород менее разнообразны. Наряду с потоком (фиг. 10) и покровом, формами, характерными для жидкоплавких лав, встречаются и такие куполовидно возвышающиеся над вулканическим каналом, выжатые в вязком состоянии массивы, которые носят название экструзивных массивов, или конусов набухания, или образований типа иглы Мон-Пелэ на Мартинике. Сюда примыкают также так называемые неки (фиг. 5). Жила или дайка является формой залегания так сказать универсальной, присущей как глубинным, так и эффузивным породам. Дайки, застывшие недалеко от земной поверхности или даже дойдя до нее, также встречаются среди эффузивных пород. Наконец, мелкие интрузивные пласты, обыкновенно в виде целой свиты внедрившиеся в глинистые сланцы (или песчаники), характеризуют подводные диабазовые извержения. При размывании вулканического жерла, заполненного лавой, часто с оторочкой пирокластических продуктов или только этими последними получаются те цилиндрические, в плане круглые или эллипсоидальные вулканические тела, которые получили название „нек" („necks").

Между интрузивными и излившимися изверженными породами вообще говоря есть существенная разница в формах залегания: форма потока или покрова чужда глубинным породам, форма ланколита или вообще интрузивного тела чужда эффузивным породам. Но есть два случая, когда форма залегания не является решающим критерием, когда интрузия и эффузия как бы сливаются. Первый случай—это жильная форма залегания; будучи, вообще говоря, формой залегания интрузивного типа, жила может, однако, обладать структурой породы эффузивной; неглубокие жилы, являющиеся питательными каналами вулканов или трещинных излияний, представляют нередко

по своей структуре настоящие эффузивные породы с полукристаллической микролитовой основной массой и порфировидными вкрапленниками; сюда же принадлежат и стекловатые жилы, напр., так наз. сордавалит (основные стекловатые жилы в гнейсе). Второй случай— это подводные извержения, где тесно сплетаются эффузии на дне водного бассейна и тонкие пластовые интрузии в илистые морские отложения; таковы спилитовые и диабазовые свиты, образующие нередко целую систему тонких или сравнительно толстых пластов, чередующихся с затвердевшими морскими илистыми отложениями, как, например, диабазовые свиты в глинистых сланцах Центрального Кавказа (Чаохи, Асса и др.) или кремнистыми радиоляриевыми отложениями Великобритании и др.

Формы залегания осадочных пород

Для осадочных пород типичной формой залегания является напластование. Если слои имеют сравнительно незначительное простирание и выклиниваются, говорят о чечевицах или линзах. Иногда осадочные образования являются в виде столбообразных форм (как, например, иногда каменная соль) или в виде гнезд, т. е. тел неправильной формы и приблизительно одинаковых размеров по разным направлениям. В виде исключения встречаются и жилы или дайки (например, у песчаников)—форма обычная для рудных и минеральных формаций, не имеющих характера горных пород.

Формы залегания метаморфических пород не дают никаких новых типов. В зависимости от того, получились ли эти породы в результате метаморфизации изверженных или осадочных пород, мы встречаем здесь и напластования, и жилы, и штоки или гнезда, и интрузивные и абиссальные тела.

Температурные условия кристаллизации и метаморфизации изверженных пород

Фактической основой для суждения о температурных условиях кристаллизации эффузивных изверженных пород и метаморфизма являются, с одной стороны, непосредственные наблюдения температуры лав, с другой—опыты искусственной кристаллизации расплавов, а также перекристаллизации в твердом состоянии и полиморфные превращения.

В среднем температура жидкой лавы близка к 1000°, вернее сказать колеблется в пределах от 900° до 1100°; у очень жидкоплавких лав, например, на Килауэа, температура достигает иногда 1300°.

Эти данныя относятся к основным лавам; у кислых пород температура вероятно заметно выше, если только она не понижена растворенными в кислой магме летучими веществами; Фогт считает, например, кислую магму более легкоплавкой, чем основную—очевидно, в глубинной фации, а не в эффузивной.

Температура жидкой лавы может быть установлена или непосредственным измерением, или косвенным путем, а именно, плавлением кусков лавы в лаборатории и сравнением ее жидкоплавкости при разных температурах с ее физическим состоянием при извержении или наблюдением окраски испускаемого жидким потоком лавы света.

До известной степени косвенным путем можно судить о температуре внутри кратера по составу выделяющихся из него газов и по их температуре. Малладра и Шторц спускались в кратер Везувия и определяли температуру в канале бокки при посредстве плавления металлических цилиндров на железном троссе; на глубине 54 м. Шторц [1]) нашел температуру выше 600°.

На лавах Везувия температура 1 000° — 1 200°; температура базальтовых лав 800° — 900°, иногда 1 000°, редко 1 200°, иногда и ниже 800°, напр., 700°. Следует иметь в виду, что температура лавы на глубине и той же лавы близко к поверхности или на самой поверхности могут быть различны: в верхних частях вулканического жерла или на поверхности температура лавы повышается от экзотермических реакций между газовыми составными частями лавы и вследствие кристаллизации. Об этом говорят и непосредственные наблюдения и примеры коррозионных каемок и диссоциации вкрапленников, напр., роговые обманки, иногда и слюды.

Сложнее обстоит дело с интрузивной магмой и с контактметаморфизмом, о температуре которых приходится судить по температуре образования некоторых из входящих в их состав минералов, которые являются как бы геологическими термометрами.

О температуре, при которой происходило образование некоторых интрузивных пород или метаморфизм в контакте с ними, можно судить по некоторым косвенным данным. Так, например, Сосман и Мервин приходят к заключению, что при кристаллизации диабаза Палисад в Нью-Джерсей необходимо допустить участие летучих веществ, понижающих точку плавления диабаза, исходя из следующих наблюдений: диабаз этот начинает плавиться при 1 150° и является жидкоплавким при 1 225°, а имеющиеся в нем аркозовые включения наполовину плавятся при 1 150°, но еще не плавятся при 1 025°,— они и в диабазе не расплавились.

---

[1] M. Storz. Die neue Periode des Vesuvs. Geol. Rundschau, 1914, V. 88.

Следует однако помнить, что ассимиляция ксенолитов не простое растворение, а довольно сложное химическое взаимодействие, почему такие непосредственные температурные сопоставления могут учитываться лишь условно.

Температурные пределы для контактного действия глубинных пород лежат между 1 000° (температура плавления гранита, эвтектита) и 1 200° (1 180°—температура превращения волластонита в псевдоволластонит).

Температурный предел для образования пегматитов 575° (температура превращения α-кварца в β-кварц, а в пегматитах, именно этот последний).

Бисиликат кальция $CaSiO_3$ кристаллизуется при низких температурах в виде волластонита, выше 1 180° в виде псевдоволластонита. Отсюда следует, что если мы находим в контактных известняках волластонит, а не псевдоволластонит, это свидетельствует о том, что температура этого контактного известняка не поднималась выше 1 180°.

К числу геологических термометров для изверженных пород можно отнести и роговые обманки. Согласно опытам Козу обыкновенная зеленая роговая обманка переходит в бурую при температуре 750°, а бурая роговая обманка подвергается диссоциации при 1050°, следовательно можно и принять, что те андезитовые и другие лавы, в которых роговая обманка подверглась диссоциации, были нагреты до этой температуры. Согласно Козу мероксеновый биотит переходит в аномитовый уже при 400°.

Одним из наиболее изученных геологических термометров является кремнекислота, для которой, оставляя в стороне некоторые детали, мы имеем следующие пирогенные модификации:

$$\beta\text{-кварц} \overset{575^\circ}{\rightleftarrows} \alpha\text{-кварц} \overset{870^\circ}{\rightleftarrows} \alpha\text{-тридимит} \overset{1470^\circ}{\rightleftarrows} \alpha\text{-кристобалит} \overset{1710^\circ}{\rightleftarrows} \text{расплав.}$$

Поэтому нахождение в пегматитах β-кварца говорит об их образовании ниже 550°, а кварцевые вкрапленники в лавах указывают на верхний температурный предел в 780°. Следует однако иметь в виду, что тридимит и кристобалит могут получаться и ниже 870°, о чем говорит их нахождение в лавах, и, раз образовавшись, могут сохраняться и при низких температурах (β-тридимит и β-кристобалит). Очевидно здесь имеют значение летучие компоненты магмы и вообще сложность ее состава,которая не дает возможности безоговорочно температурные пределы, установленные для чистого вещества лабораторным путем, непосредственно переносить на лаву, а тем более на глубинную магму, где давление может более или менее значительно переместить

температуру полиморфных превращений, что нам хорошо известно из многочисленных опытов. В частности для кремнекислоты можно отметить, что граница между α-кварцем и β-кварцем будет лежать уже при 644°, а температура границы между кварцем и тридимитом при 970°.

Температурные условия глубинной магмы еще недостаточно выяснены. С одной стороны давление, под которым они находятся, должно повышать температуру их плавления, с другой, растворенные в них летучие компоненты более или менее резко понижают эту точку плавления и делают эти магмы более жидкоплавкими. Способность кислой глубинной гранитной магмы к инъекционному метаморфизму (см. главу о метаморфизме) определенно говорит и о том, что она не так легко лишается этой жидкоплавкости и не застывает под действием несомненно более холодных минеральных масс, в которые она внедряется при инъекционном метаморфизме и при образовании так называемых мигматитов. Недаром Фогт считает гранитную магму наиболее легкоплавкой, что на первый взгляд звучит парадоксально, если о температурах плавления кислых и основных магм судить по температурам плавления в лаборатории соответствующих горных пород, конечно уже лишенных летучих составных частей магмы.

Застывание интрузивных массивов не всегда происходило на большой глубине; для монцонита Предаццо, для некоторых массивов окрестностей Христиании (по Брёггеру), для кварцево-монцонитового массива Клифтон-Моренги в Аризоне (по Линдгрену) дают глубины, не превышающие 1 км.

Контакты

Контактами называются места соприкосновения изверженной породы с осадочной или двух разновременных по образованию изверженных пород между собою. В этих контактах обнаруживаются известные воздействия изверженной породы на ту, с которой она приходит в соприкосновение, и это воздействие дает возможность судить о физикохимических условиях в момент застывания изверженной породы. Такие контактные действия называют внешним контактметаморфизмом, или экзоморфизмом, экзоморфными контактными действиями. Так как изверженная порода в месте соприкосновения с той, которая ею прорвана или в соприкосновении с которой она застывает, в некоторых случаях сама испытывает известные видоизменяющие воздействия со стороны этой последней, то эти контактные действия называют внутренним контактметаморфизмом, эндоморфным контактным действием, или эндоморфизмом.

Контактные действия выражаются в явлениях механических, физических (термических) и химических.

Интрузивные породы оказывают гораздо более значительные контактные действия, чем эффузивные.

Механические действия выражаются в том, что изверженная порода внедряется в ту, около или внутри которой она застывает; получается извилистый сложный контакт с внедрениями изверженной породы в осадочную и наоборот. Такие же контакты получаются и под влиянием дислокационных воздействий,—это то, что Бальтцер назвал механическим метаморфизмом. Под влиянием дислокационного метаморфизма получаются иногда и очень сложные взаимные проникновения изверженной и осадочной породы, дающие начало в контакте механически смешанным, как бы на подобие тестообразного месива, породам, то, что Штейнман описал и изобразил под названием месива (Knetstruktur). Другое проявление механического метаморфизма, которое вызывает уже в метаморфизованной породе более или менее значительные изменения минералогического и химического состава, выражается в более или менее сильном растрескивании прорванной породы и внедрении ее более или менее тонкими струйками в эти трещины. В отличие от первого случая, когда внедрение производится дислокационными силами в твердом состоянии, здесь наблюдается внедрение жидкой массы. Если прорванная порода обладала более или менее тонкой слоистостью или сланцеватостью, этим путем может получиться сложная порода, в которой осадочный материал окажется послойно чередующимся с внедрившимся в него изверженным материалом; это то, что французы называют инъекционным метаморфизмом (lit par lit т. е. слой за слоем), слагающимся из проникания газообразных флюидных эманаций (imbibition) и непосредственно расплавленной массы (injection). Этим путем объясняется возникновение некоторых типов так называемых мигматитов и кристаллических сланцев.

Если при растрескивании прорванной породы отрываются отдельные глыбы, эти последние оказываются захваченными в изверженной породе, и, поскольку они не растворяются в ней, остаются в виде посторонних обломков, носящих название ксенолитов. Растрескиванью кровли под напором и от жара магмы Дэли придает большое значение в самом процессе образования глубинных массивов.

Физические взаимодействия выражаются в термальном воздействии изверженной породы на осадочную и наоборот; в первом случае наблюдается приток тепла, т.-е. более или менее значительное, быстрое или медленное, продолжительное или кратковременное на-

гревание, во втором, наоборот, охлаждение. Эффузивная порода этим термальным воздействием вызывает обезвоживание, обжигание, напр., превращение глин в кирпичеобразное состояние, частичное расплавление и, вследствие быстрого застывания этих расплавленных участков, частичное остеклование, например, остеклование цемента в песчаниках и образование из них, так называемого, бухита. Эндоморфное термальное контактное действие выражается в более или менее быстром охлаждении и образовании вследствие этого тонкой наружной зальбандной стекловатой пленки, а также афанитового, порфирового или микрокристаллического строения в наружных быстро охлажденных частях таких массивов или покровов, которые сами по себе имеют совершенно иную структуру, свидетельствующую о медленном плавном охлаждении. В интрузивных породах продолжительное и постепенное прогревание — существуют подсчеты, иллюстрирующие медленность и продолжительность этого процесса — вызывает процесс перекристаллизации, ведущий к превращению глинистых сланцев в роговики, известняков и мергелей в мрамора и т. п. Ширина зоны, охваченной этим процессом перекристаллизации, зависит от размеров вызывающего ее интрузивного тела, иногда достигает значительных размеров и тогда понятие о контактном метаморфизме сливается с понятием о так называемом общем или региональном метаморфизме, то-есть тех случаев более или менее значительной перекристаллизации обширных отложений, которые совершались на глубине под влиянием глубинного тепла и без видимого участия контактометаморфических действий изверженных пород.

При достаточно высокой температуре интрузивного тела и достаточно продолжительном соприкосновении магмы с породами, по которым она продвигается или среди которых она застывает, может произойти частичное зальбандное растворение прорванной породы, ассимиляция и, следовательно, видоизменение химического состава. При такой ассимиляции образуются такие ублюдковые (гибридные) породы, которые при нормальных условиях застывания магмы из нее образоваться не могли бы.

Наиболее разнообразны при контактметаморфизме химические воздействия. Эти воздействия выражаются в притоке в метаморфическую породу или газообразных веществ из соседней магмы, или горячих, выделяющихся из нее растворов. В результате этих процессов образуются контактные рудные месторождения, пегматитовые жильные образования, известковосиликатные породы из известняков и некоторые другие образования, которые будут рассмотрены при описании отдельных петрографических формаций.

В результате можно разбить все внешние контактные действия на следующие группы:

1. Термальный экзоморфизм (перекристаллизация без притока материала из изверженной породы).

2. Каустические воздействия (обжигание, стеклование); это присуще породам эффузивным.

3. Ювенильно-гидротермальный метасоматоз (превращение известняков в известковосиликатные породы).

4. Пневматолиз (пневматолитовые контактные рудные зоны пегматитовые жилы).

5. Инъекционный метаморфизм.

6. Сплавление и образование гибридных пород.

Подробнее о некоторых типах контактного воздействия глубинных пород будет речь в главе о гранитах.

Через те случаи магматической и кристаллизационной дифференциации, которые ведут к концентрации рудных веществ, и через контактный метаморфизм, ведущий к тому же, рудные месторождения тесно соприкасаются в генетическом отношении с изверженными породами и известные типы руд входят в класс изверженных пород.

Обыкновенно принято группировать рудные месторождения с точки зрения их генезиса на сингенетические и эпигенетические, т.-е. подчеркивать одновременность их образования с вмещающей их породой или позднейшее появление их в ней. Однако, принимая во внимание, что первоисточником всех руд является магма и что образование рудных месторождений есть результат того или иного процесса концентрации, целесообразно перенести центр тяжести генетического момента в классификации рудных месторождений на процессы этой концентрации. Тогда все рудные месторождения распадутся на несколько групп, из которых первая обнимает те из них, которые находятся в непосредственной связи с магмой, последние две — те, в которых этой связи уже совершенно нет, а вторая — те, которые занимают в этом отношении промежуточное положение

Рудообразующие факторы:

I. Застывание магмы, магматические газы и растворы, ювенильные термы.

II. Циркуляция источников (вадозовых).

III. Седиментация (химическая, органогенная и механическая) в стоячих водных бассейнах.

IV. Переработка (механическая и химическая) первых трех типов.

Классификация рудных месторождений:

I.	Магматические Пневматолитические (и вулканические) Жилы (штоки, залежи) Контактметаморфические	Магматические, апомагматические и перимагматические	1-ая стадия рудообразования
II.	Метасоматические Импрегнационные Выполнения пустот Жилы	Гидротермальные	2-ая стадия
III.	Пластовые (осадочные) — Морские и озерные		3-я стадия
IV.	Метатетические (элювиальные, остаточные, железная шляпа) Обломочные (россыпи, конгломераты)		4-ая стадия.

Рудные месторождения (металлические и неметаллические), непосредственно связанные с изверженными породами или вернее с разными фазами кристаллизации магмы, составляют обширную и разнообразную группу магматических месторождений в широком смысле слова. Эти магматические месторождения обнимают не только месторождения рудные — они действительно преобладают, — но и некоторые нерудные. Общая их классификация может быть представлена в следующем виде:

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ШИРОКОМ СМЫСЛЕ СЛОВА

А. Собственно магматические — ортомагматические

I. Эвмагматические — протомагматические — сингенетические.

1) *Кристаллизационные* . . . . . Примеры: оловянный камень в гранитах-хромит и платина в дунитах, алмаз, графит, молибденит, висмут (?), циркон.

2) *Ликвационные* . . . . . Примеры: сульфиды меди, железа, никеля в габброноритовых породах, титаномагнетит в тех же породах.

II. Инъекционные — дейтеромагматические — эпигенетические.

Примеры: магнетит в сиенитовых породах, сульфидные эпигенетические залежи.

Б. Апомагматические.

III. Магматически-пневматолические — пегматитовые.

1 *Плутонические* . . . . . Примеры: оловянный камень в грейзенизированных гранитах, вольфрамит, золото в березитизированных гранитах и порфирах, апатитовые жилы, связанные с габбро.

2) *Вулканические* . . . . . Примеры: медные месторождения, связанные с андезитами и дацитами, оловянный камень, связанный с *липаритами*.

3) *Контактметаморфические*. . . Примеры: железо, медь, *олово*, *цинк*, серебро, *золото* и др.

V. Пневматолитически-гидротермальные и глубинно-гидротермальные.

Примеры: турмалино-медные жилы, сурьма, мышьяк, ртуть, золото, серебро, барит, плавик и др.

ГЛАВА III

Внешние признаки горных пород

Всякая горная порода отличается некоторыми характерными внешними признаками, частью первичного характера, частью вторичного происхождения. Сюда относятся макроструктурный облик породы, трещины (случайные и закономерные), сплошное или несплошное выполнение пространства, признаки выветривания, посторонние включения, конкреции, секреции и т. п.

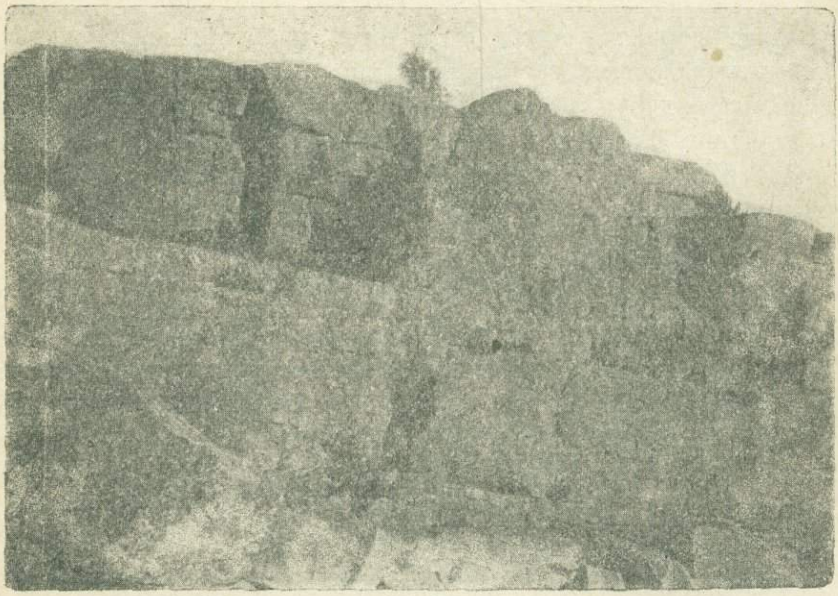
Трещины и отдельность

На каждом выходе горной породы нетрудно убедиться в том, что в горных породах существуют всегда явные или скрытые трещины, которыми масса разбивается на глыбы или куски более или менее значительной величины. Эти явные трещины или неявные плоскости легкого раскола в одних случаях являются первичной принадлежностью горной породы, как следствие тех или иных условий ее образования, в других они возникают под влиянием внешних воздействий; следовательно, первые являются групповыми, вторые индивидуальными признаками горных пород. Явные трещины непосредственно видны простым глазом; неявные выступают при выветривании и могут быть обнаружены или при расколе, или при посредстве метода окрашивания, т.-е. погружением куска горной породы на некоторое время в красящий раствор. Первичные трещины и плоскости легкого раскола в осадочных породах—это плоскости напластования, в изверженных породах это трещины отдельности, в метаморфических породах—это плоскости сланцеватости.

Плоскости напластования и слоистость вообще являются следствием перерывов в процессе седиментации; этот перерыв может быть на самом деле временной, более или менее продолжительной приостановкой самого процесса отложения или он может выражаться в смене отлагающегося материала. В этом последнем случае в слоистой породе наблюдается чередование слоев различного состава, различного цвета, различной крупности зерна, могут наблю-

даться тончайшие прослойки какого-нибудь пластинчатого минерала, еле заметные для простого глаза, но определяющие собою существование плоскостей легкого раскола.

Невидимые трещины выступают при выветривании, когда по ним капиллярно проникают растворы и начинается выветривание горной породы; они обнаруживаются также при разбивании и механической обработке глыб горной породы; наконец, они могут быть хорошо обнаружены, так же как и невидимые или неясные плоскости напластования, путем погружения в раствор красящего веще-

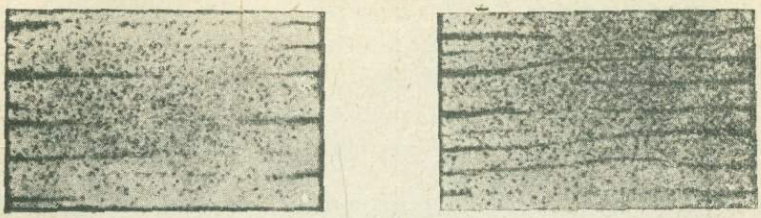


Фиг. 12. Параллелипедальная отдельность в габбродиабазе на о. Валааме.
Фот. П. И. Лебедева.

ства (фиг. 13). Этим же методом окраски может быть обнаружена или иллюстрирована в деталях и пористость горных пород.

Трещины отдельности в изверженных породах обыкновенно приписываются сокращению объема при охлаждении застывшей магматической породы. Особенно характерной отдельностью этого происхождения является отдельность столбчатая, иначе называемая базальтической (фиг. 14, 17, 18, 19). Столбы шестигранные или пятигранные, иногда трехгранные, стоят параллельными рядами или образуют радиально расходящиеся пучки. Так как происхождение этих столбов объясняется, как результат сокращения объема в направлении, перпендикулярном плоскости охлаждения, то, поскольку поверхность охлаждения — горизонтальная плоскость, столбы призматической отдельности стоят

параллельными вертикальными рядами; поскольку она является кривой поверхностью, столбы, следуя за ее изгибами, образуют веерообразные группы. Первоначально столбчатую отдельность объясняли



Фиг. 13. Выявление слоистости методом окрашивания (погружением) в красящий раствор).

исключительно трещинами сокращения (Иддингс); Лоншанбон связал их образование с вихревыми явлениями Бенара в горизонтальных охлаждающихся слоях жидкости, а Сосман [1]), принимая



Фиг. 14. Столбчатая отдельность в базальте (истоки р. Аналтымтянки в Яблоновом хребте).
Фот. Н. И. Прохорова.

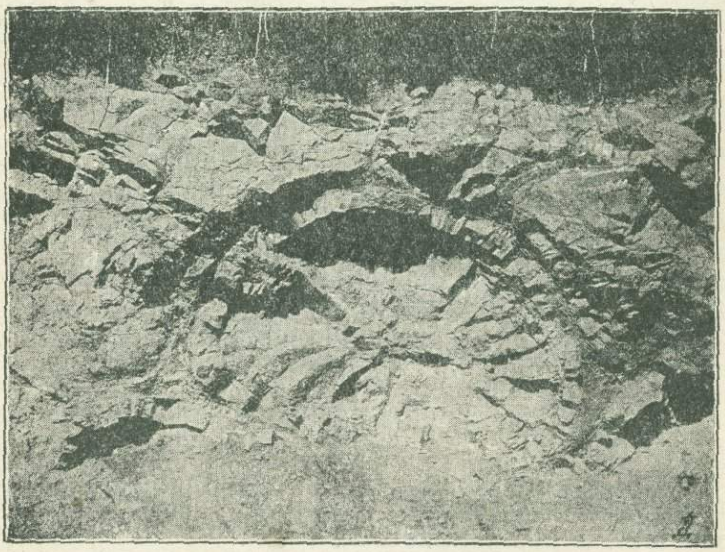
оба случая, присоединил к ним еще третий — образование столбчатой отдельности вследствие расширения.

[1]) R. Sosman. Types of prismatic structure in igneous rocks. J. of Geol. XXIV, 1916, 215.



Фиг. 15. Концентрически-скорлуповатая отдельность. Лакколит Плака на южн. бер. Крыма.

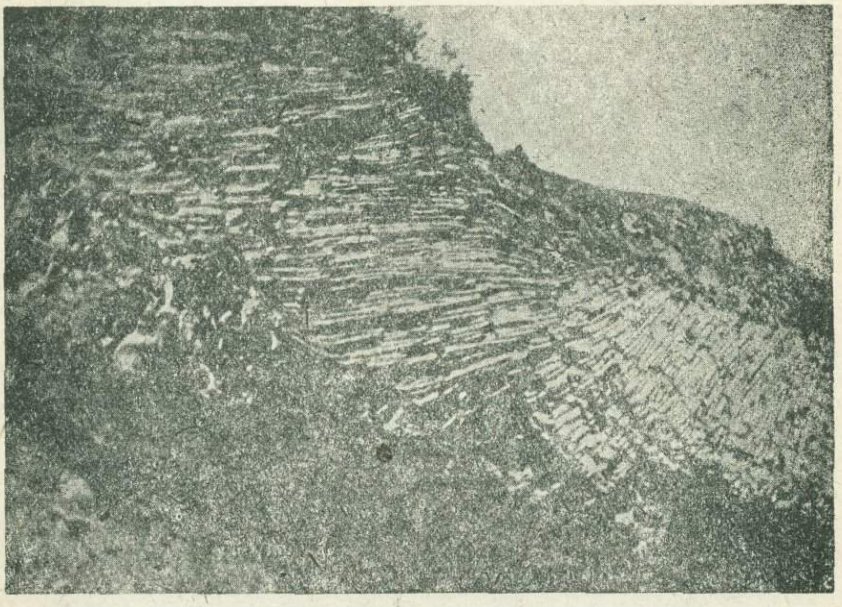
Фот. А. Левинсона-Лессинга.



Фиг. 16. Сфероидальная и радиальнолучистая отдельность в андезите.

Столбы часто разбиты более или менее перпендикулярными к нам плоскостями на отдельные куски. Замечательны те случаи, когда сочленения между кусками, из которых состоят столбы, не *плоскости, а кривые поверхности, на верхних концах вогнутые, а на* нижних выпуклые. Это то, что англичане называют „cup and ball structure".

Нередко наблюдается в лавовых потоках или покровах и такая картина: в нижних частях тонкая изящная призматическая отдельность, выше более толстые столбы наконец, еще выше неправильно



Фиг. 17. Столбчатая отдельность. Лавовый поток Казбека (между Кобис-Цхали и Чхери).

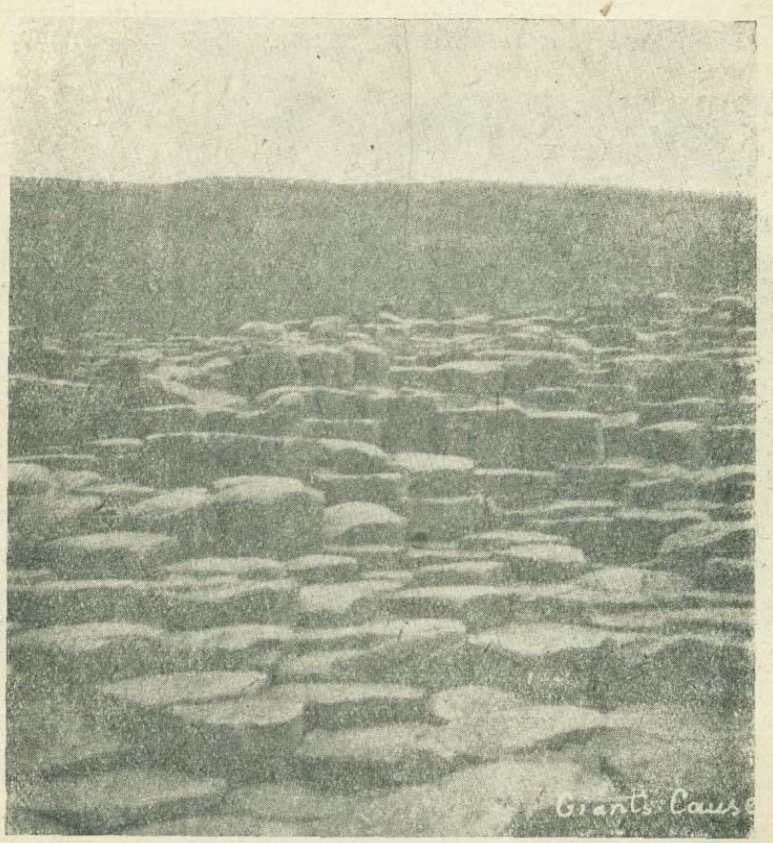
Фот. Ф. Левинсона-Лессинга.

полиэдрическая или параллелепипедальная отдельность. Длинные столбы обыкновенно разбиты поперечными трещинами на отдельные части.

В излившихся породах не всегда развивается столбчатая отдельность; она иногда заменяется более или менее тонкопластинчатой отдельностью, параллельной основанию или поверхности потока, разбивающей лаву на тонкие звонки плит.

Шаровая или элипсоидальная отдельность, известная под названием „pillow structure", получается при излиянии лавы в водный бассейн. *Об этом говорит тот факт, что шаровые лавы (спилиты, диа*базы) часто определенно связаны с морскими отложениями и туффи-

тами, об этом говорит и непосредственное наблюдение Андерсона на одном из потоков вулкана Матавану на севере о. Самоа, который на его глазах при впадении в море приобрел эту структуру. При выветривании шаровая структура резко выявляется, особенно в тех случаях, когда она сочетается с концентрически-скорлуповатым сложением; отсюда, вероятно, возникло представление некоторых авторов, что эта структура является результатом выветривания. Что каса-

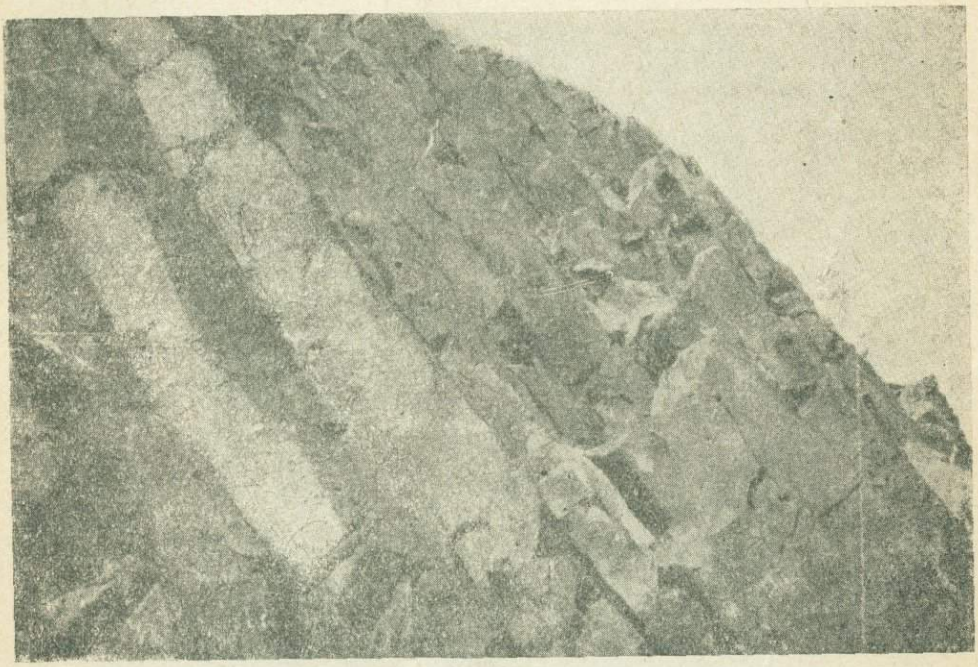


Фиг. 18. Столбчатая отдельность базальтов. Фингалова пещера на Гебридских островах.

ется причин и механизма образования шаровой структуры,—это еще не разрешенная проблема. Можно думать о сфероидальном состоянии лавы, можно говорить о равномерном охлаждении по всем направлениям тех кусков, на которые распадается лава при впадении в водный бассейн, но это пока лишь догадки. Льюис приписывает образование этой структуры мелким порциям лавы типа жидкоплавкой „pahoehoe", выжимаемым на окраинных, передних (и верхних)

частях уже застывшего с поверхности крупного потока, не приурочивая этой структуры к застыванию лавы под водой. Нельзя не отметить, что шаровая структура связана с типом волнистой лавы (т. наз. „пахуху“), между тем как глыбовая лава (т. наз. „аа“) дает (при впадении в водный бассейн) вулканические брекчии.

Нередко каждый эллипсоид, каждая „подушка“ в шаровой лаве обнаруживает грубую радиальную отдельность, идущую от периферии к центру, при чем она не доходит до центра, а в центральной

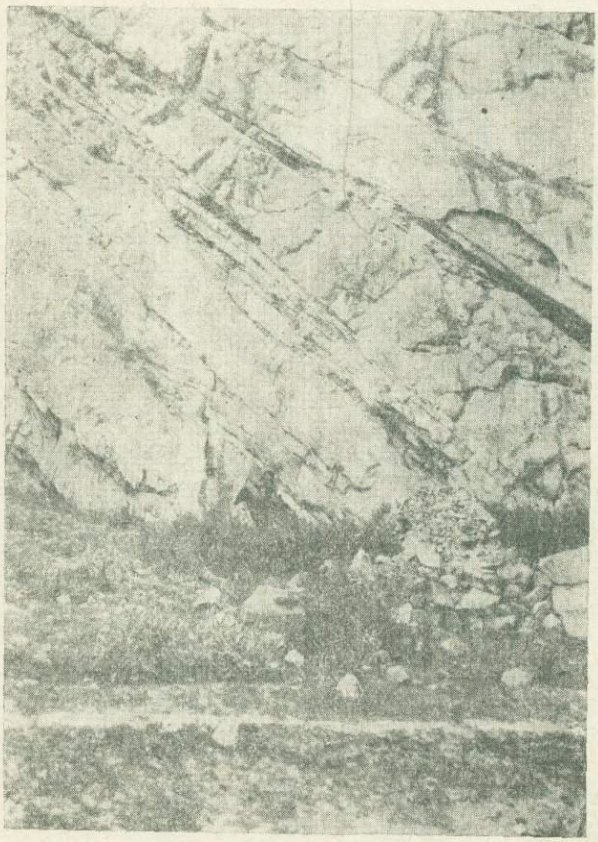


Фиг. 19. Пятигранная столбчатая отдельность в базальте Рубини Рок.
Земля Франца Иосифа—о. Гукер.
Фот. Р. Л. Самойловича.

части сменяется неправильной глыбовой отдельностью. Если вспомнить, как это уже было указано, что периферическая часть этих „шаров“ нередко пузыриста или обладает вариолитовой структурой, то нельзя не видеть в этом признаков того, что застывание каждой глыбы (будущего шара или подушки) происходило самостоятельно, т.-е. что лава действительно в процессе застывания разбилась на отдельные глыбы. Льюис допускает, что такой процесс может иметь место и при наземном извержении; но большинство авторов склоняется к тому толкованию, которое связывает это явление с излиянием лавы в водный бассейн.

В некоторых случаях шаровая отдельность, особенно концентрически-скорлуповатая, является или непосредственным следствием выветривания, или подчеркивается им.

Вторичные трещины происходят от дислокационных процессов. Такие трещины имеют иногда более или менее значительное протяжение и могут проходить через разные породы в одном направлении без перерывов, т.-е. они не ограничены пределами одной определенной породы, как трещины первичные.



Фиг. 20. Пластовая жила кетатифира у Хулама по р. Ирекy (Ц. Кавказ).

Трещины отдельности под общим названием энтокинетических противопоставляют трещинам вторичного происхождения, называемым экзокинетическими. Добрэ все вообще трещины в горных породах называет литоклазами и делит их на параклазы, диаклазы и синклазы.

В несколько ином, новом свете представляются нам теперь трещины глубинных пород, например, гранитов, после систематических исследований их Клооссом. Граница между понятием об энтокинетическом и экзокинетическом происхождении трещин стушевывается, если принять во внимание, что трещины в интрузивных массивах возникают одновременно от действия дислокационной силы, направляющей распределение этих трещин и определяющей их размеры и характер, с одной стороны, и от сокращения охлаждающейся массы интрузивного тела, с другой. По направлению дислокационного давления, действующего на интрузивную магму, внедряющую ее в осадочную серию и продолжающую действовать после ее затвердевания, образуются наиболее значительные, более или менее зияющие трещины, нередко заполненные жилами аплитового или лампрофирового характера; перпендикулярно к давлению образуются закрытые вертикальные трещины, и, наконец, третья система, горизонтальная, идет более или менее перпендикулярно к обеим (это трещины нагрузки), так что получается параллелепипедальная отдельность.

Умение распознавать эти трещины и систематические замеры их в поле дают возможность определить направление того давления, под которым происходило застывание гранитового (или иного) интрузивного тела; это та полевая систематическая съемка трещин, которую Клоос называет гранитной тектоникой. В этом отношении наиболее важными представляются два направления: трещины по направлению давления и направление, перпендикулярное к ним, с которым совпадает растяжение породы (так наз. „Streckung"), и по которому совершалось флюидальное распределение составных частей породы.

Каменотесы, для которых трещины, особенно скрытые, имеют большое значение, в одних случаях, облегчая добычу глыб, в других наоборот представляя опасность для монолитов, не только умеют хорошо различать разные типы трещин, но в разных странах имеют для них и свою номенклатуру. Так, напр., в Крыму существует следующая техническая номенклатура трещин: наклады (слоистость), прорезь (вертикальные открытые трещины), потайник, или потайная прорезь (незаметные для глаза трещины), косовики (трещины, наклонные к слоистости).

На фиг. 12 — 19 даны примеры разных отдельностей.

Сланцеватость

Под сланцеватостью понимают деление горной породы параллельными плоскостями на очень тонкие слои. Сланцеватость может быть первичной или вторичной. Первичная обусловлена параллельным расположением пластинчатых минералов, совпадает со слоисто-

стью и представляет не что иное, как очень тонкую слоистость. Вторичная сланцеватость расположена диагонально относительно слоистости или характеризует изверженные породы. Такая сланцеватость, встречающаяся в горных породах дислокационных областей, носит название к л и в а ж а; она характеризует горные породы древних формаций (кристаллические сланцы) или складчатых горных систем. Со времен Ш а р п а, Т и н д а л я и Д о б р э привыкли считать кливаж за результат действия одностороннего давления. Кливаж свойствен как осадочным, так и изверженным породам (см. фиг. 20).

По Б е к к е р у диагональная сланцеватость, или кливаж, не перпендикулярна к направлению давления, а может быть направлена к нему и под другими углами (часто 45°); причину ее он видит не в перекристаллизации или перегруппировке кристаллов, а в явлении жидкостного истечения [1]).

Иногда причисляют к сланцеватости также и тонкую полосатость в лавах, обусловленную флюидальной структурой (фиг. 63 и 64), расположением газовых пузырьков и т. п. Резкая сланцеватость была описана Б е р г т о м на лавах Квилотоа в Мексике.

Ноздреватость и пористость

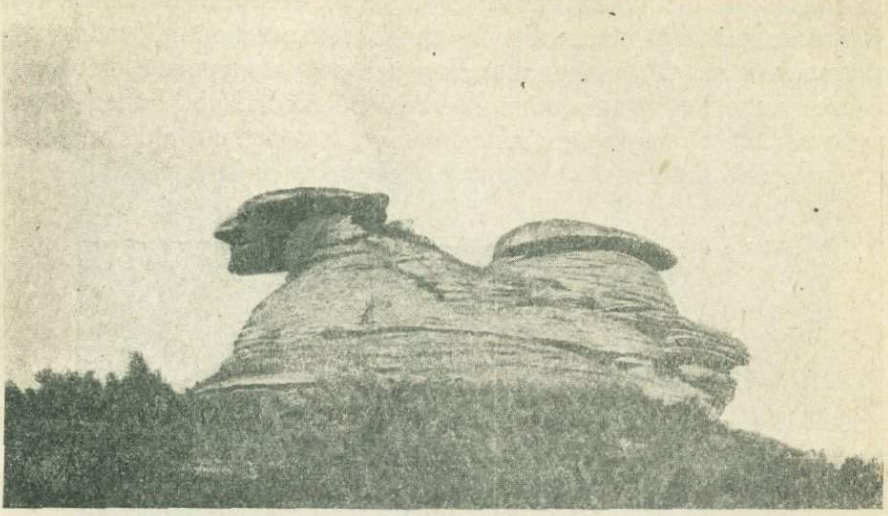
Выполнение массой горной породы пространства может быть или сплошным, или несплошным; в последнем случае, порода, в зависимости от размеров пустых пространств между разделяющими их участками минеральной массы, называется пористой, ноздреватой, пещеристой. Происхождение этой пористости или пещеристости в разных случаях совершенно различное. Оно является первичным в осадочной породе, напр., в рыхлых обломочных отложениях, каковы галька, пески, лёсс, или в химических осадках, если их осаждение совершается при таких условиях, что отлагающаяся минеральная масса накопляется не сплошным телом, а с большими или меньшими пустотами, как это имеет место при отложении туфовидных известняков и железняков, травертино, гейзерита из минеральных источников. Пористость может быть первичной и в изверженной породе, а именно, в той наружной части лавового потока, из которой при выделении из нее заключенных в ней газов эти последние оставляют после себя пустоты на месте образующихся при этом пузырьков.

---

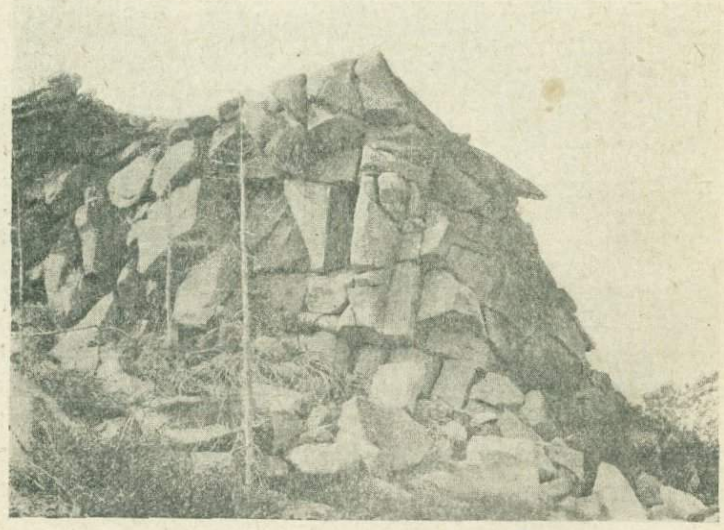
[1]) „Impaired cohesion in my theory is cleavage".

„In a word the theory is that slaty cleavage is due to solid flow attendant upon rotational strains"

В некоторых случаях получаются большие цилиндрические или извилистые ходы и каналы, описанные, например, Коэном в южно-



Фиг. 21. Выветривание гранитогнейса в предгорьях Яблонового хребта.
Фот. Домрачевой.



Фиг. 22. Выветривание гранита в верховьях р. Ольдая (Яблоновый хребет).
Фот. Н. И. Прохорова.

африканских диабазах; другая своеобразная форма, это, так наз., литофизы, например, у обсидианов Иэллостонского Парка в Соеди-

ненных Штатах: большие скорлуповатые полости, выделяющиеся на фоне породы в виде шаров, величиною с грецкий орех или больше и в разрезе имеющих вид как бы луковицы. Полости лавовых пород часто выполняются впоследствии минеральными новообразованиями, например, кальцитом, халцедоном, хлоритовым минералом, цеолитами, которые выделяются на общем фоне обыкновенно более темной породы в виде светлых миндалин, откуда и название для таких пород миндальный камень, или мандельштейн.



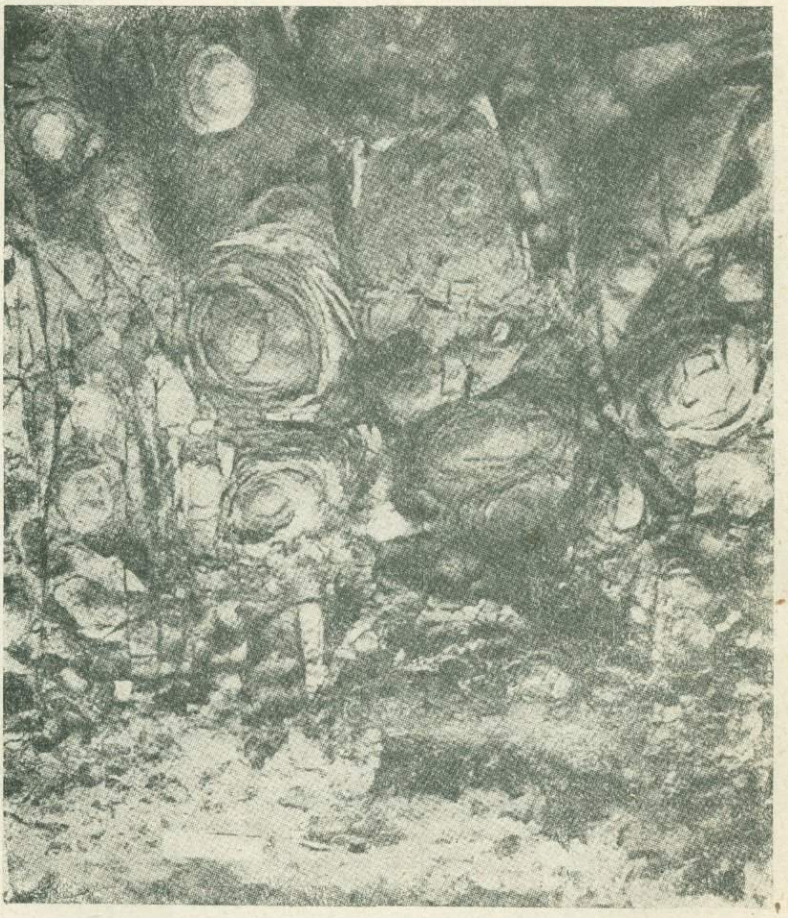
Фиг. 23. Выветривание диабазового туфа на о. Суисари на Онежском озере.

Фот. В. М Тимофеева.

Вторичное образование ноздреватости может быть вызвано или частичным растворением и выщелачиванием, как, напр., в известняках, или перекристаллизацией и метасоматическими процессами, сопровождающимися изменением объема, как, напр., при доломитизации известняков; она может образоваться в результате превращений и выкрашивания отдельных минералов, особенно если эти последние образуют вкрапленники.

Таким образом мы видим, что один и тот же внешний морфологический признак может иметь разнообразное происхождение, и потому в каждом отдельном случае требуется внимательное его определение, если мы из такого признака желаем сделать какие-нибудь заключения о генезисе или ходе превращения горной породы.

Поры и другие формы ноздреватости представляют места, благоприятные для задержки в них растворов, а потому и для отложения новообразований из притекающих сюда растворов; таким путем образуются жеоды и хрустальные погреба или миндалины, и порода может потерять свою первичную или благоприобретенную ноздреватость.



Фиг. 24. Концентрическо-скорлуповатое выветривание в базальте Нью-Джерсея (по Л ь ю и с у).

Вторичная ноздреватость появляется в результате процессов непосредственного выщелачивания растворимых составных частей, например, образование полостей в известняках, выщелачивание кристаллов хлористого натрия из глин и т. п., или в результате более сложных химических процессов, сопровождающихся последующим их

выщелачиванием, как, например, окисление пирита в купорос и выщелачивание его, или выкрашиванием некоторых минералов, вследствие вызванного выветриванием других составных частей разрыхлением породы, как, например, выкрашивание кварца в некоторых письменных гранитах.

Мелкие поры, та же как и невидимые тонкие трещины или плоскости возможного легкого раскола, можно обнаружить путем погружения куска горной породы на некоторое время в водный раствор красящего вещества, которое и заполнит эти поры или капиллярные трещины. Степень пористости можно также обнаружить путем определения количества поглощаемой породою воды при простом погружении в воду или при кипячении, или при нагнетании воды под давлением, а также взвешивая кусок породы и тот же кусок в измельченном виде.



Фиг. 25. Кора выветривания на габбродиабазе.

Выветрелость

Еще один внешний признак, который не должен быть оставляем нами без внимания, это проявление выветривания или более или менее сложного превращения. Выветривание выражается в физической дезинтеграции (фиг. 21, 22) или в химических превращениях, в выщелачивании, размывании и т. п. (фиг. 23,24); оно начинается всегда с наружных частей горных пород в их обнажениях или на отдельных глыбах и обыкновенно резко сказывается в виде изменения цвета породы. Кора выветривания иногда является лишь в виде тонкой наружной пленки, но нередко проникает в толщу породы на несколько сантиметров, на дециметры или даже глубже (фиг. 25). Если в породе имеются трещины, выветривание охватывает по ним породу со всех сторон, и в этих случаях приходится разбивать глыбу на отдельности, чтобы получить свежий излом. Более или менее глубокое выветривание вызывает разрыхление и дезинтеграцию горной породы; но иногда и при глубоком химическом превращении горной

породы, напр., при латеритизации или при образовании других глиноподобных продуктов, внешняя структура горной породы сохраняется, и горная порода стоит сплошной, как бы нетронутой выветриванием массой (напр., дайки порфиритов, превращенные в глину, и т. п.); такие горные породы носят название сапролитов и представляют своего рода псевдоморфозы.

Ксенолиты

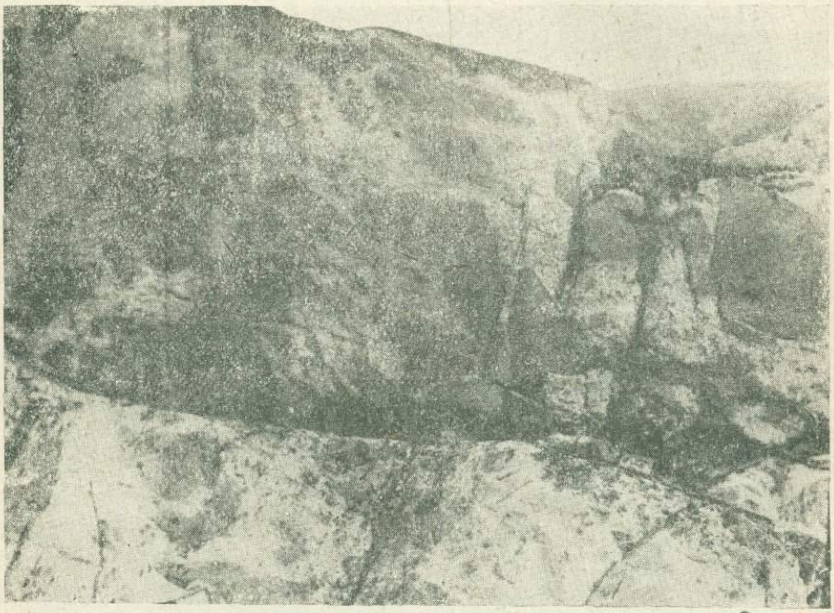
Обломки посторонних горных пород, включенные в массу изверженной породы, называют ксенолитами; Болдырев называет их отторженцами. Эти ксенолиты, или отторженцы, имеют самые



Фиг. 26. Ксенолиты слюдяного сланца в граните.

разнообразные размеры, встречаются одиночками или целыми группами. В одних случаях ксенолиты имеют угловатые очертания и не обнаруживают никаких признаков какого-либо воздействия на них той породы, в которую они включены (фиг. 26). В других, наоборот, наблюдаются явные признаки частичного расплавления и ассимиляции. Эти случаи особенно интересны и важны, так как обращают наше внимание на возможную роль ксенолитов в изменении химического состава магмы, поглотившей их в достаточном количестве, и невольно заставляют нас думать, что в некоторых случаях ксенолиты

могли быть причиной дифференциации. По ксенолитам можно судить о стенках тех каналов, по которым поднималась лава, и о стенках тех магматических бассейнов, в которых путем простого стационарного охлаждения или путем интрузии происходило застывание данной изверженной породы. При очень большом количестве ксенолитов получаются настоящие брекчие извержения (фиг. 27). По своему химическому и минералогическому составу ксенолиты представляют образования, совершенно чуждые данной породе, каковы, напр., включения слюдяного сланца в граните, кварцита в трахите или базальте и т. п.



Фиг. 27. Эруптивная брекчия: гранит, переполненный ксенолитами габбро. Зап. Мурман окрестности колонии Б. Карелинской.

Фот. А. А. Палкинова.

По внешнему виду сходны с ксенолитами встречающиеся нередко в эффузивных породах кристаллически зернистые аггрегаты некоторых из минералов данной породы или даже целиком зернистая комбинация минералов, соответствующая зернистому эквиваленту данной породы. Таковы, напр., зернистые оливиновые скопления в базальтах, санидиновые скопления в трахитах, гранитовидные или сиенитовые выделения в липаритах, дацитах, трахитах и т. п. Эти образования, представляющие лишь по внешнему виду морфологическое сходство с ксенолитами, но генетически существенно от них отличные, являются по большей части ранними выделениями из данной магмы в интрателлурическую фазу ее существования, до излияния; они и называются

поэтому интрателлурическими выделениями. Эти выделения подали даже повод считать эффузивные породы за результат переплавления глубинных пород, а интрателлурические выделения за остатки от этих переплавленных масс; но это толкование, быть может и применимое к некоторым отдельным случаям, конечно, не может иметь значения общего толкования.

Лакруа объединяет и ксенолиты и интрателлурические выделения под общим названием включений (enclaves) и делит их соответственно на гомеогенные (интрателлурические) и эналлогенные (постороннне, т.-е. настоящие ксенолиты).

ГЛАВА IV

Выветривание и метаморфизм

Все процессы видоизменения, которым подвергаются горные породы, могут быть подразделены на три категории. Те процессы затвердевания, уплотнения, выполнения пор и некоторых химических превращений, которые совершаются в рыхлых отложениях непосредственно после их отложения или даже во время самого процесса их накопления и в условиях этого накопления, и которыми рыхлые отложения превращаютея в горные породы,—это то, что Гюмбель предложил называть диагенезисом. Эти процессы (затвердевание, заполнение пор, уплотнение, частичная перекристаллизация) отчасти сливаются со следующей группой, носящей название выветривания и обнимающей всю совокупность химических, а отчасти и физических процессов видоизменения, которые охватывают горную породу более или менее долго спустя после ее образования или непосредственно после него, и совершаются на поверхности земли или в верхних горизонтах земной коры, в общем выше уровня грунтовых вод. В этих процессах выветривания принимают участие атмосфера, поверхностные воды, растительные и в некоторых случаях животные организмы. Если химические явления выветривания происходят несколько глубже при участии минеральных источников, а иногда и вулканических газов, то процесс выветривания постепенно сливается с зоной метаморфизма, составляющей третью группу процессов видоизменения горных пород.

И выветривание, и метаморфизм являются процессами метасоматическими, или с точки зрения хронологии—эпигенетическими, т. е. совершаются в готовой уже горной породе более или менее долго спустя после ее образования, между тем как то, что можно назвать диагенезисом, обнимает процессы, заслуживающие с этой точки зрения названия синсоматических, или с точки зрения хронологии – сингенетических, т. е. совершающихся во время самого процесса формирования горной породы.

В более узком смысле под термином метасоматические процессы, метасоматоз понимают химические изменения минералов и горных пород путем реакций двойного обмена как в зоне выветривания, так и в области метаморфизма.

Наружным признаком выветривания является прежде всего кора выветривания, обыкновенно более или менее резко по окраске отличающаяся от первоначального цвета породы; так, на черной породе может образоваться белая кора, на цветной—бурая или красная и т. п.

Под влиянием выветривания более резко выявляются трещины отдельности; в шаровой отдельности резко обрисовывается концентрически-скорлуповатое сложение, в параллелепипедальной, напр., у гранитов, при этом закругляются углы и ребра, и образуется так наз. матрацевидная отдельность.

В зависимости от климатической стойкости породы, эта кора варьирует от толщины листа бумаги до толщины в несколько сантиметров и более; в случае более или менее значительной трещиноватости породы кора выветривания проникает по всем явным или неявным капиллярным трещинам, так что порода от колебания температуры или от удара распадается на куски, со всех сторон покрытые этой коркой выветривания; в этих случаях очень трудно получить свежую поверхность излома. Другие проявления химического выветривания—это выщелачивание и образование вторичной пористости или, наоборот, выполнение пор новообразованиями, перекристаллизация, окисление, восстановление, гидратизация и т. п.

Главным агентом в процессах химического выветривания являются вода и водные растворы и в особенности та часть воды, приходящей в соприкосновение с горными породами и минералами, которая электролитически диссоциирована, затем углекислота, кислород, гумус и гумусовые кислоты, различные растворенные в воде вещества, серная кислота, получаемая от окисления сульфидов, вероятно, также азотная кислота, которую дают бактерии, и, быть может, грозовые разряды, микроорганизмы и разложение органических веществ.

Процессы выветривания непосредственно зависят от климатических факторов, следовательно, в различных климатических зонах протекают различно. В этом отношении очень характерна особенность процессов выветривания в тропическом климате, где имеется большое количество атмосферных осадков, т. е. воды для выщелачивания, и где водные растворы являются обыкновенно щелочными; это ведет к расщеплению алюмосиликатов до свободных гидратов глинозема (и железа) и к образованию латеритов, взамен характерных для других климатических зон глинистых образований (по преимуществу каолина и каолинитов).

Наряду с химическим выветриванием, часто предшествуя ему и подготовляя его, совершается и физическая дезинтеграция, вызываемая резкими колебаниями температуры, замерзанием воды в трещи-

нах, ростом корней растений, а также гидратизацией и поглощением гигроскопической и капиллярной воды. Можно наблюдать и такие случаи, когда физическое выветривание превращает твердый массив в груду щебня, не сопровождаясь или почти не сопровождаясь химическими превращениями; с другой стороны, существуют и такие случаи, когда горная порода химически нацело видоизменена, напр., изверженная порода превращена в глину или в латерит, но с сохранением внешней структуры и без физического распада. Такие породы легко распадаются в землистую массу при размягчении их водою, при скоблении, разбивании и т. п.; это то, что называется *сапролитами*, или гнилыми камнями.

Классификация *метаморфических процессов* может быть либо топографической, либо генетической. В первом случае за исходный момент при группировке метаморфических явлений принимают геологическое местоположение той минеральной массы, которая подверглась метаморфизации, во втором—самые факторы метаморфизма, а следовательно, и самый характер метаморфических изменений.

Топографическая классификация, в свою очередь, может быть двоякой. Когда принимают во внимание соседство изверженной породы, как один из наиболее ярких источников метаморфизующих условий, или отсутствие такого соседства, — метаморфизм делят на *региональный*, или общий, охватывающий большие пространства разнородных горных пород, и *контактный*, приуроченный к непосредственному соседству с изверженной породой. Когда имеют в виду поверхностное или более или менее глубокое залегание метаморфизуемой горной породы, противопоставляют метаморфизму, как глубинному процессу, выветривание, как явление поверхностное, или делят область метаморфизма на верхнюю зону *катаморфизма* и нижнюю зону *анаморфизма*, или, наконец, проводят еще более дробную группировку зон метаморфизма по глубине.

С точки зрения генетической, т. е. факторов метаморфизма, Добрэ различал *гидатоморфизм*, *пироморфизм* и *гидатопироморфизм*; Харкер—*гидрометаморфизм* (при низкой температуре и низком давлении), *термометаморфизм* (комбинация высокой температуры и низкого давления), *динамометаморфизм* (низкая температура и высокое давление), *плутонометаморфизм* (высокая температура и высокое давление).

Не лишено значения и хронологическое различие между разными метаморфическими процессами. Дело в том, что от метаморфических процессов в тесном смысле слова, т. е. таких, которые не связаны с условиями образования горной породы и отделены от периода ее формирования более или менее значительным промежут-

ком времени, следует отличать те изменения ее состава, которые тесно связаны с самыми условиями возникновения изверженной горной породы, которые совершаются в конце самого процесса формирования породы и потому входят в цикл процессов, из которых слагается генезис данной породы; следовательно, в узком смысле слова, они, если угодно, быть может и не должны считаться метаморфическими процессами. Первую категорию метаморфических процессов можно обозначить вторичным или метасоматическим метаморфизмом; вторую—первичным, синсоматическим или магматическим. К этой второй группе можно отнести такие явления, как хлоритизацию диабазов, альбитизацию многих спилитов и кератофиров, серпентинизацию дунитов, цоизитизацию анортозитов и все аналогичные процессы, которые обыкновенно считают за результат выветриванья или метасоматического метаморфизма, но которые при внимательном их изучении невольно заставляют думать, что они имели место не впоследствии, много спустя после того, как порода сформировалась под влиянием чуждых условиям ее образования факторов, а наоборот, в период ее формированья. Они являются результатом только что выделившихся из магмы и еще горячих минералов с теми водяными парами и газами, которые во время этого процесса кристаллизации выделялись из магмы. Эти синсоматические процессы метаморфизма можно назвать магматическим автокатализом или автометаморфизмом.

Сюда же примыкают и те видоизменения, совершающиеся в изверженных породах, которые не связаны ни с выветриванием, ни с метаморфизмом и аналогичны диагенезису в породах осадочных, например, расстеклование, переход неустойчивых модификаций в более устойчивые. Усов называет это диагенезисом изверженных пород.

Если под метаморфизмом понимать всю совокупность процессов видоизменения горных пород, т. е. включая и так называемое выветриванье, то можно говорить о верхней зоне метаморфических процессов, или катаморфизме, и о нижней глубинной зоне, или анаморфизме, как их называет Ван-Хайз. С точки зрения факторов метаморфизма можно различать статический метаморфизм, то, что Мильх называет метаморфизмом отягощения (Belastungsmetamorphose), и динамический метаморфизм (динамометаморфизм), который проявляется по преимуществу в механических действиях дислокационного дифференциального давления.

При внимательном изучении всей совокупности процессов, из которых слагается динамометаморфизм, как его называл Розенбуш, или лучше дислокационный метаморфизм, как выражался Лоссен, нетрудно подметить, что и дислокационный

метаморфизм часто сопровождается более или менее значительными химическими превращениями, в которых принимают участие растворы и теплота. Всю совокупность процессов, из которых слагается дислокационный метаморфизм, можно привести к следующим трем группам: 1) явления катакластические, т. е. переломы, раздробления, изогнутия, натяжения, вызывающие волнообразное погасание, и т. п.; 2) явления метатаксические, т. е. перегруппировка, влекущая за собою появление новых текстур и структур; 3) процессы метатропические, т. е. химические превращения.

ГЛАВА V

Структура горных пород

(строение, или собственно структура, и сложение, или текстура)

Под структурой горной породы в широком смысле слова понимается совокупность ее признаков, определяемых морфологическими особенностями отдельных составных частей и их пространственными взаимоотношениями. При этом те особенности, которые отражают пространственные взаимоотношения составных частей и определяют собою общий внешний облик горной породы, ясно выступающий макроскопически, можно называть сложением или текстурой, сохраняя название строения или структуры в тесном смысле слова (иначе—микроструктуры) за теми особенностями, которые выступают лишь при микроскопическом исследовании, как-то: морфологические признаки отдельных составных частей и характер сочетания этих составных частей.

Сложение горной породы может быть явнокристаллическое с подразделениями на крупнокристаллическое и мелкокристаллическое и плотное или афанитовое. С другой стороны, можно различать кристаллически-зернистое строение равномернозернистое и порфировидное. Далее, массивнокристаллическому сложению или однороднокристаллическому („richtungsloskörnig" нем. авт.) можно противопоставить разные случаи неравномерности или определенной ориентировки, как-то: слоистое и полосатое—это плоскопараллельное сложение, шаровое, сферолитовое, оолитовое—это центрированное сложение, наконец, пегматитовое, т. е. закономерные прорастания двух составных частей.

Структуры изверженных пород, с точки зрения степени кристалличности, распадаются на полнокристаллическую, полукристаллическую и стекловатую; с другой стороны, эти структуры можно сгруппировать так: кристаллически-зернистая, порфировидная, подразделяющаяся на гранитопорфировую, порфировую и витрофировую, и стекловатая.

Структура горной породы может быть или непосредственным результатом процесса ее кристаллизации или следствием процессов

позднейшей ее метаморфизации; в первом случае структура породы отражает на себе особенности условий ее генезиса, во втором — особенности ее метаморфизма. Исходя из этого соображения, можно разбить все структуры с генетической точки зрения на первичные, или синсоматические (иначе кристаллизационные), структуры и вторичные, или метасоматические (иначе метакристаллические). Первичные, в свою очередь, распадаются в зависимости от того, являются ли они следствием кристаллизации магмы или водного раствора, на тектические, или магматические, и гидрокристаллические. Вторичная структура может быть результатом одного из следующих процессов: частичного переплавления, перекристаллизации в твердом состоянии, динамометаморфных изменений или гидрохимических превращений; вторичные структуры соответственно распадаются на диатектические, обязанные своим происхождением частичному переплавлению,—катабластические, вызванные перекристаллизацией в твердом состоянии, катакластические, обусловленные внешними механическими воздействиями, и каталитические, связанные с гидрохимическими процессами перекристаллизации и группировки новообразований.

Применительно к указанному здесь подразделению структур, кристаллические породы могут быть сгруппированы так:

I. Породы магматического происхождения:
   1. Протокристаллические.
   2. Паракристаллические (перекристаллизованные в твердом состоянии).
   3. Апокристаллические (расстеклованные).

II. Породы водного происхождения:
   1. Протокристаллические.
   2. Паракристаллические (перекристаллизованные в твердом состоянии).
   3. Метакристаллические (перекристаллизованные гидрохимическим путем).

Примечание. Вообще говоря, частица пара—означает перекристаллизованные в твердом состоянии, мета—перекристаллизованные гидрохимическим путем, апо—расстеклованные.

Для правильной оценки условий образования горной породы и ее метасоматических изменений под влиянием того или иного процесса метаморфизации, надо также тщательно разграничивать вторичные структурные признаки от первичных, как мы привыкли делать это относительно минералогического состава. Это тем более необ-

ходимо, что не всегда при беглом внешнем осмотре это удается сделать, так как внешний облик и внешнее сложение породы с резко метаморфическим прошлым может иногда в сильной степени походить на то сложение, которое мы привыкли связывать с представлением о первичной структуре. Так, например, порфировидное сложение может появиться в результате катакластических или каталитических процессов и в этом случае оно, конечно, будет „псевдопорфировым"; равномернозернистое сложение может быть первичным магматическим, вторичным метаморфическим, первичным гидрохимического происхождения.

С точки зрения генезиса, можно привести структуры к трем типам: 1) кристаллизационные, возникшие непосредственно при кристаллизации минеральной массы из расплава или из раствора; 2) вторичные, или метаструктуры, возникающие как результат воздействия каких-либо внешних факторов (температуры, давления, растворов) на готовую кристаллизационную структуру; 3) агломератные, получающиеся в результате механического накопления осколков и обломков минералов и горных пород и цементирования их новообразованиями (гидрохимического или магматического происхождения).

Внешний структурный облик горной породы, т. е. ее макроструктура, как уже указано, называется ее сложением или текстурой, в противоположность микроструктуре, которая и есть структура в тесном смысле слова, или строение. Заметим, что термины: „структура" и „текстура" употребляются немецкими петрографами так, как и в этой книге, а английскими и американскими петрографами — в диаметрально противоположном смысле.

По сложению можно различать:

1) Породы явнокристаллические (фанерокристаллические) и афанитовые, плотные (микрокристаллические, полукристаллические и аморфные).

2) Породы массивнокристаллические и слоистокристаллические, слоистые, обломочные, сферолитовые.

3) Породы равномернозернистые, порфировидные и шаровые.

4) Породы моносоматические, т. е. имеющие во всей массе одинаковое сложение, и такситовые, т. е. состоящие из участков различного сложения, например, крупнозернистых и мелкозернистых, с случайным брекчиевидным или послойным чередованьем этих участков (атакситы и эвтакситы).

Зависимость структуры от условий охлаждения, следовательно, связь ее с условиями залегания горной породы, уже давно была подмечена и дала французским петрографам повод отождествлять гра-

нитовидную структуру с глубинной формой залегания, а порфировую, которую они назвали трахитовидной, с эффузивной формой застывания. Это сопоставление в общем верно, однако, в основных лавах внутренние части более или менее мощных потоков или покровов могут иметь и полнокристаллическое сложение, как показывают долериты и диабазы; поэтому полнокристаллическое сложение не всегда является символом кристаллизации на глубине.

Вообще говоря, структура магматической породы не зависит от химического состава магмы, а определяется лишь условиями застывания и кристаллизации. Породы различного химического состава могут иметь одинаковую структуру, между тем как одна и та же магма может принимать различную структуру, в зависимости от условий кристаллизации; основные магмы обыкновенно кристаллизуются хорошо, между тем как кислые легко дают формы стекловатые или богатые стеклом. Кроме этого косвенного влияния, химический состав сам по себе не влияет на структуру, т. е. при самом разнообразном химическом составе могут быть одинаковые структуры. Есть, однако же, случаи, когда структура определяется именно химическим составом: это гранитопорфировая структура и пегматитовая, определяемые и та, и другая эвтектической схемой кристаллизации (см. ниже).

Структура горной породы является функцией условий кристаллизации, а в пределах определенных условий—кристаллизационной способности отдельных ее составных частей. Поэтому породы совершенно различного состава могут обладать одинаковой структурой, и, наоборот, породы одинакового состава могут обладать различной структурой; например, базальтовая магма может дать полнокристаллический долерит, обыкновенный базальт, интерсертательный базальт и витробазальт. Еще со времени Джемса Холля и Фожа де Сен-Фон известно, что в зависимости от скорости кристаллизации можно получать одну и ту же породу в разных структурных модификациях. В том, что действительно условия кристаллизации и прежде всего скорость охлаждения расплава играют первенствующую роль в выработке структуры горной породы, нас убеждают три ряда фактов: во-первых, наблюдение в природе, т. е. сравнение структуры глубинных пород и лав, мощных лавовых покровов и незначительных потоков; во-вторых, об этом говорят явления так называемого эндометаморфизма, т. е. охлаждающее влияние стенок на структуру породы интрузивного пласта или лакколита, когда можно определенно констатировать, что, по мере приближения к контакту, порода часто становится более мелкозернистой, иногда приобретает порфировую структуру (с микролитами) или даже делается стекловатой; наконец, в этом же нас убеждают многочисленные лабораторные опыты.

Кроме скорости охлаждения имеют значение так называемые минерализаторы, т. е. летучие составные части магмы и некоторые примеси, и, наконец, кристаллизационная способность магмы. При прочих равных условиях кислые лавы кристаллизуются хуже основных и часто обнаруживают стремление или к стекловатому развитию, или к тем формам мелко- и скрытокристаллического строения, которые называются фельзитом и литоидитом.

Кристаллическизернистое сложение и строение

Кристаллическизернистая структура (кристаллическизернистое сложение) характерна для глубинных пород магматического происхождения, как-то: гранитов, сиенитов, диоритов, габбро, анортозитов и т. п. Но кристаллическизернистая структура не приурочена исключительно к глубинным изверженным породам; она присуща также внутренним частям мощных лавовых излияний (долерит), далее химическим осадкам среди осадочных пород, каковы, например, каменная соль, гипс, затем перекристаллизованным осадочным породам, как, например, мрамор, наконец, контактным роговикам и кристаллическим сланцам. Естественно задать себе вопрос: существуют-ли какие-либо различия между первичной кристаллическизернистой структурой изверженной породы или химического осадка, с одной стороны, и вторичной кристаллическизернистой структурой метаморфических пород, контактных роговиков и кристаллических сланцев, в которых эта структура является результатом перекристаллизации в твердом состоянии,—с другой? Такие различия на самом деле имеются и очень характерны. Во-первых, в изверженной породе кристаллические зерна каждого минерала равномерно распределены по всей породе, зерна разных минералов чередуются, вообще говоря, по одиночке, и поэтому структура и состав такой породы являются вполне однородными во всех частях, как можно убедиться на примере гранита. Такой тип кристаллическизернистой структуры можно назвать монадобластическими. В отличие от него, структура у метаморфических пород является гломеробластической, или кучной, т. е. зерна отдельных минералов располагаются кучками, и потому состав породы не является во всех местах однородным. Другой признак перекристаллизации в твердом состоянии заключается в том, что, в отличие от плавных контуров отдельных кристаллических зерен в изверженных породах, здесь часто наблюдаются зазубренные контура; такова структура мелкокристаллических контактных роговиков, такова во многих случаях структура мрамора. Наконец, последнее и быть может наиболее существенное, отличие метаморфической кристаллически-

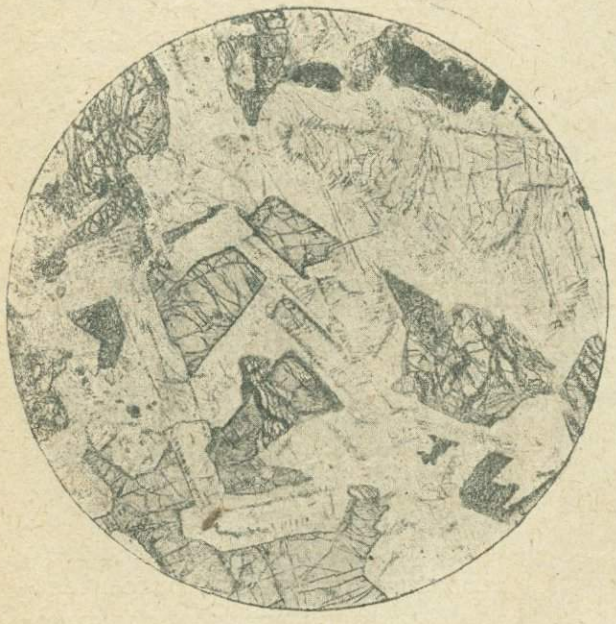
зернистой структуры от магматической для пород, состоящих из нескольких минералов, заключается в том, что при кристаллизации магмы наблюдается известная последовательность кристаллизации разных составных частей; начало кристаллизации у разных минералов не совпадает: сначала наступает кристаллизация одного минерала; несколько позднее, а иногда и по окончании кристаллизации первого, начинается выделение второго, затем третьего и т. д. При перекристаллизации в твердом состоянии этой последовательности кристаллизации не наблюдается, так как кристаллизация всех новообразований данного участка породы совершается одновременно. Последовательность выделения минералов влечет за собой определенные особенности условий нарастания кристаллов и находит себе выражение в известных морфологических особенностях последовательно выделяющихся минералов. Само собою разумеется, что в наиболее благоприятных условиях для правильного развития будет находиться тот минерал, который начинает выделяться раньше других: к нему со всех сторон равномерно притекает питательное вещество, он не встречает нигде механических препятствий для своего развития; кристаллизуясь сообразно свойственной ему пространственной решетке, он будет выделяться в виде правильно образованных и, поскольку охлаждение идет достаточно медленно, более или менее крупных кристаллов. Следующий минерал, кристаллизация которого начинается тогда, когда первый минерал уже существует, находится в этом отношении в менее благоприятных условиях: там, где нарастающие кристаллы этого минерала сталкиваются с неделимыми выделившегося раньше минерала, они испытывают препятствие для правильного ограничения, не доразвиваются, получают случайные очертания, подобно тому, как кристаллы, образующиеся в жеодах или в жилах, хорошо развиваются свободно торчащими в полость кристаллами и недоразвиты в тех частях, где они сидят на стенках полости. Наконец, тот минерал, который выделяется последним, лишен возможности правильно нарастать, сообразно симметрии направлений роста в нем, а принужден пользоваться случайными очертаниями промежутков, оставшихся между выделившимися раньше минералами.

В результате и получается та обычная кристаллическизернистая структура глубинных пород, которая известна под названием г р а н и т о в и д н о й или г и п и д и о м о р ф н о з е р н и с т о й (фиг. 28), или так называемая, о ф и т о в а я, иначе д о л е р и т о в а я структура (фиг. 29), которая характеризуется более ранним выделением полевого шпата, являющегося поэтому в виде идиоморфных призматических кристаллов.

Эти соотношения морфологически выражаются в том, что принято называть, согласно Розенбушу, идиоморфизмом и аллотриоморфизмом, по Рорбаху—автоморфизмом и ксеноморфизмом. Идиоморфными (или автоморфными) называются кристаллы, имеющие собственные кристаллографические очертания, т. е. то кристаллографическое ограничение, которое им свойственно, в силу их принадлежности к тому или иному классу симметрии (фиг. 30, 31, 32). Аллотриоморфными (ксеноморфными) являются те кристаллы, очертания которых определялись внешними препятствиями при встрече нарастающего кристалла с раньше его кристаллизовавшимися неделимыми другого или других минералов. Сравнительно более редкими являются случаи полного идиоморфизма (панидиоморфное развитие) и полного аллотриоморфизма (паналлотриоморфное развитие); чаще приходится иметь дело с частичным или относительным идиоморфизмом

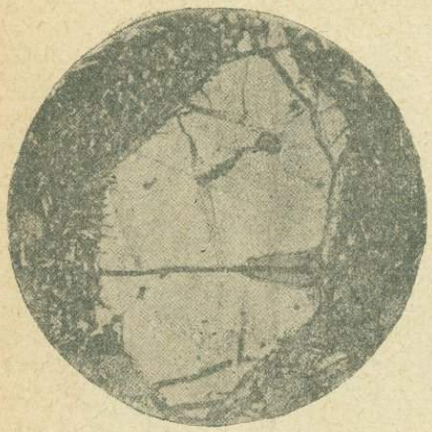


Фиг. 28. Гранитовая (гипидиоморфная) структура.

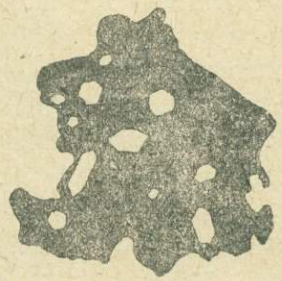


Фиг. 29. Офитовая структура в габбро.

или аллотриоморфизмом, и такие случаи представляют особое значение для решения вопроса о последовательности кристаллизации, так как минерал, который является идиоморфным относительно другого, кристаллизовался раньше этого последнего, и наоборот. Так,



Фиг. 30. Идиоморфный кристалл оливин.



Фиг. 31. Идиомофорные кристаллы апатита в магнетите.

например, если в породе, состоящей из роговой обманки, ортоклаза *и кварца, раньше других составных* частей начала кристаллизоваться роговая обманка, а кристаллизация ортоклаза следовала за роговой обманкой, но предшествовала кристаллизации кварца, то роговая обманка будет идиоморфна как относительно ортоклаза, так и относительно кварца; ортоклаз будет аллотриоморфен по отношению к роговой обманке, но идиоморфен относительно кварца, а этот последний будет аллотриоморфен по отношению к двум другим минералам. Принимая во внимание эти отношения, можно, следовательно, в горной породе вышеуказанного строения и состава по относительному идиоморфизму и аллотриоморфизму *роговой обманки, ортоклаза и кварца установить* последовательность кристаллизации этих трех минералов в данной горной породе.



Фиг. 32. Зональные идиоморфные плагиоклазы (Дацит Фидар-Хоха. Ц. Кавказ).

Указанные здесь соотношения идиоморфизма и аллотриоморфизма, само собою разумеется, отсутствуют как у мономинеральных пород, так и у тех полиминеральных, которые получились путем перекристаллизации в твердом состоянии, когда кристаллизация всех составных частей шла одновременно.

Не следует, конечно, представлять себе, что кристаллизация этих трех минералов резко разграничена, что вся роговая обманка выделится раньше, чем начнет кристаллизоваться ортоклаз и т. д. Здесь речь идет лишь о той последовательности, которая определяет начало кристаллизации каждого минерала; на самом деле есть моменты, когда два или даже три минерала кристаллизуются одновременно. Так, например, магнитный железняк начинает кристаллизоваться раньше других составных частей горных пород, но кристаллизация его, определяемая условиями растворимости, может продолжаться долго, совпадая отчасти с кристаллизацией других составных частей, иногда почти до самого конца процесса застывания.

Нормальная гранитовая структура является гипидиоморфной (частично идиоморфной), т. е. в ней наблюдается частичный идиоморфизм отдельных составных частей. Тот тип структуры, когда полевой шпат является идиоморфным призматическим, а пироксен аллотриоморфным, называется офитовой или долеритовой структурой; если же обе составные части имеют призматическое идиоморфное развитие, получается структура призматически зернистая или панидиоморфная. Наоборот, паналлотриоморфной, т. е. нацело аллотриоморфной, структура называется в тех случаях, когда все составные части аллотриоморфны, например, в контактных роговиках, некоторых мраморах.

Многие минералы изверженных пород, являющиеся изоморфными смесями, в особенности плагиоклазы и авгиты, обладают зональным строением в зависимости от изменения состава выделяющихся кристаллов, по мере их нарастания. В ядре и внутренних слоях таких кристаллов больше того компонента, который повышает точку плавления расплава, например, в плагиоклазах ядро и внутренние слои богаче анортитовой частицей, содержание которой по мере движения к наружным слоям падает (фиг. 32). Резкая зональность изоморфизма наблюдается также и у авгитовых кристаллов в некоторых лавах.

Зональное строение характерно, однако, не только для изоморфных кристаллов, но и для простых соединений, у которых нарастание идет скачками и с перерывами. В этом отношении особенно интересны зональные вкрапленники кварца, например, по Лемлейну в липаритах Белого Ключа на Кавказе.

Независимо от тех двух типов кристаллическизернистых структур, которые охарактеризованы терминами монадобластической и гломеробластической, различие кристаллическизернистых сложений обусловливается крупностью зерна и относительным расположением составных частей в пространстве. Для разграничения мелкозернистых, среднезернистых и крупнозернистых структур пока не установлено общепризнанного мерила; можно было бы остановиться на следующем: называть крупнозернистыми те, в которых размеры зерен приблизительно не меньше 10*мм*, а мелкозернистыми, если размеры зерен не превышают приблизительно 3—4*мм*. Если стремиться к более дробному подразделению, то можно установить приблизительно такие пределы: до 2*мм*—тонкозернистое сложение, от 2 до 3*мм*—мелкозернистое, от 3 до 5*мм*—среднезернистое, от 5 до 10*мм*—грубозернистое, выше 10*мм*—крупнозернистое.

При этом следует, однако, помнить, что существуют все переходы от такой мелкости зерна, которая граничит с афанитовым сложением, до сравнительно гигантских (величиной с кулак или даже детскую голову) размеров отдельных зерен—так называемая гигантоплазматическая структура, характерная для некоторых пегматитов и мономинеральных магматических пород, каковы, например, лабрадориты и пироксениты.

С точки зрения относительного расположения составных частей кристаллическизернистой породы в пространстве, можно установить четыре различных типа. Первый наиболее широко распространенный—это тип однородного (гомогенного) сложения, в котором структура во всех местах и во всех направлениях одинаковая; это то, что немцы называют „richtungsloskörnig". Второй тип характеризуется периодической правильностью расположения составных частей вокруг определенных центров—шаровая структура. Третий тип обусловлен правильным расположением всех или некоторых составных частей параллельно некоторому определенному направлению, напр., плоскости напластования—плоскопараллельные структуры или параллельно некоторой линии—линейнопараллельные. Наконец, последний тип составляют разные случаи правильного прорастания одних составных частей другими—пегматитовые структуры, например, так называемый, письменный гранит; пегматитовая структура рассматривается некоторыми авторами, по примеру Тиля, как структура эвтектическая.

Последние три типа составляют группу так называемых ориентированных структур: составные части в них закономерно ориентированы относительно некоторой плоскости, линии (направления) или центра.

Иногда в массивной изверженной породе наблюдается неправильное, как бы брекчиевидное, чередование случайными участками,— но на самом деле первичное сложение—крупнозернистой и мелкозернистой разности той же породы, например, в сиенитодиорите с Денежкина Камня, в горнблендите Синих Гор на Урале. Такое сложение можно назвать такситовым и, в частности, атакситовым, а самую горную породу—структурным такситом.

В кристаллическизернистых структурах крупность зерна варьирует в широких размерах. Принято считать, что крупность зерна зависит от скорости охлаждения. Если в общем это представление и верно, то все-таки нельзя связывать крупнозернистое сложение исключительно с медленностью охлаждения; чем глубже залегает кристаллизующаяся магма, тем медленнее идет ее охлаждение; следовательно, в общем глубина залегания является как бы мерилом медленности охлаждения, и можно сказать, что, вообще говоря, глубоко залегающие магмы находятся в более благоприятных условиях для крупнозернистого сложения, чем залегающие ближе к поверхности. Вместе с тем в этом процессе играют аналогичную роль и размеры кристаллизующейся на некоторой глубине магматической массы, так как очевидно, что при прочих равных условиях более крупный магматический бассейн будет охлаждаться медленнее, чем менее значительный; а следовательно, и структура в более крупном интрузивном теле будет более крупнозернистой, чем в массиве незначительных размеров. Однако, есть факты, говорящие за то, что в процессе формирования крупнозернистого сложения играет роль не только, а в некоторых случаях быть может и не столько, глубина залегания, но что здесь имеют известное значение и другие факторы. Каковы эти факторы, это вопрос еще открытый: быть может, газообразным составным частям магмы следует в этом процессе приписать роль особых катализаторов; не лишено вероятия предположение, что иногда известную роль играло давление; наконец, можно думать и об явлениях переохлаждения; так, например, Лагорио определенно говорил, что гранитная структура получается не в результате медленной кристаллизации, а вследствие быстрой кристаллизации сильно переохлажденной массы.

В наружных краевых частях интрузивных массивов и в зальбандах жил нередко более мелкозернистое сложение, чем в главной массе таких интрузивных тел. Лэн (Lane) дал попытку привести крупность зерна в математическую зависимость от расстояния от охлаждающей стенки, принимая во внимание теплопроводность.

Чтобы подойти к решению вопроса об условиях, благоприятствующих развитию крупнозернистого сложения, следует оставить

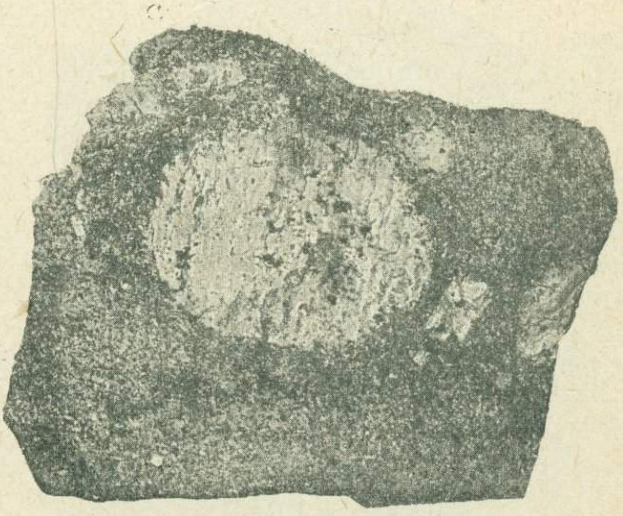
путь спекулятивных рассуждений и обратиться к экспериментальным работам, с одной стороны, и к геологическим наблюдениям — с другой. Лабораторные опыты и металлургические шлаки достаточно красноречиво говорят о роли скорости охлаждения. А вот несколько примеров и из области геологических наблюдений. В Иэллостонском Парке в горах Галлатин мелкозернистые порфировые интрузивные лакколиты и интрузивные пласты залегают под толщей палеозойских слоев, мощностью в 3 500 м, а крупнозернистые диориты и граниты Electric Peak залегают на 2 500 м. выше; в ядре вулкана Grandall в Уайоминге залегают габбро и диориты. Гранит Härtekollen в Норвегии, по Брёггеру, застыл на глубине менее 1 300 м от поверхности. Зюс указывает на полнокристаллическое сложение нефелинового сиенита (кениита) внутри пепельного покрова размытого вулкана Кения в восточной Африке. Рейер говорит, что основная магма уже на глубине нескольких сот метров приобретает полнокристаллическое сложение, кислая же — лишь около 2000 м.

Порфировидное сложение

Порфировидной называется структура, которая присуща изверженной породе, известной еще в древности под названием порфира. Характерным признаком этой структуры является то обстоятельство, что она получается из сочетания двух структурных элементов: более или менее крупных и правильно ограненных кристаллов, носящих название вкрапленников или порфировидных вкрапленников (у иностранных авторов фенокристаллов или фенокристов), и общей массы породы, в которую они погружены, и которая носит название основной массы. Всякая порода, у которой имеются эти два структурных элемента, независимо от размеров и количества вкрапленников и независимо от их происхождения, носит название порфировидной. Поэтому порфировидной может быть структура изверженной породы, в котовой она является результатом условий ее кристаллизации, т.-е. структурой первичной. Порфировидной структурой обладают и метаморфические породы, в которых эта структура получилась в результате метаморфических процессов и является уже структурой вторичной, которую иногда поэтому называют ложнопорфировой. Порфировидным обликом обладают и некоторые осадочные породы, например, хотя бы глины с вкрапленными в них кристаллами каменной соли и др.

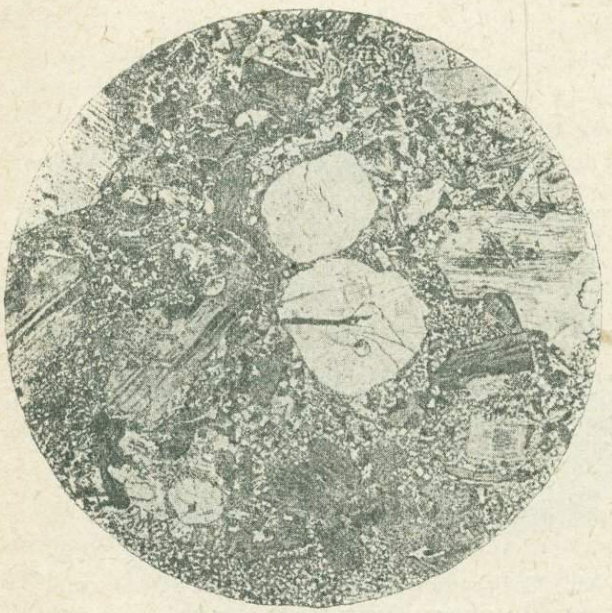
Особенный петрогенетический интерес представляют порфировидное сложение изверженных пород, обнимающее два, с точки зрения генезиса, принципиально различных типа, которые мы будем называть гранитопорфировым и порфировым. То обсто-

ятельство, что эти два типа не разграничивали в должной мере, явилось причиной споров в петрографической литературе, одно время довольно оживленных, о месте и времени образования порфировидных вкрапленников; по мнению одних, вкрапленники образуются в интрателлурическую фазу кристализации, по мнению других—на месте застывания магмы. В сущности, правы и те, и другие, так как первый случай относится к порфировым структурам эффузивных пород, а второй—к гранитопорфировой структуре интрузивных пород. Розенбуш в своем определении порфировой структуры выставляет, как характерный признак, отличающий ее от кристаллически зернистой, присутствие двух поколений минералов, между тем как в зернистой структуре имеется только одно. Такое определение, однако, неверно. Во первых, при сопоставлении вкрапленников с минералами основной магмы можно констатировать, что существует два типа вкрапленников: один тип, который можно назвать монофилетическим (т. е. с одним поколением минералов) — это тот случай, когда минералы вкрапленников не повторяются в основной массе: в кислых породах это вкрапленники роговой обманки и биотита, в основных — оливина. Второй тип с бифилетическими или повторными вкрапленниками; это тот случай, когда один и тот же минерал встречается в данной породе в двух поколениях: и в виде вкрапленников, и в виде составной части основной массы; сюда относятся кварц и полевой шпат—в более кислых породах, полевой шпат и пироксены—в более основных. Однако, и этот случай требует некоторого ограничения, так как, например, полевые шпаты только в гранитопорфировой породе на самом деле повторяются в виде одного и того же плагиоклаза во вкрапленниках и в основной магме; в эффузивных же порфировых породах полевошпатовые вкрапленники



Фиг. 33. Гранитопорфирное сложение (Гранитовый порфир Юстилы в Финляндии).

обыкновенно принадлежат иному плагиоклазу, чем микролиты основной магмы; так, например, в андезитодацитовой серии вкрапленники всегда основнее микролитов. Вкрапленники в лавах часто оплавлены, как, говорят корродированы, как, например, кварцы в кислых лавах, оливин в базальтах; в других случаях они сохранили полностью свой идиоморфизм, как, напр.: полевые шпаты, авгиты и др. Далее нам хорошо известны типы афанитовых, литоидитовых, спилитовых и т. п. эффузивных пород, в которых имеется только основная масса, а вкрапленники отсутствуют; это так называемые афировые порфировые породы: сюда относится тип спилитов, а также все афанитовые и литоидитовые породы, лишенные вкрапленников. Наконец, когда мы имеем перед собой витрофировую породу со стекловатой основной массой, но богатую вкрапленниками, о двух поколениях тоже не приходится говорить. Поэтому мы откажемся от распространения розенбушевской характеристики на все порфировидные породы и сохраним ее лишь за некоторыми порфировыми породами и за гранитопорфировыми породами; в этих последних действительно наблюдается и должно наблюдаться тождество вкрапленников и соответствующих минералов основной массы, т. е. одна из составных частей является в двух поколениях; в порфировых же породах часто имеются два поколения минералов, свидетельствующих о кристаллизации в два приема, но в каждом из этих поколений минералы обыкновенно различны [1]). Внешний облик порфировой породы и



Фиг. 34. Гранитопорфировая структура под микроскопом.

[1]) Для сокращения описаний можно было, бы согласиться пользоваться следующей терминологией: эвпорфировый — порфировая структура с порфировидными вкрапленниками, афировый — без вкрапленников, микрофировый — с микроскопи-

микроскопическая картина ее в шлифе определяются при прочих равных условиях количественными взаимоотношениями между основной массой и вкрапленниками (см. фиг. 33, 35, 36).

Если разграничивать порфировую и гранитопорфировую структуры, утрачивает свое значение и спор о том, где образуются вкрапленники: там ли, где происходит окончательное застывание магмы, или раньше. Для эффузивных пород давно было установлено Спалланцани, что порфировидные вкрапленники существуют уже в лаве при ее извержении, что, следовательно, они образуются в интрателлурическую фазу кристаллизации, до извержения лавы. Этот вывод основывается на непосредственном наблюдении лав, далее на том факте, что при внезапном застывании лавы с образованием стекловатой основной массы, все же вкрапленники в ней имеются, наконец, на том, что в стекловатых кусочках вулканического пепла имеются *обломки порфировидных* вкрапленников и т. п. Наблюдения Спалланцани были подтверждены Лакруа для последнего извержения Лысой Горы на Мартинике и другими авторами. Особенно интересным подтверждением этого наблюдения представляется опыт Perret и Shepherd в 1911 г. на лавовом фонтане Old Faithful на Килауэа: захватив железной палкой комок лавы из этого фонтана, они констатировали, что, несмотря на быстрое застывание этого комка в стекло,



Фиг. 35. Порфировидное сложение. Лабрадоровый порфирит с неполнокристаллической основной массой.

ческими вкрапленниками; олигофировый — для породы бедной вкрапленниками, спорадофировый — когда имеются лишь единичные вкрапленники, плезиофировый — богатой вкрапленниками; монофировый — если вкрапленники принадлежат одному минералу, полифировый — если нескольким; небесполезны могут быть и такие термины, как альбитофировый, авгитофировый, амфиболофировый и т. п.

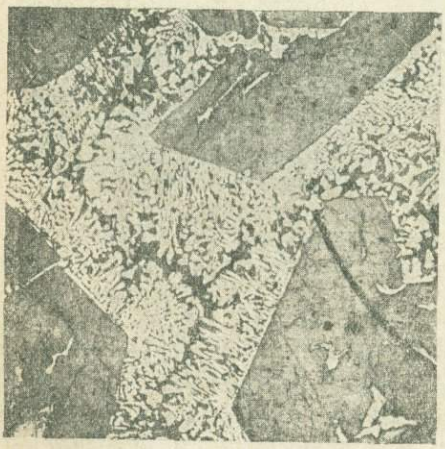
в нем имелись порфировидные вкрапленники, очевидно, интрателлурического происхождения. Это легко проверить на любом действующем вулкане.



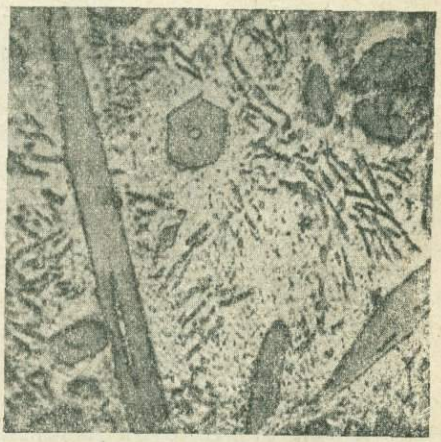
Фиг. 36. Порфировое сложение (Дацит с Казбекского Сырха).

С другой стороны, многие авторы приводят целый ряд фактов, говорящих за то, что в интрузивных породах вкрапленники образуются на месте застывания породы (Циркель, Персон). Это отличие гранитопорфировой структуры от порфировой структуры эффузивных пород становится вполне понятным, если подойти к гранитопорфировой структуре с точки зрения эвтектики.

Гранитопорфировая структура хорошо объясняется при свете тех данных, которые в этом отношении дает металлография. На сплавах металлов имеются многочисленные примеры вели-



Фиг. 37. Эвтектофировая структура в сплаве 55,9% сурьмы и 44,1% цинка. Фот. С. Ф. Жемчужного.



Фиг. 38. Эвтектофировая структура в сплаве 93,2% цинка и 6,8% сурьмы. Фот. С. Ф. Жемчужного.

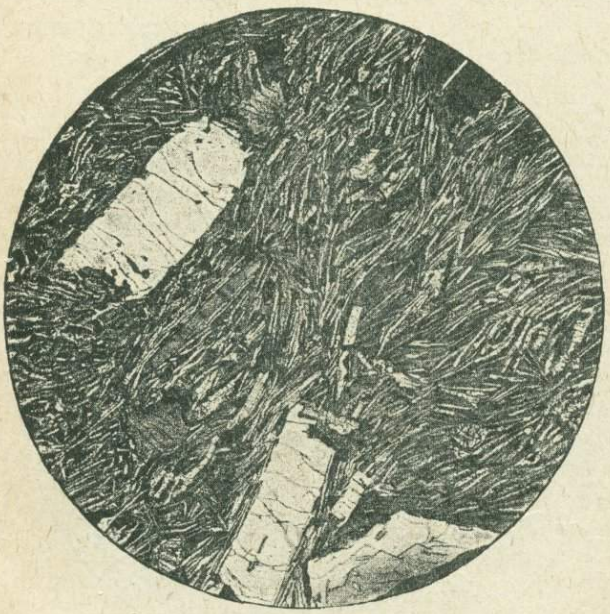
колепной порфировидной структуры, в которой крупные изиоморфные порфировидные вкрапленники резко выделяются на фоне мелкозерни-

стой эвтектической основной магмы. О двух фазах кристаллизации здесь, очевидно, не может быть речи: весь сплав застывает почти мгновенно или во всяком случае очень быстро на наших глазах, от начала до конца в одних и тех же условиях. Вкрапленниками являются здесь кристаллы избыточного против эвтектики компонента; они образуются вследствие стремления случайной смеси дать эвтектику путем первоначального выделения избыточного компонента в виде вкрапленников (фиг. 37 и 38). Такой же результат был получен Жемчужным и мною на сплавах солей (фиг.39), Ефремовым — на органических соединениях.



Фиг. 39. Эвтектофировое строение в сплаве солей: 35% K_2CrO_4 и 65% AgCl.
Фот. С. Ф. Жемчужного.

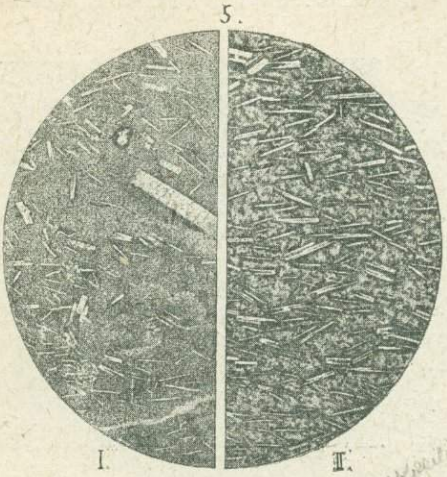
Гранитопорфировая структура является, следовательно, эвтектофировой и объясняется не условиями кристаллизации, а особенностями химического состава кристаллизующейся массы.



Фиг. 40. Трахитовая структура.

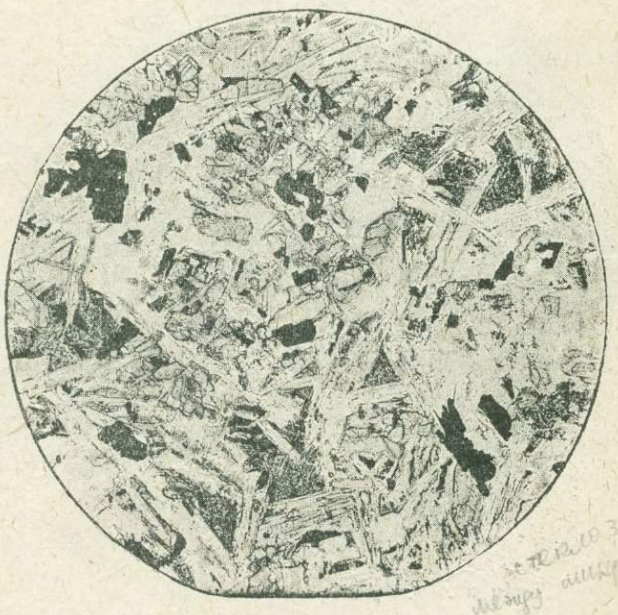
Другое объяснение полнокристаллически-порфировой структуры было дано Майерсом на основании опытов, произведенных им совместно с сотрудницей Айсак. В водных растворах солей, говорит этот автор, в процессе их охлаждения наблюдаются два состояния: метастабильное и лабильное; в первом из них выделяются вкрапленники, или, как англичане их называют, фенокристаллы, во втором — мелкозернистая основная масса. Майерс работал с водным раствором $NaNO_3$, насыщенным при 26° (48%);

метастабильное состояние соответствует температурному интервалу 26° — 16°; а лабильное, при котором происходит самопроизвольная быстрая кристаллизация, лежит ниже 16°. Опыты Майерса, бесспорно очень интересные, неприменимы к магме, так как они относятся к раствору одной соли и при том в растворителе, который сам при условиях опыта не кристаллизуется.



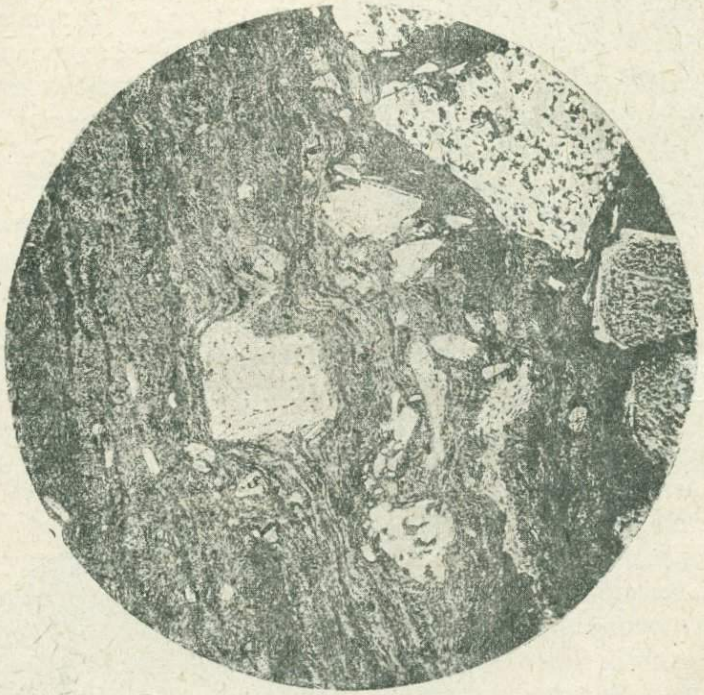
Фиг. 41.
I. Витрофировая структура. II. Гиалопилитовая структура.
(Олонецкие авгитовые порфириты).

Переходя к порфировой структуре, следует отметить, что ее отличительными признаками являются, с одной стороны, микролиты (т. е. микроскопические мелкопризматические или игольчатые кристаллы), с другой — аморфный кристаллизационный остаток, носящий название базиса, или мезостазиса; если в основной массе присутствуют микролиты, или если в ней имеется стекло, породу надо отнести к порфировой, независимо от того, имеется ли в ней два поколения минералов или одно. Основная магма может даже состоять целиком из микролитов, как, например, трахитовая структура или микролититовая, т. е. быть полнокристаллической, но она все-таки не будет гранитопорфировой, а порфировой, т. е. характерной для эффузивных пород. Поэтому термин



Фиг. 42. Интерсертальная структура в базальте.

полнокристаллически-порфировый является неопределенным и не может заменить термина гранитопорфировый. Микролитовая форма кристаллизации, как показывают не только основная масса лав, но и многочисленные лабораторные опыты, является характерной для быстрой кристаллизации, независимо от того, кристаллизуется ли данное вещество целиком или с более или менее значительным кристаллизационным остатком.



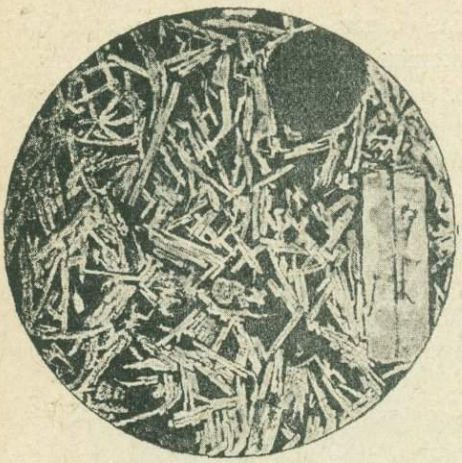
Фиг. 43. Флюидальная структура в андезите с Эльбруса в долине Малки.

Фот. К. Рива.

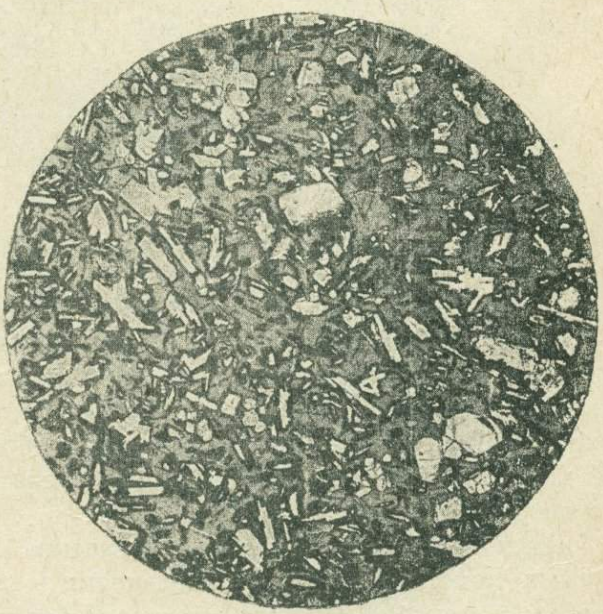
Количественные взаимоотношения между основной массой и вкрапленниками определяют внешний облик порфировой породы. Но все многообразие порфировых структур обнаруживается лишь под микроскопом, который вскрывает разнообразие структуры основной массы порфировых пород и в свое время открыл здесь новый мир для петрографа.

Различные количественные отношения между микролитами и другими кристаллическими выделениями в основной массе, с одной стороны, и стеклом—с другой, определяют собою различные разновидности порфировой микроструктуры. Так, если основная масса состоит

почти целиком из микролитов, между которыми имеются лишь тонкие стекловатые пленки, которые могут и отсутствовать, то такая структура называется трахитовой (фиг. 40); она характерна для трахитов и для одной группы фонолитов. Когда основная масса целиком сложена из микролитов, получается структура микролититовая. Тот случай, когда мелкие микролиты образуют как бы спутанный войлок иголочек, пропитанный стеклом, Розенбуш предложил называть гиалопилитовым; иначе он называется андезитовым (фиг. 41 — II). Если стекло преобладает, структура называется витрофировой (фиг. 41 и 44). Базальтовый тип отличается тем, что стекло выполняет отдельные мелкие неправильные участки между кристаллическими неделимыми; этот тип носит название интерсертального (фиг. 42 и 44). Есть еще несколько других разновидностей порфировой структуры, о которых можно здесь не говорить; необходимо только упомянуть так называемую флюидальную или флюктуационную структуру, в которой находят себе отражение мелкие конвекционные и иные токи в застывающей основной массе, след., в этом случае перед нами в застывшем виде имеются те мелкие



Фиг. 44. Структура переходная от витрофировой к интерсертальной. (Жильный базальтс о. Паргаса). По Ф. Левинсону-Лессингу.



Фиг. 45. Витрофировая структура.

флюктуации, которые выражаются в правильном расположении микролитов микропотоками, или если основная масса целиком стекловатая, участков различно окрашенных (фиг. 43 и 46). Эти микроскопические потоки при встрече с вкрапленниками обтекают их, этим еще раз подчеркивая факт существования вкрапленников в жидкой основной массе; если эта масса была очень вязкой, она иногда разбивала вкрапленники на два или несколько кусков и разъединяла эти куски.

Аморфный кристаллизационный остаток часто представляется совершенно бесструктурным стеклом; иногда он обнаруживает какое-то строение, волокнистое, чешуйчатое и т. п., оставаясь при этом изотропным; Розенбуш называет его в этом случае микрофельзитом. Особый тип представляет гиалоплазматическая структура, которая имеет сахаровидный облик, а под микроскопом обнаруживает зернистые участки стекла среди идиоморфных кристаллов полевого шпата и роговой обманки.



Фиг. 46. Флюидальная структура в искусств. нефелиновом стекле (По А. С. Гинзбергу).

Интересную разновидность порфировых структур представляет тот случай, который можно назвать породами с бифилетической основной массой, т. е. с двумя поколениями микролитов: если после выделения полевошпатовых микролитов остаток не застывает в виде стекла, а также кристаллизуется, то образуется второе поколение микролитов, более мелких, чем нормальные микролиты основной массы Это второе поколение игольчатых микролитов, обыкновенно принадлежащих также к полевым шпатам, иногда к пироксенам, обнаруживается лишь при сильных увеличениях; их размеры определяются, следовательно, микронами и потому их можно назвать микролитами. Такие случаи встречаются, например, в некоторых авгитовых порфиритах, андезито-базальтовых породах и др.

Полевошпатовая составная часть основной массы всегда является в форме микролитов. Прежде, когда довольствовались для определения этих микролитов статистическим методом определения углов погасания, французские петрографы полагали, что в основной массе той или иной эффузивной породы могут присутствовать микролиты различных плагиоклазов. Однако, применяя более точный способ определения этих микролитов, а именно, федоровский метод,

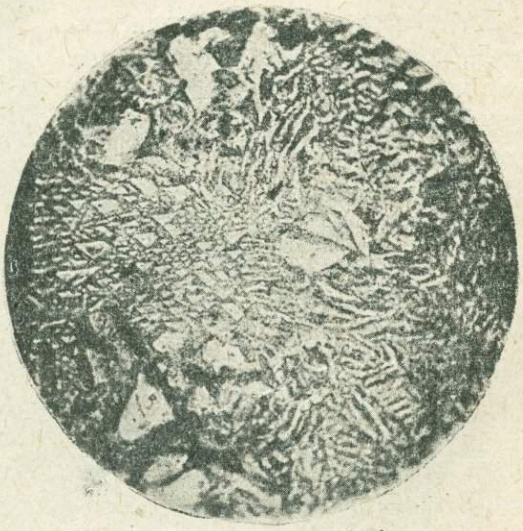
можно убедиться в том, что в каждой эффузивной породе имеются микролиты лишь одного определенного плагиоклаза, например, в андезитах—андезина, а в базальтах—лабрадора.



Фиг. 47. Кристаллиты. Обсидиан с о. Милоса. Увеличено в 500 раз.

Розенбуш полагал, что характерным классификационным признаком для порфировых пород является полевой шпат вкрапленников. Если же принять во внимание, что порфировидные вкрапленники могут принадлежать разным плагиоклазам, иногда довольно различным по своему составу и обладающим зональным строением, то мы придем к заключению, что характерным элементом следует считать именно микролиты основной массы и что именно ими следует руководствоваться при определении принадлежности эффузивной породы к тем или иным типам; например, только этим путем или при помощи химического анализа можно во многих случаях отличить андезит от безоливинового базальта, так называемого лабрадорита французских петрографов.

Когда вкрапленники полевых шпатов обладают зональной структурой, как это на самом деле часто наблюдается, внутренние зоны являются более основными, т. е. более богатыми анортитовой частицей, а по мере приближения к периферии мы наблюдаем постепенное увеличение содержания альбитовой частицы. Самая наружная зона имеет тот же состав, что и микролиты основной массы, как это и должно быть с точки зрения закономерностей, управляющих кристаллизацией сложных растворов изоморфных смесей.



Фиг. 48. Гранофировая структура в кварцевом порфире.

Начатки кристаллизации в стекловатом базисе основной массы порфировых пород, в стекле витрофировых пород, а также в искус-

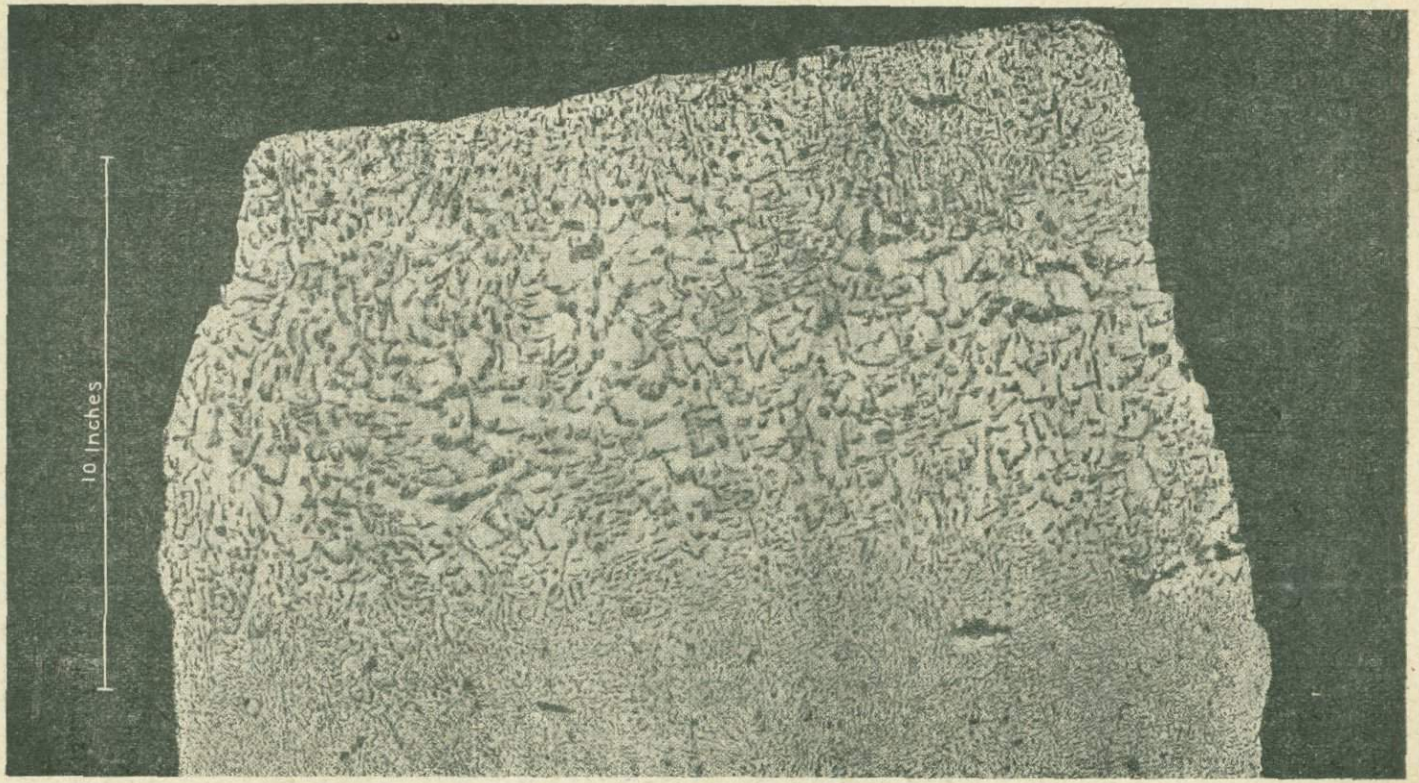
ственных стеклах представляют некоторое разнообразие, которое может быть приведено к следующим случаям: гранеллитовое расстеклование — появление многочисленных неопределимых зернышек (например, в так наз. сордавалите); глобулитовое расстеклование — мелкие шарики с ясными контурными темными линиями, но тоже неопределимые; трихитовое и белонитовое—палочки, волоски и т. п.; радиолитовое—пучки иголочек в радиальном расположении, но секторами, а не цельными сферолитами; сферолитовое—появление правильных радиальнолучистых сферолитов отдельными неделимыми или кучками.

Если мы согласимся объединить под названием микриты все составные части изверженных пород, видимые лишь под микроскопом, то можно их подразделить на: I) кристаллиты—формы роста (трихиты, белониты, глобулиты, гранеллиты), минералогически неопределимые; II) микрокристаллы; эти последние в свою очередь распадаются на: 1) микролиты, вытянутые в одном направлении призматические или игольчатые образования: 2) микроплакиты—таблитчатые или пластинчатые, 3) микроспикулиты — волокнистые, игольчатые и 4) микрококкиты—зернистые.

Пегматитовые и гранофировые структуры

Под этим названием понимают те структуры, которые возникают в результате одновременной кристаллизации двух составных частей при этом получаются своеобразные прорастания с правильной ориентировкой неделимых одной из составных частей, или тот тип структуры, который хорошо известен по металлическим сплавам, где он соответствует эвтектике. Большинство петрографов в настоящее время склонно гранофировую (мелкозернистая пегматитовая основная масса и вкрапленники, фиг. 48) или пегматитовую структуру считать за структуру эвтектическую и видеть в ней проявление и как бы доказательство реального существования эвтектик среди изверженных пород. Сопоставление структуры гранофира (фиг. 48) с эвтектикой цинково-сурьмяного сплава (фиг. 37 и 38) показывает, что они морфологически тождественны, и подкрепляет нас в правильности толкования гранофировой структуры как эвтектической.

Кроме классического случая пегматитового прорастания ортоклаза и микроклина кварцем в виде так называемого письменного гранита (фиг. 49), Брёггером, Хёгбомом и некоторыми другими указывается целый ряд других случаев, например, полевой шпат и диопсид, полевой шпат и эгирин, полевой шпат и лепидолеман, полевой шпат и роговая обманка, полевой шпат и оливин, полевой



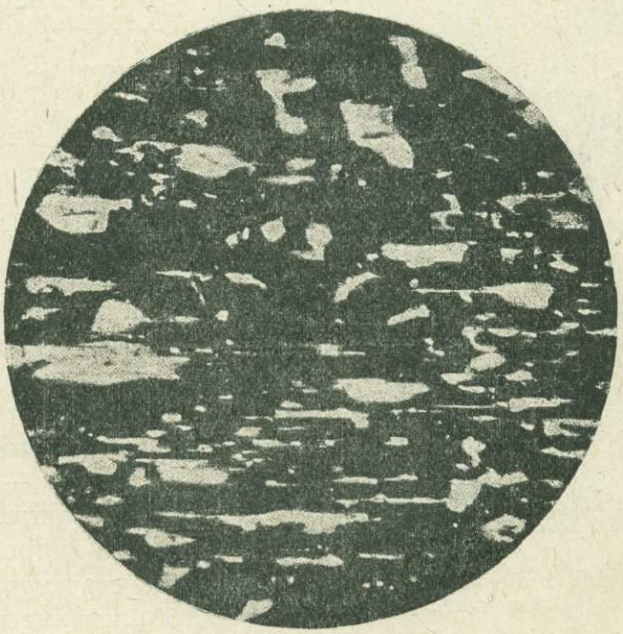
Фиг. 49. Отполированная поверхность *письменного гранита; внизу мелкозернистый участок, выше участки более крупнозернистые.* Апатитовая гора, Обум, Соед. Шт. Сев. Америки (По Бастину).

шпат и авгит (например, в некоторых олонецких диабазах (фиг. 50), авгит и роговая обманка (ф. 51), эгирин и арфведсонит, альбит и арфведсонит, микроклин и арфведсонит и другие.



Фиг. 50. Пегматитовое прорастание плагиоклаза авгитом (темные участки) в олонецком габбродиабазе.

К пегматитовой структуре до известной степени морфологически, но не генетически, примыкают и другие случаи прорастания, как, например, многочисленные включения неправильных, случайно расположенных неделимых какого-нибудь минерала в крупных кристаллах другого, например, оливина в амфиболе; Вильямс предложил такие прорастания называть пойкилитовыми.



Фиг. 51. Пегматитовое прорастание авгита роговой обманкой в пикрите с р. Тагила; при скрещенных николях.

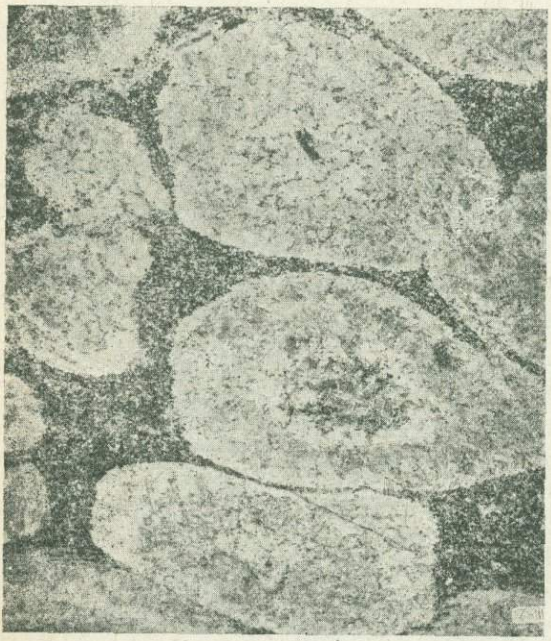
В метаморфических породах, подвергшихся более или менее глубокой перекристаллизации, как теперь обыкновенно себе представляют, в твердом состоянии, чрезвычайно широко распространены

взаимные прорастания разных минералов. Но, в отличие от изверженных пород, эти прорастания не обнаруживают никакой закономерности, и все минералы могут друг в друге встречаться в виде включений, не обнаруживая никакой определенной последовательности в кристаллизации.

Различные случаи прорастания у Циркеля обнимаются общим названием „импликационные структуры"; они были также названы симплектическими прорастаниями (Левинсон-Лессинг).

Шаровые, сферолитовые и оолитовые структуры

Шаровые и сферолитовые структуры относятся к тому типу ориентировочных структур, которые называются центрированными.

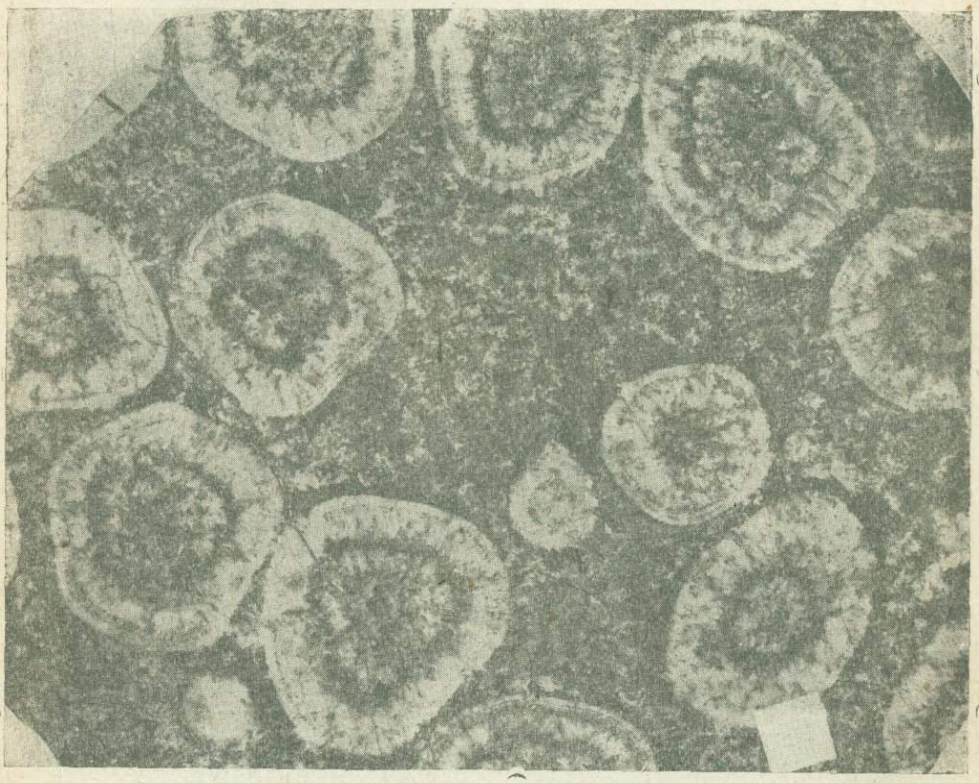


Фиг. 52. Шаровое сложение (шаровой гранит. Финляндия).

Другими словами, шаровые и сферолитовые структуры отличаются тем, что кристаллизация совершалась вокруг определенных центров; при этом обыкновенно нарастание происходило, так сказать, центробежно, и получались конкреционные образования, состоящие из концентрических слоев различного состава. Эти структуры поэтому и называют центрированными. Шаровые структуры характеризуют глубинные породы, сферолитовые — эффузивные и осадочные.

В породах с шаровой структурой (фиг. 52 и 53), мы имеем более или менее крупные (от 20 *мм* до 200 *мм*) шаровые или эллипсоидальные образования, состоящие из нескольких концентрических зон различного состава и погруженных в равномернозернистую массу типичной гранитовидной структуры; внутреннее ядро имеет кристаллическизернистое строение, в некоторых случаях тождественное с промежуточной массой, которая цементирует шары.

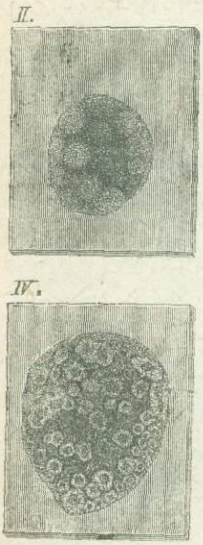
Существенное различие между структурами шаровой и сферолитовой заключается в том, что в сферолитах обыкновенно наблюдается радиальнолучистая структура из центра, между тем как в шаровых структурах резко выражено концентрически-скорлуповатое строение, но никогда нет строения радиально-лучистого. Таковы, например, шаровые граниты, шаровые габбро Корсики, так называемый корсит. Происхождение этой структуры еще не вполне разъяснено. Весьма вероятно, что



Фиг. 53. Шаровое габбро (корсит) с о. Корсика, в натуральную величину.

шаровые структуры получаются путем реакции с магмой как ксенолитов, так и ранних зернистых интрателлурических выделений („гомеогенных включений" Лакруа). В простых случаях на этих включениях образуются отложения, аналогичные коррозионным каемкам у кристаллов (см. ниже). В более сложных случаях с повторением концентрических слоев одинакового состава, можно думать о явлениях повторного пересыщения то тем, то другим компонентом в зависимости от колебаний температуры или о ритмических диффузионных явлениях того типа, как это указано Лизегангом для агатов.

Шаровая структура, повидимому, является лишь краевой (или верхней) фацией интрузивных тел и получается за счет ксенолитов, как это было высказано еще Хрущевым. Ксенолитами могут быть либо обломки посторонних пород, либо обломки более ранней порции той же магмы, уже застывшей и разломанной напором новой порции этой магмы, содержащей летучие компоненты (эти два типа можно назвать аллотраусматическими и гомеотраусматическими). В последнем случае количественный минералогический состав центральных ядер шара и промежуточной между шарами массы тождественен. В процессе ассимиляции обломков происходит их закругление, а вызванное растворением пересыщение магмы ведет к образованию лейкократовых и меланократовых зон. „Шары" могут иметь правильную форму; но чаще они элипсоидальны и деформированы в местах их взаимного соприкосновения.



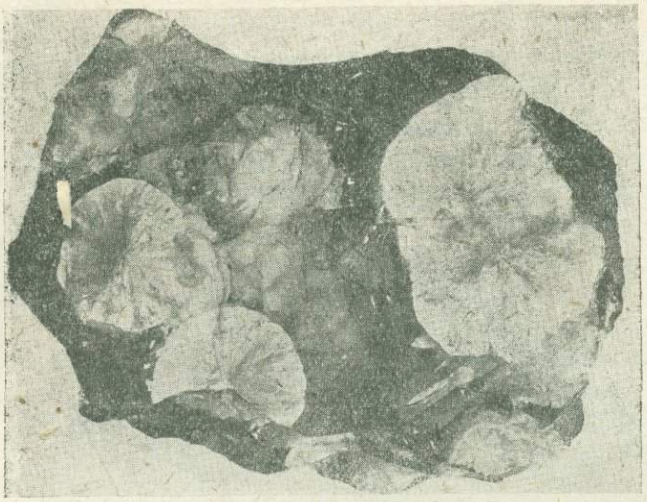
Фиг. 54. Сферолитовая структура (два типа вариолита. Ялгуба, Олонецк. край).

В сферолитовых породах мы обыкновенно имеем или стекловатую, или полукристаллическую основную массу, в которую погружены многочисленные небольшие (от *мм* до 10 *мм* в диаметре) шарики, концентрически-скорлуповатые, или радиально-лучистые, или, наконец, смешанные. В кислых породах эти шарики называются сферолитами, в основных — вариолями (а самые породы вариолитами, в осадочных породах—оолитами, пизолитами. фиг. 54—58),

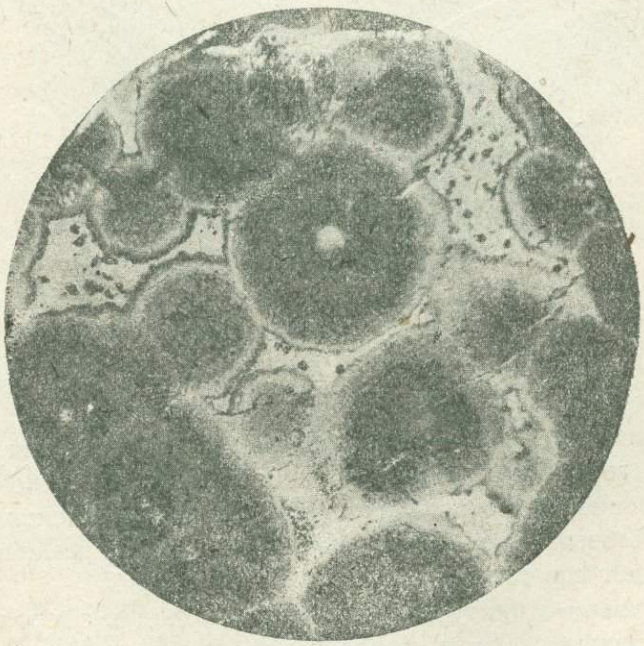
В сферолитовых породах наблюдается известная дифференциация, выражающаяся в том, что сферолитовые образования и основная масса более или менее различаются по химическому составу, о чем подробнее будет речь при описании соответствующих пород.

Механизм образования сферолитов по большей части должен быть рассматриваем, как процесс конкрециозного нарастания вокруг некоторого центра кристаллизации в центробежном направлении. Происходит ли конкрециозное нарастание из магмы или из водного раствора, получается ли радиально-лучистое или концентрически-скорлуповатое, или комбинированное строение, независимо от этого нарастание идет от центра к периферии. Если во время такого роста сталкиваются два сферолита, то граница между ними образует прямую линию в том случае, если они оба нарастают приблизительно с одинаковой скоростью (Б. Попов). Если один из столкнувшихся сферолитов

нарастает быстрее или имеет значительно большие размеры, граница



Фиг. 55. Сферолиты в заводском стекле—продукт расстеклования.

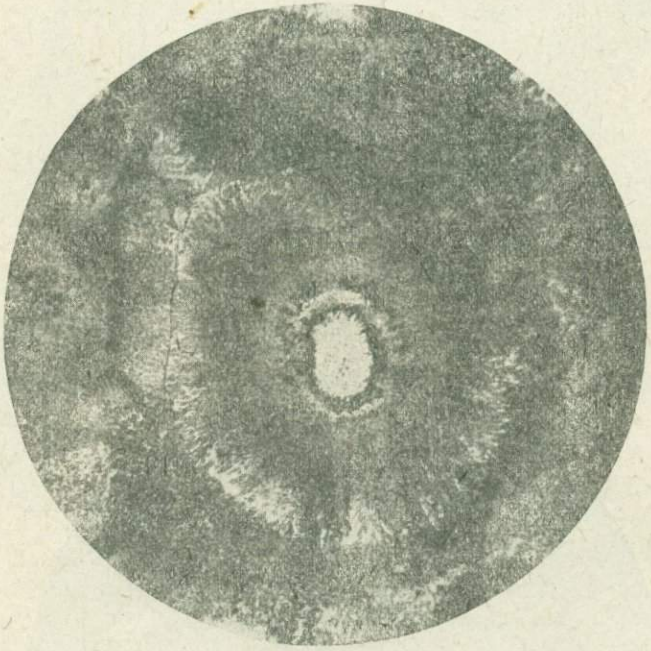


Фиг. 56. Вариолит (стекловатый) с г. Бохтыбай, Мугоджары.

получается в виде кривой, выпуклой со стороны более быстро нара-

стающего сферолита. Другой тип сферолитов отличается тем, что сначала образуется периферическая корка, и от нее нарастание идет вовнутрь, в центростремительном направлении. Это характеризует те сферолиты, для которых можно предположить образование в виде капель, как бы эмульсиеобразно выделяющихся среди еще жидкой массы и застывающих снаружи.

Сферолитовое строение среди изверженных пород характеризует липариты, а также диабазы и порфириты, и в этом случае оно



Фиг. 57. Вариолит с г. Бохтыбай, Мугоджары (одна из вариоль).

носит название вариолитового; в осадочных породах сферолитовым строением обладают некоторые известняки (оолитовое или пизолитовое строение, гороховый камень), некоторые бурые железняки (минетта). Конкрециозное, в особенности концентрически-скорлуповатое строение оолитовых зерен может быть истолковано различно, о чем подробнее будет сказано в главе об известняках.

Сферолитовой структуре изверженных пород и сферолитам, как уже указано, соответствует в породах осадочных структура оолитовая и оолиты. Но если морфологически сферолиты и оолиты вполне аналогичны, они отличны по способу образования и по структуре. Оолиты свойственны по преимуществу известнякам и в этом случае состоят

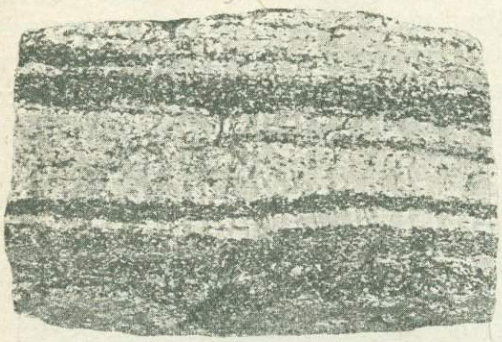
из арагонита (ктипеита), который путем перекристаллизации может перейти в кальцит. Широко распространены оолиты также среди бурых железняков (например, знаменитая минетта Лотарингии) и в марганцевых рудах, нередко, согласно Кайе, являясь продуктами видоизменения известковых оолитов. Другой тип оолитов—это так называемые железистые хлориты (шамозит, тюрингит, бавалит и др.). Оолиты имеют концентрически-скорлуповатое строение, и лишь в процессе перекристаллизации известковых оолитов может получиться радиальнолучистое строение. В известковых оолитах призмочки арагонита расположены не радиально, а по касательной, также и хлоритовые листочки в железистых оолитах. Оолиты представляют как бы клубки кристалликов, нарастающие около какого-нибудь постороннего тела (песчинки, осколки раковины и т. п.), и образуются в воде, находящейся в движении (Заварицкий).



Фиг. 58. Радиальнолучистый сферолит, полученный при перекристаллизации стекла, состоящего из нефелина и анортита (опыт А. С. Гинзберга).

Для арагонитовых оолитов возможно также образование путем кристаллизации коллоидальных арагонитовых капель, выделяющихся из нагретых растворов (опыт Линка). В изверженных породах сферолитовые образования, согласно вышеизложенному, могут быть сведены к двум типам: в одном из них имеются коллоидально-концентрические образования, выделившиеся в виде коллоидальных капель второй тип—это радиальнолучистые сферолиты, остовом которых являются радиальнолучистые аггрегаты полевого шпата. Этот тип надо рассматривать, как результат поспешной кристаллизации, которая дает радиальнолучистые аггрегаты, не всегда развивающиеся в полные сферолиты, а иногда составляющие в виде многочисленных секторов всю массу породы; этот тип структуры, который встречается, например, в сордавалите, и был назван радиолитовым. В оолитовых известняках и железняках в некоторых случаях можно рассматривать оолитовую структуру, как результат перехода эмульсии в твердое состояние: сферолитовая форма является следствием коагуляции частиц и образования капель. Примеси обусловливают при этом образование концентрически-скорлуповатого строения, а в случае чистого вещества получается радиальнолучистый тип.

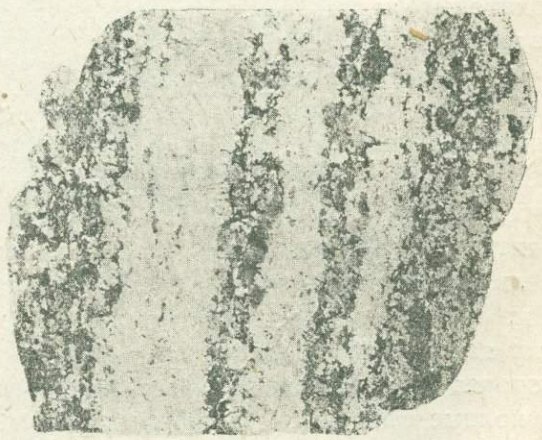
Сферолиты легко образуются в стекле, когда оно, охлаждаясь недостаточно быстро, застывает в полураскристаллизованном виде, а также при кристаллизации некоторых силикатов в лаборатории (фиг. 55 и 58).



Фиг. 59. Полосатое сложение. (Миаскит из Ильменских гор на Урале).

Радиальнолучистые сферолиты хлоритовых минералов и халцедона (кварцина) часто образуются в порах или в основной массе лав.

Сферолитовые структуры, как уже указано, интересны еще и в том отношении, что с ними связана более или менее значительная кристаллизационная дифференциация. Сферолиты имеют иной состав (более богаты кремнекислотой и щелочами), чем основная масса. Эта дифференциация в одних случаях, как, например, в сферолитовых липаритах, в вариолитах Ялгубы, представляет случай настоящей кристаллизационной дифференциации; в других, как, например, в некоторых вариолитах Мугоджар, где сферолиты состоят из полевого шпата, а основная масса из роговой обманки, — невольно возникает представление об эмульсионном их происхождении, т. е. о распаде магмы в жидком состоянии с образованием эмульсии.

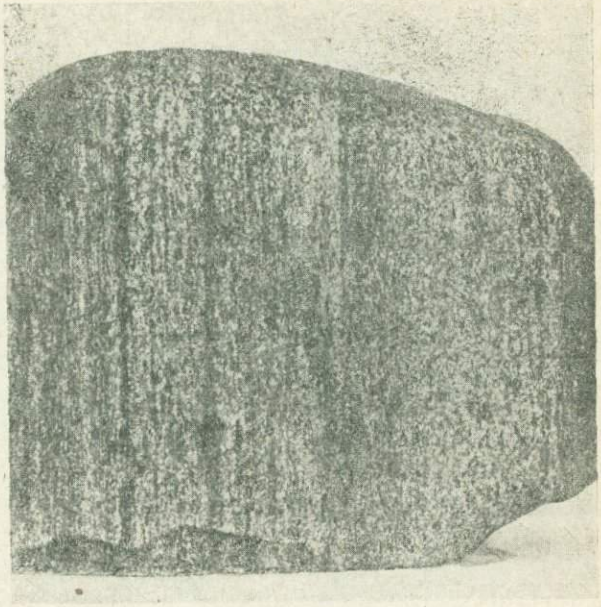


Фиг. 60. Полосатая структура под микроскопом. (Полосатое габбро с Денежкина Камня на Урале).

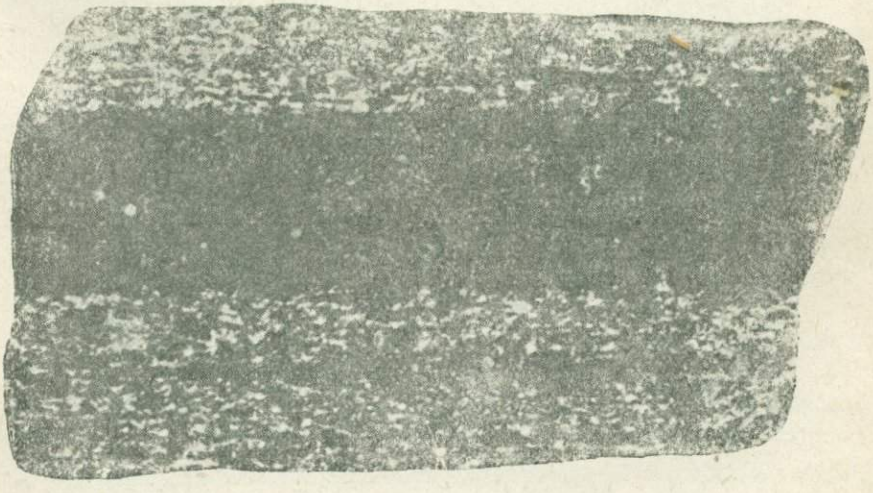
Полосатые и плоскопараллельные структуры

В некоторых породах, в особенности у габбро и у нефелиновых сиенитов, наблюдается резко выраженное чередование участков различного состава в виде параллельных тонких или более или менее толстых слоев. Получается полосатое сложение, в котором слои различного состава имеют значительное протяжение или иногда сравнительно быстро выклиниваются (поло-

сатые габбро Шотландии и Урала, миаскиты—фиг. 59, 60, 61, 62, 63, 64). На уральских полосатых габбро Денежкина Камня и полосатых гнейсовидных миаскитах Ильменских гор эти полосы или слои расположены перпендикулярно или более или менее близко к перпендикулярному положению относительно направления горообразующей силы. Отсюда невольно напрашивается предположение, что структура возникла во время процесса горообразования, и что этот последний действовал ориентирующим образом на эти



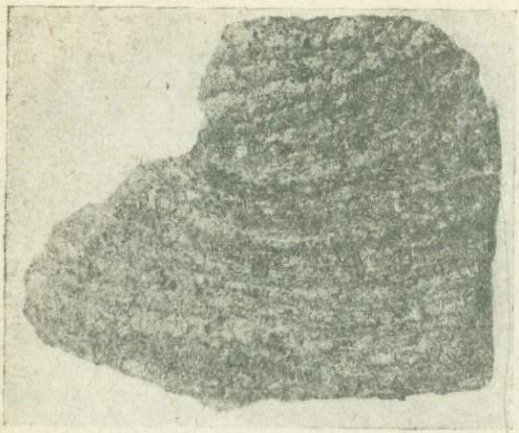
Фиг. 61. Тонкополосатое сложение в габбро Денежкина Камня на Урале.



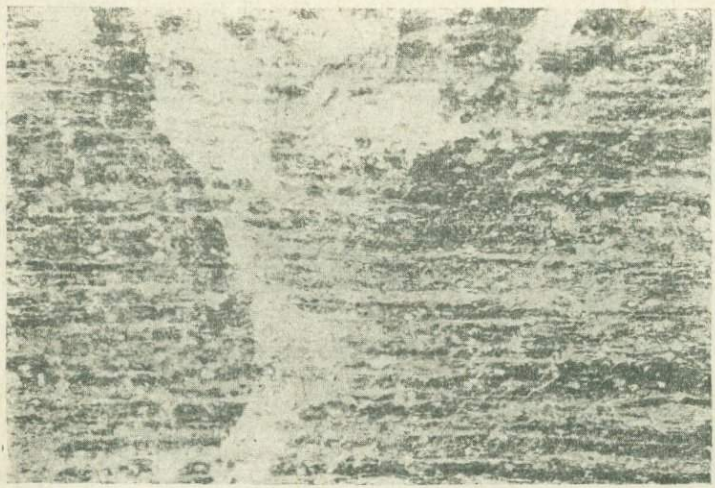
Фиг. 62. Толстополосатое сложение в габбро с Денежкина Камня на Урале. Толстая полоса—пироксенитовая.

слои. Такие же соотношения наблюдаются и в гнейсовидном сложении некоторых гранитов, как это в последнее время было под-

черкнуто Клоосом. Состав слоев представляет некоторое разнообразие. В одних случаях слои состоят в чистом виде из одного только минерала, например, в полосатом габбро слои плагиоклазовые и слои пироксеновые. В других—слои представляют лишь меланократовую или лейкократовую (см. главу III) фацию, например, в габбро чередуются слои, богатые пироксеном и богатые плагиоклазом. Наконец, иногда наблюдается несколько слоев с постепенным возрастанием одной из составных частей, например, в габбро слои нормальные, слои богатые титаномагнетитом и, наконец, слои, состоящие целиком из этого минерала (см. главу о габбро), иногда со спорадическими пироксенами. Все эти соотношения, отсутствие ка-



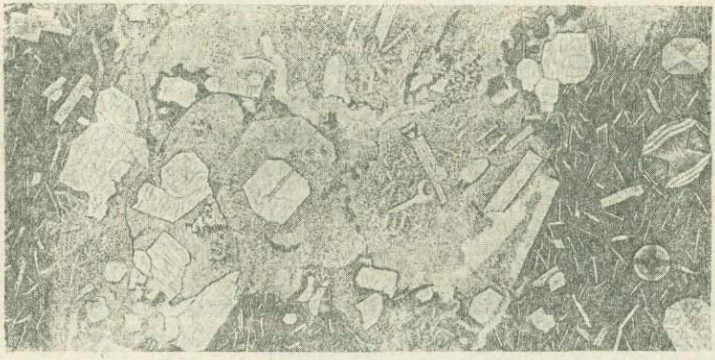
Фиг. 63. Полосатое (флюидальное) сложение. Дацит Калько, Центр. Кавказ.



Фиг. 64. Полосатое (флюидальное) сложение. Липарит стекловатый. (Гора Сырх, Центральный Кавказ).

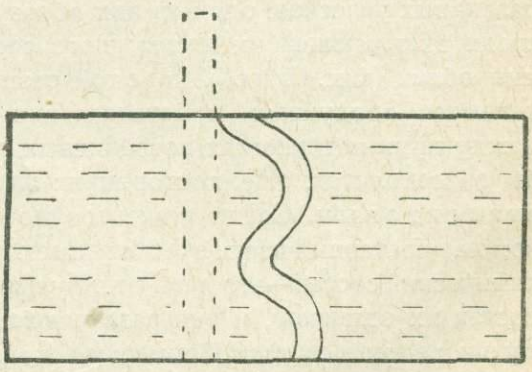
ких бы то ни было пограничных между слоями образований, а наоборот—постепенный переход между ними ясно говорят за происхождение слоев из одной общей расплавленной массы, а не за внедрение слоев

одного состава в породу другого состава. Как возникают такие полосатые структуры? На этот вопрос трудно дать ответ в категорической форме; но в виде догадки можно предположить, что она получается из эмульсиеобразной массы, в которой участки одного



Фиг. 65. Такситовая микроструктура. (Соломенская брекчия из Олонецкого края).

состава плавают в массе другого состава, не сливаясь между собой. При передвижении такой эмульсии под влиянием дислокационных усилий, гигантские капли вытягиваются в полосы, ориентирующиеся, как указано выше, более или менее перпендикулярно к направлению горообразующей силы, т. е. примерно вдоль простирания возникающей дислокационной области; эти полосы иногда тянутся параллельно на значительном протяжении, иногда сравнительно быстро выклиниваются.



Фиг. 66. Схема Сперра (Spurr). Пунктирный столбик изображает первоначальную длину изогнутой жилы и мощность породы.

Макрофлюидальным типом строения и сложения является и гнейсовидная полосатая структура так называемых гранитогнейсов, где растянутость (по немецки Streckung), т. е. вероятно направление жидкостного истечения, расположена в плоскостях, прибл. перпендикулярных тому ориентирующему боковому давлению, под которым происходило застывание данного магматического бассейна; но гнейсовидное полосатое сложение может быть также результатом позднейшего метаморфизма, т. е. ориентированного давления. Если в такой породе

имеются механически деформированные изогнутые жилы, то выпрямив их мысленно на графически прямолинейные, каковыми они и были первоначально, можно, согласно Сперру, получить мерило уменьшения мощности такого тела по направлению давления за счет жидкостного истечения в перпендикулярном направлении (фиг. 66).

Полосатое сложение флюидального происхождения встречается также в лавах и в стекловатых породах (фиг. 63 и 64), где оно носит иногда название эвтакситового строения. Это в некоторых случаях может быть объяснено вытягиванием участков богатых и бедных летучими компонентами, в частности водой.

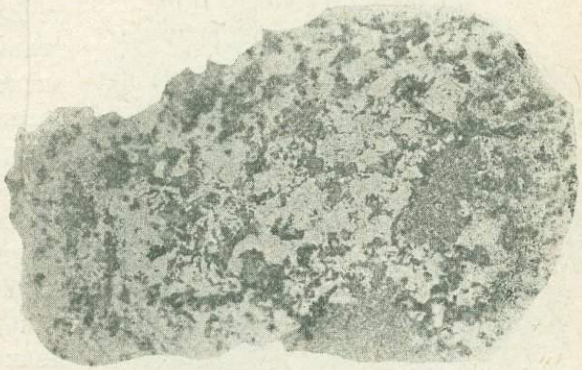
Такситовые структуры

В противоположность громадному большинству пород с первичной структурой, в которых и сложение, и строение являются во всей массе породы однородными, существуют породы, состоящие как бы из двух структурных модификаций или из двух пород, сочетающихся в одном теле. Эти бисоматические породы, или такситы, представляют в одних случаях правильное послойное чередование различных по структуре или по составу участков — это так называемые эвтакситы (сюда же можно отнести и вышеописанные полосатые структуры); в других мы имеем неправильное брекчиевидное чередование этих различных участков: одни из них образуют как бы угловатые обломки среди включающей их массы иного состава. Получается брекчиевидный облик (фиг. 65 и 67), но с той разницей, что обе составные части являются продуктами кристаллизации из одной и той же массы, и между ними нет никаких пограничных образований, которые говорили бы о ксенолитах, т. е. посторонних включениях; этот тип называется атакситовым. Среди атакситов можно различать два типа: в первом две составные части атаксита имеют различный минералогический и химический состав—это конституционные такситы; в другом—состав их одинаков, и они различаются только структурой — структурные такситы. Примерами конституционных такситов могут служить такситовый сиенитодиорит, описанный мною из Южно-Заозерской Дачи на Урале (фиг. 66), и такситовый гранито-диорит, описанный Заварицким, из массива г. Магнитной на Урале. Примером структурного таксита является горнблендит и пироксенит из Синих Гор около Баранчи, где неправильно чередуются крупнозернистые и мелкозернистые участки.

Отдельные участки такситовой породы, обусловливающие ее неоднородность, называют, по предложенью Рейера, шлирами; в стекле они носят также названье свилей.

Вторичные структуры

Первичная структура горной породы является результатом условий ее образования. Когда меняются условия существования горной породы, например, под влиянием прогревания, механических воздействий дислокационных процессов, химических агентов, первичные структуры могут оказаться неустойчивыми, поэтому в процессе выветривания и метаморфизации горной породы более или менее значительные изменения претерпевают не только ее минералогический состав, но и ее структура. В зависимости от условий, в которых совершается метаморфизация, т. е. от факторов, ее вызывающих и направляющих, вырабатываются те или иные вторичные структуры, из которых некоторые напоминают первичные структуры изверженных пород. Метаморфические процессы при этом играют роль не только разрушающего, но иногда и созидающего фактора. Для того, чтобы подчеркнуть, что первичные (протогенные) структуры образовались одновременно с самой породой, а вторичные (дейтерогенные)—впоследствии, в готовой уже породе, можно называть их, по аналогии с рудными месторождениями, сингенетическими и эпигенетическими.



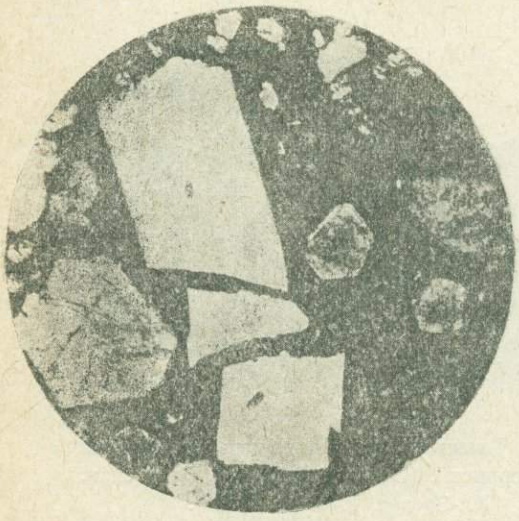
Фиг. 67. Такситовое сложение; темные участки мелкозернисты. (Сиенитодиорит с Березовки. Ю.-Заозер. Дача на Урале).

Очертания и вообще морфологические особенности кристаллических составных частей горных пород могут быть, как уже указано, результатом непосредственной кристаллизации или каких-нибудь позднейших воздействий на готовые уже кристаллы. Будем называть протоморфными или синсоматическими те формы, которые одновременны с образованием самого минерала, а дейтероморфными, или метасоматическими, те, которые приобретаются минералом вторично уже после его образования. Вторая группа, в свою очередь, распадается на следующие типы: 1) формы литоморфные, вторично измененные деятельностью водных растворов; 2) формы тектоморфные, вторично измененные, как говорят, „корродированные“, плавлением; 3) формы кластоморф-

ные — измененные механическими процессами, раздробленные; 4) формы неоморфные, т. е. регенерированные (обновленные), или путем нарастания из водного раствора (гидронеоморфные), или путем *нарастания из расплавленной массы* (тектонеоморфные).

Вторичные структуры могут быть вызваны либо химическими воздействиями, либо механическими, либо термальными; эти три группы вторичных структур носят соответственно названия каталитических, катакластических и катабластических.

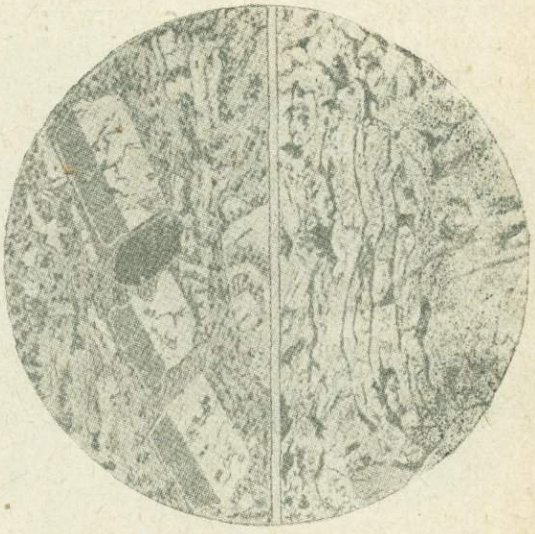
В породах, подвергшихся более или менее значительному химическому метаморфизму, сопровождавшемуся образованием целого ряда новообразований, первоначальная структура в значительной степени маскируется расположением этих новообразований, и при этом развиваются такие структуры, которые могут быть названы каталитическими. Одним из частных случаев каталитической структуры является тот, при котором расположение мелких новообразований напоминает *флюидальную* структуру; это метафлюидальная или вторичная флюидальная структура; к ней примыкает и то, что Гюмбель называл миграционной структурой.



Фиг. 68. Порфировидный вкрапленник санидина в фонолите, разбитый флюидальными токами на три куска.

Более разнообразны и более распространены те видоизменения первоначальных структур, которые связаны с так наз. динамометаморфизмом, т. е. с механическими воздействиями на породу. При этом наблюдаются или механические изменения и повреждения отдельных минералов, или раздробление большей части, а иногда и всех составных частей породы. В зависимости от механических свойств первоначальных минералов, характер повреждений варьирует. В гибких и мягких минералах, как, напр., слюды, хлорит, наблюдаются изгибы; такие изгибы получаются, однако, в некоторых случаях также и в хрупких твердых минералах, каковы, напр., плагиоклазы (фиг. 69). Для хрупких минералов характерны переломы, по которым иногда происходят сдвиговые перемещения (фиг. 71), краевые раздробления, *полное раздробление и даже окончательное распыление* целых

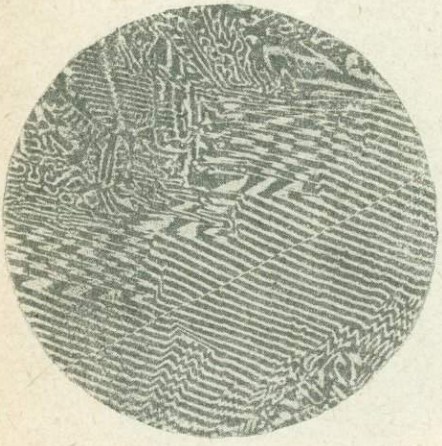
кристаллов. Если механическое усилие недостаточно, чтобы вызвать перелом, оно часто сказывается в виде тех внутренних натяжений, нарушающих нормальный оптический характер кристалла, который выражается в так называемом *волнистом погасании*, как это часто наблюдается, например, в кварце гранитов. Наконец, в некоторых случаях давлению следует приписать образование вторичных механических *двойников*. В результате этих механических процессов возникают те структуры, которые известны под названием к а т а к л а с т и ч е с к и х (фиг. 72 и 73); возникающие при этом породы иногда называются м и л о н и т а м и, а при полном раздроблении всех составных частей на мелкие части — р а с п ы л е н н ы м и п о р о д а м и (Ф е д о р о в). Если в процессе раздробления сохраняются отдельные более или менее крупные обломки, которые выделяются на общем фоне породы как-бы в виде порфировидных вкрапленников, то получается так называемая п с е в д о п о р ф и р о в и д н а я, или вторичная порфировидная, структура. (фиг. 72 и 79).



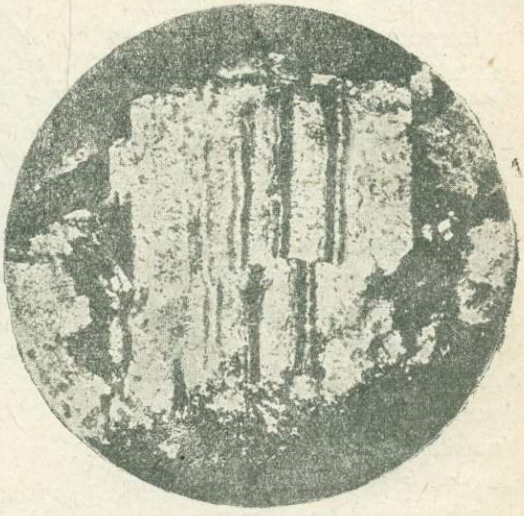
Фиг. 69. Налево разорванный (крутящим движеньем) кристалл плагиоклаза в динамометаморфном порфирите; направо изогнутый полевой шпат. (Центральный Кавказ).

При оценке механических повреждений отдельных кристаллов следует, однако, быть осторожным, так как переломы и даже раздробления, изогнутия и сдвиговые перемещения могут быть вызваны не только воздействием дифференциального механического давления извне, но и внутренними причинами: так, например, порфировидные вкрапленники в лавах иногда разбиты на два или несколько кусков, которые более или менее раздвинуты той механической силой, которая связана с мелкими токами в затвердевающей вязкой массе лавы (фиг. 68); более или менее значительные переломы или изогнутия могут быть вызваны внутренними натяжениями, возникающими при кристаллизации, как это иллюстрируется некоторыми металлическими сплавами (фиг. 70). Первичная изогнутость была мною также *получена при кристаллизации расплавленного диопсида* (см. фиг. 74).

На фиг. 70 мы имеем картину резкой вторичной механической структуры с изогнутиями и сдвиговыми перемещениями. Этот сплав застыл однако в нормальных условиях и не подвергался никаким внешним механическим воздействиям. Его структура является первичной, вызванной лишь внутренними натяжениями во время кристаллизации; очевидно, такие случаи возможны и в природе при кристаллизации магмы; они на самом деле существуют. Это те структуры катакластического характера, в которых перелом или даже раздробления отдельных составных частей не могут быть приведены в связь с позднейшими механическими воздействиями



Фиг. 70. Первичная механическая деформация; складки и сдвиги в металлическом сплаве (Sn и Mg, по Курнакову и Степанову; эвтектика Mg и Mg^2Sn).



Фиг. 71. Сдвиг по трещине в плагиоклазе. (Вогезский гранит).

извне, а где приходится предположить первичные раздробления в самом процессе застывания под влиянием внутренних натяжений при кристаллизации или под влиянием магматических превращений минералов (от так наз. автокатализа); эти структуры называют протокластическими; таковы, например, структуры некоторых анортозитов.

Магматически-вторичным структурным признаком являются также и так называемые коррозионные каемки на некоторых минералах, напр., амфиболовые каемки на пироксенах или на оливинах. Такие каемки представляют результат химического воздействия еще жидкой части магмы на уже выделившиеся кристаллы, что ведет к образованию таких минералов, которые непосредственно из магмы

в данных условиях не кристаллизовались бы; такие минералы являются, следовательно, результатом сплавления, или синтектическими; Седергольм называет их синантетическими, а Боуэн — реакционными. В металлографии такие структуры называют перитектическими.

Нельзя также обойти молчанием и ту оплавленность некоторых порфировидных вкрапленников в лавах, напр., кварца, которая свидетельствует об изменении физикохимических условий равновесия: под влиянием повышения температуры лавы от выделяющейся при кри-



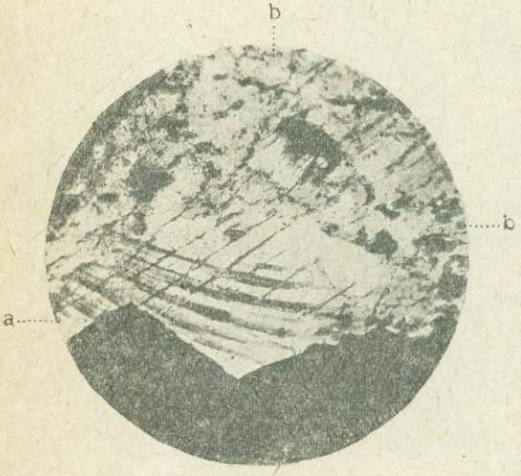
Фиг. 72. Катакластическая псевдопорфировидная структура в прессованном граните. Кавказ, Дариальское ущелье.

Фот. К. Рива.

сталлизации теплоты, под влиянием изменений условий равновесия от выделения летучих составных частей, может быть в некоторых случаях и вследствие изменения давления после извержения лавы, начинается растворение кристаллов, которые выделялись из этой магмы в интрателлурическую фазу кристаллизации (фиг. 75). Следует, однако, отметить, что во многих случаях то, что описывалось как оплавленность, как показал Лемлейн на кварцевых порфирах Белого Ключа на Кавказе, есть лишь результат распадения сложных сростков кварца (однобокая кажущаяся оплавленность с полным идиоморфизмом на другом конце кристалла). К этой же стадии кристаллизации и к тем же причинам должны быть отнесены и те темные так называемые

опацитовые каемки на базальтической роговой обманке, иногда и на биотите, которые говорят о частичном плавлении с распадом роговой обманки и с заменой ее в этой каемке стеклом, магнетитом и авгитом (фиг. 76). Иногда весь кристалл, сохраняя свою форму нетронутой, нацело превратился в черную непрозрачную массу, представляющую продукты распада, вследствие диссоциации; получаются магматические псевдоморфозы диссоциации (фиг. 77).

Чрезвычайно глубокие и разнообразные изменения структуры сопровождают процессы перекристаллизации горных пород в твердом состоянии и характеризуют метаморфические породы и в частности кристаллические сланцы; это структуры катабластические



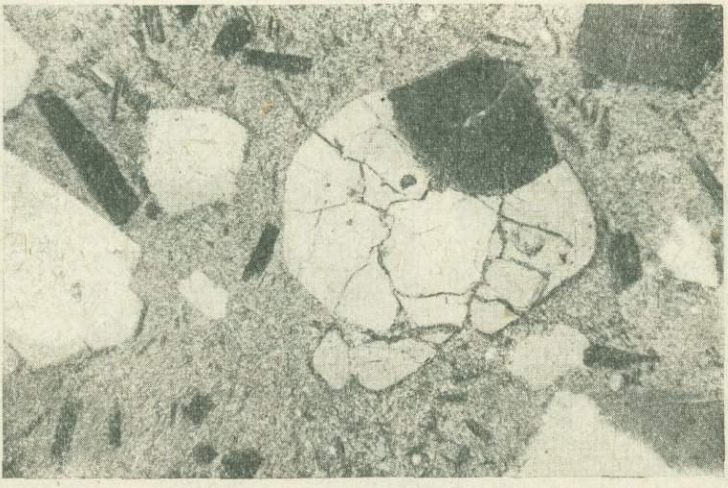
Фиг. 73. Катакластическая структура: a—крупный кристалл, b—раздробленные кристаллы. (Габбро с Денежкина Камня на Урале).



Фиг. 74. Первичная изогнутость в диопсиде после плавления. (Опыт и фот. Левинсона-Лессинга).

Некоторыми из характерных примеров этих катабластических структур являются нижеследующие: 1) резкое кучное гломеробластическое сложение при габброидной структуре; 2) микрогранитовое (или микрогранулитовое в смысле французских авторов) полосатое или массивное сложение; 3) роговиковая и роговиково-порфировидная структура с зазубренностью краев отдельных зерен; 4) анормально-порфировидная структура, т. е. присутствие вкрапленников там, где в магматической породе, судя по количественному минералогическому составу породы, их не должно быть, и, наоборот, отсутствие вкрапленников там, где их следовало-бы ожидать. Катабластические или кристаллобластические структуры метаморфических пород

распадаются на несколько типов, в зависимости от изометрического (зернистого), пластинчатого или волокнистого типа развития кристаллов некоторых или даже всех составных частей, далее в зависимости от наличия отдельных более крупных кристаллов, морфологически соответствующих порфировидным вкрапленникам изверженных пород, от вытянутости составных частей параллельно некоторому направлению, от значительного числа прорастаний. Оставляя в стороне детали, можно запомнить гранобластическую структуру (более или менее изометрические кристаллические зерна), лепидобластическую (чешуйчатый тип), нематобластическую (тип волокнистый), порфиробластическую структуру и порфиробласты (неравномернозернистая с более



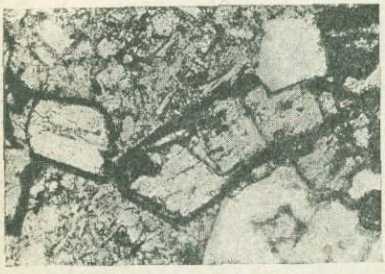
Фиг. 75. Оплавленный („кофрродированный") вкрапленник кварца в даците. Центр. Кавказ, Калько у Бло в Хевсуретии.

крупными выделениями типа вкрапленников), ситовидную структуру (многочисленные прорастания), кристаллизационную сланцеватость.

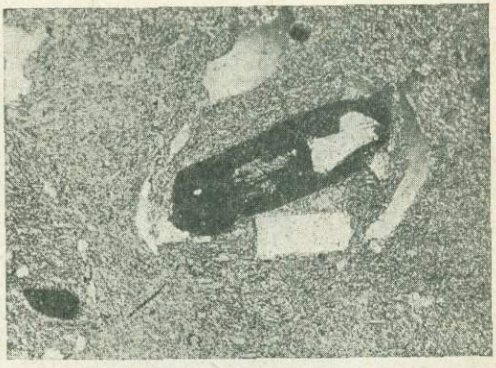
Наконец, под названием диатектических можно выделить те структуры, которые получаются в породах при частичном их переплавлении или при внедрении магмы в осадочную серию, сопровождающемся частичной ассимиляцией и гранитизацией; возникающие при этом „мигматиты" Зедергольма обладают макродиатектическим сложением. Об этом подробнее речь будет в главе о метаморфических породах.

Происходит ли выработка структуры изверженной породы в процессе медленного ее охлаждения и кристаллизации, или же кристаллизация совершается в некоторых случаях быстро из переохлажденного состояния — вопрос, на который разные петрографы

смотрят различно. Однако, независимо от нашего взгляда на этот общий вопрос, нельзя не признать, что имеются такие факты, которые говорят, что по крайней мере в некоторых случаях, между началом кристаллизации и концом ее протекает, вероятно, довольно значительный срок, в течение которого физикохимические условия более или менее существенно меняются, вследствие чего и совершаются в застывающей или только что застывшей породе явления, не только выражающиеся в некоторых минеральных превращениях, но и оставляющие свой след на структуре породы. Так, например, протокластическая структура в некоторых случаях, как в анортозитах с первичным цоизитом, может быть объяснена



Фиг. 76. Опацитовая коррозионная каемка на гиперстене в андезите. Кавказ.



Фиг. 77. Диссоциированная роговая обманка (Андезит. Ц. Кавказ).

процессом магматического автокатализа, в результате чего получается цоизит, и вследствие сопровождающего этот процесс увеличения объема происходят раздробление уже кристаллизовавшегося плагиоклаза и образование протокластической структуры. Другой пример представляет магматическая серпентинизация оливина в дуните, разбивающая кристаллы оливина на ряд кусков, сохраняющих одинаковую оптическую ориентировку, говорящую о принадлежности этих кусков одному кристаллу; сюда же следует отнести и вышеуказанные коррозионные каемки.

Некоторые виды механических структур, как, например, плойчатая, могут, однако, быть результатом не только внешнего дислокационного давления, но и того давления, которое оказывают на боковую породу интрузивные массивы.

Таким образом, можно установить следующие категории вторичных, или метасоматических структур, в противоположность первичным, или синсоматическим, структурам:

1) диатектические (кататектические), вызванные частичным расплавлением или реакциями между уже выделившимися минералами и еще жидкой частью магмы;

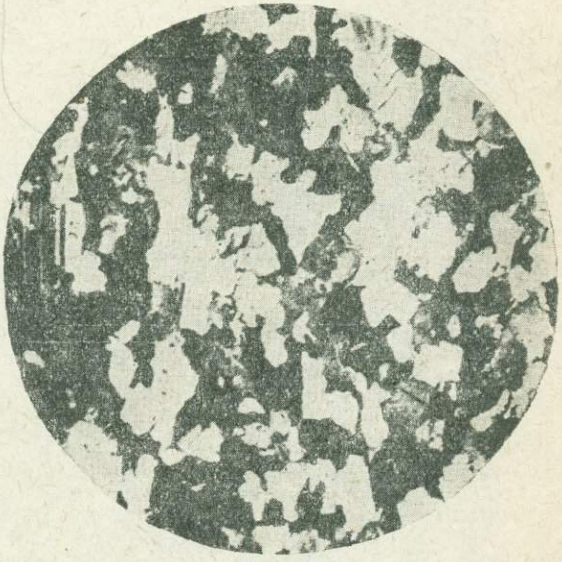
2) катакластические — результат механического метаморфизма;

3) каталитические, обусловленные гидрохимическими процессами превращений и новообразований;

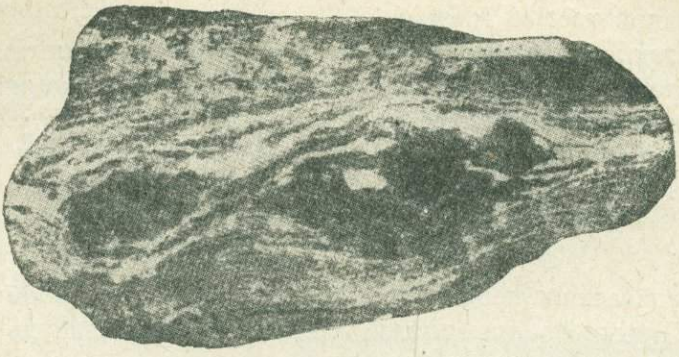
4) катабластические — результат перекристаллизации в твердом состоянии.

Агломератные структуры

Вулканический пепел, песок, щебень, галька, вообще, всякие скопления рыхлого материала, связанные каким-нибудь цементом, представляют тот тип структур, который можно назвать агломератным (Фиг. 80 и 81). Сюда относятся вулканические туфы, песчаники, конгломераты, брекчии, о которых подробнее речь будет в соответствующих местах. Здесь достаточно отметить, что разнообразие этих структур определяется, с одной стороны, характером обломков, с другой — характером и относительным количеством цемента. Минералы, входящие в состав таких пород, могут быть или аутигенными, т. е. образовавшимися на месте в данной породе — иначе сказать, это—новообразования, или аллотигенными, т. е. минералами, принесенными извне, следовательно, образовавшимися не в данной породе, а при иных условиях. Особенно интересным явлением в таких породах представляется рост аллотигенных минералов, как, например, нарастание кварцевых зерен или полевых шпатов в песчаниках (фиг. 79); эти явления уместно подробнее рассмотреть в главе о песчаниках. Агломератные структуры могут быть разбиты на следующие типы: пепельные (туфы из вулканического пепла), псаммитовые (песчаники), псефитовые с подразделением на брекчиевидные и конгломератовые.



Фиг. 78. Гранобластическая структура в гнейсе. Николи.

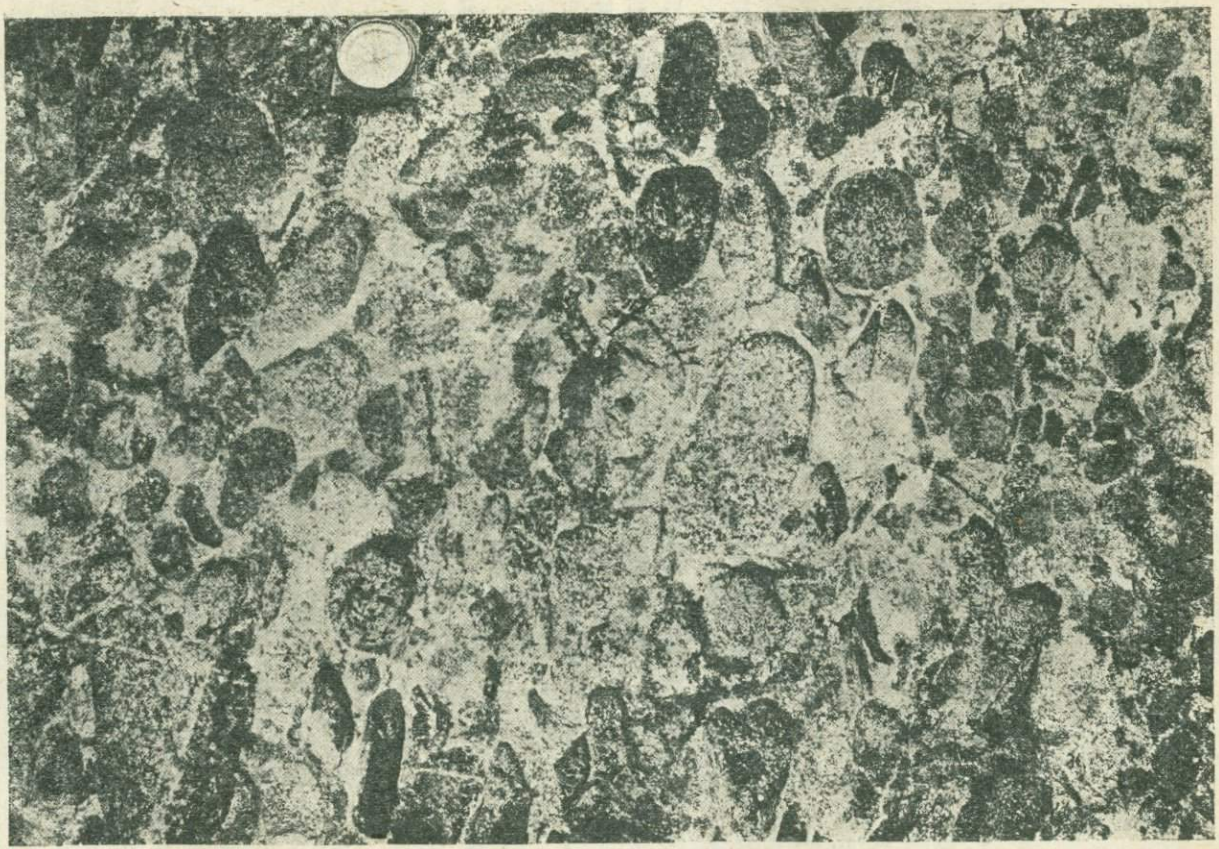


Фиг. 79. Очковая структура.



Фиг. 80. Брекчиевидное сложение. Вулканический туф с Укшозера в Карелии.

Фот. В. М. Тимофеева.



Фиг. 81. Конгломератовый сланец. — Харью в Суодениеми в Финляндии. (По Зедергольму).

ГЛАВА III

Минералогический состав горных пород

Горные породы являются, вообще говоря, минеральными аггрегатами; отсюда само собой вытекает все значение изучения минералогического состава горных пород. И не удивительно поэтому, что методика определения минералов в горных породах всегда привлекала к себе внимание петрографов и минералогов и достигла высокой степени совершенства и крупных успехов. Изучение минералогического состава горных пород не является, однако, самодовлеющей задачей. Мы должны определять минералогический состав горных пород с наивысшей доступной нам точностью; но этим не ограничивается проблема изучения минералогического состава горных пород. Выяснение закономерностей парагенезиса минералов в разных типах горных пород, связи минералогического состава с химическим составом и с условиями образования и последующего существования горной породы — вот те задачи, которые пользуются минералогическим составом как фактическим материалом и придают ему глубокий смысл генетический и физикохимический, связывают его с проблемой петрогенезиса в широком смысле слова.

Условия образования и устойчивости минералов вообще и породообразующих минералов в частности очень разнообразны. И притом следует отметить, что одни минералы являются, так сказать, космополитами, т. е. образуются и существуют при разных физикохимических и термодинамических условиях, как, например, обыкновенный кварц, кальцит, некоторые полевые шпаты и др.; наряду с этим имеются минералы, условия образования которых ограничены определенными условиями, или которые предпочтительно образуются при определенных условиях. Одни из них образуются только в условиях кристаллизации расплава, т.-е. являются по существу минералами магматическими или *тектофильными*, как, например, лейцит, кристобалит, базальтическая роговая обманка; другие приурочены к условиям перекристаллизации при метаморфизме; это минералы *бластофильные*, к которым относятся, например, андалузит, ставролит, волокнистые роговые обманки и др.; далее есть минералы, образующиеся из минеральных

источников,—минералы кренофильные (арагонит, барит и мн. др.); каменная соль, карналлит и многие другие соли образуются из морской и озерной воды, — минералы галофильные; такие минералы, как топаз, турмалин и т. п., можно назвать пневматофильными, так как их сфера образования – это пневматолитические процессы; органогенными и органофильными являются такие минералы как каменный уголь; наконец, метамосоматитами или минералами, приуроченными к условиям выветривания, являются каолин, гидраты глинозема, бурые железняки.

Если принять во внимание громадное господство магматических пород в земной коре (по Кларку до 95%) и вспомнить, что изверженные породы более чем на три четверти состоят из силикатов, станет ясным, какую выдающуюся роль в минералогическом составе земной коры играют силикаты. Значение силикатов вырастает еще вследствие того, что они играют доминирующую роль также в контактных роговиках, в контактных известковосиликатных породах и в формации кристаллических сланцев. Лишь среди осадочных пород почти отсутствуют такие, которые состояли бы существенным образом из силикатов, хотя многие силикаты и образуются гидрохимическим путем в жилах, в известняках и т. п. Понятно при этих условиях, что главное внимание петрографа приковывают к себе именно породообразующие силикаты, условия их образования и существования.

Однако, по мере более глубокого изучения не только минералогического состава как такового, но в особенности минеральных ассоциаций с точки зрения парагенезиса и условий устойчивости разных минералов в разных термодинамических и физикохимических условиях, все больше проявляется интерес и к другим минералам горных пород.

Минералогический состав горной породы определяется ее химическим составом и условиями ее кристаллизации (температура, давление, примеси). Иначе сказать, минералогический состав изверженной или метаморфической породы представляет равновесную систему, которая, как и всякие сложные химические системы, управляется правилом фаз. При определенном составе системы в ней при данной комбинации температуры и давления может быть только определенное, вытекающее из правила фаз число фаз, каковыми и являются минералы горной породы; при изменении давления или температуры число и состав фаз меняется. Точное определение полиморфных модификаций, а также парагенезиса минералов в осадочных породах дает возможность установить температурные условия их образования. Поэтому при одном и том же валовом химическом составе горная порода, в зависимости от условий ее образования или дальнейших ее судеб, может

иметь различный минералогический состав, который будет в каждом данном случае представлять равновесную систему, то состояние равновесия, которое соответствует данной комбинации внешних условий при данном химическом составе. Всякое изменение этих внешних условий может вызвать и известные изменения в минералогическом составе горной породы, как мы это видим в процессах глубинного метаморфизма, гидротермального метаморфизма химических осадков в залежах солей или контактного термального метаморфизма. Поэтому, считаясь с возможностью перегруппировок в минералогическом составе, под влиянием позднейших воздействий, необходимо уметь разграничивать первоначальные составные части и вторичные, или новообразования. Первые свидетельствуют о физикохимических условиях в период формирования горной породы, вторые раскрывают картину позднейших процессов ее видоизменения. Экспериментальное изучение условий равновесия в силикатных расплавах и в сложных водных растворах состава морской воды или соляных озер уже пролило свет на некоторые особенности парагенезиса (т. е. совместного нахождения, сообщества) минералов как в изверженных, так и в осадочных породах.

При изучении минералогического состава горных пород первоначально перед петрографами стояла лишь задача качественного определения минералов, часто лишь родовыми, а не видовыми признаками. По мере усовершенствования методов исследования, явилась возможность более тонких видовых определений, были открыты во многих случаях неизвестные дотоле полиморфные модификации, особенно интересные, как отражения известных температурных условий, в которых находилась данная горная порода; были подвергнуты систематическому изучению изоморфные ряды, особенно детально и успешно для группы полевых шпатов и т. п. Поэтому одной из существенных задач современного изучения горных пород является точное исследование оптических констант и химического состава отдельных минералов.

Постепенно выяснилось, что при одной и той же комбинации минералов относительные их количества могут варьировать в широких размерах. Выросла новая задача: определение количественного участия минералов в составе данной горной породы или данного типа горной породы. Наиболее удобно для этого пользоваться окуляром Гиршвальда (или его дальнейшим усовершенствованием Шэнда), основанным на методе Делесса-Розиваля[1]).

---

[1]) Описание этого метода см. Ф. Левинсон-Лессинг: „Руководство для оптического исследования кристаллов под микроскопом".

Третьей задачей в области минералогического состава горных пород надо считать разграничение первичных (протогенных, синсоматических) минералов и вторичных (дейтерогенных, метасоматических) составных частей. Первичные составные части освещают условия генезиса горной породы, между тем как метасоматические дают возможность проследить ход тех или иных изменений и превращений, которые претерпела горная порода. Поэтому разграничение этих двух групп составных частей представляется задачей для всякого петрографа обязательной. Однако, это задача не всегда легкая; мнения о том, считать ли ту или иную составную часть за новообразование или за первичный минерал, часто расходятся, и не мало уже таких примеров, что минералы, считавшиеся за вторичные впоследствии были признаны за первичные.

Наконец, на фоне всего материала, полученного по мере успехов в области вышеуказанных трех первых задач, вырастает четвертая, наиболее интересная задача, а именно, выяснение парагенетических взаимоотношений минералов в горных породах.

Изучая минералогический состав изверженных пород с точки зрения механизма кристаллизации магмы, мы интересуемся не только минеральными ассоциациями как таковыми, но и последовательностью их появления в процессе кристаллизации магмы. В главе о структуре уже было указано, как нам в этом отношении помогают соотношения идиоморфизма и аллотриоморфизма, а также включения одних минералов в другие. Пользуясь этими признаками, старались установить какую то общую универсальную последовательность кристаллизации. Поскольку магма является сложным раствором такой общей универсальной последовательности, кристаллизаций, конечно, быть не может: она в каждом отдельном случае определяется растворимостью, а эта последняя зависит от состава расплава, от температуры и давления. Наиболее распространен тот случай, когда второстепенные составные части выделяются раньше других, железистомагнезиальные минералы раньше полевошпатовых: но бывают случаи и обратного порядка, не говоря уже о деталях в пределах одного и того же семейства, как это указано в других местах (см. описательную часть). В связи с вопросом о последовательности выделения минералов из магмы обращает на себя внимание одно давно подмеченное соотношение, еще не получившее освещения, а именно: молекулярные объемы породообразующих минералов по сравнению с суммой молекулярных объемов тех оснований и кремнекислоты, из которых они построены. Оказывается, что полевые шпаты и фельдшпатиды имеют больший молекулярный объем, чем сумма молекулярных объемов образующих их окислов и кремнекислоты, а железистомагнезиальные

минералы изверженных пород, наоборот, меньший объем, т. е. первые образуются с расширением объема, а вторые—с сокращением. В нижеследующей табличке приведено несколько примеров. В этой табличке теоретический молекулярный объем означает сумму молекулярных объемов частиц окислов и кремнекислоты, слагающих данный минерал, а истинный молекулярный объем—это частичный вес минерала деленный на его удельный вес.

Название минерала	Теоретический молекулярный объем	Действительный частичный объем	Сокращение объема —	Расширение +
Гиперстен	138,2; 150	128	—	
Диопсид	72,7; 85,9	68	—	
Геденбергит	76,1; 87,9	69	—	
Эгирин	143 ; 157,8	130	—	
Форстерит	44,8; 50	43	—	
Энстатит	33,7; 37,5	32	—	
Анортит	102,7; 87,1	100	—?	+
Лейцит	171,8; 166,1	175	—	+
Нефелин	106,6; 92,8	111	—	+
Альбит	204,6; 183,2	200	—?	+
Ортоклаз	201,6; 217,8	217	—?	+
Гроссуляр	142,5; 172,5	43	—	

Примечание. Величины молекулярных объемов взяты из новых данных Гудчайльда,[1]) который дает для каждого окисла, в виду их диморфизма, две величины,—максимальную и минимальную. Исключения, отмеченные вопросительным знаком, вероятно, лишь кажущиеся; они наблюдаются лишь по отношению к максимальным значениям для молекулярных объемов окислов; кроме того, надо принять во внимание, что при вычислении истинных объемов пришлось в некоторых случаях брать теоретический средний удельный вес минерала.

С этим явлением, которое иногда называется законом объемов, мы встретимся еще в породах метаморфических. Там наблюдается в этом отношении известная закономерность, состоящая в том, что более глубокой зоне метаморфизации соответствуют минералы с меньшим объемом, иначе сказать, под действием давления там происходит

[1]) W. Goodchild. Mining Magazine. 1917, XVII, p. 243.

изменение минералогического состава, в сторону замены первоначальных минералов другими, с меньшими молекулярными объемами (см. главу о метаморфических породах).

Минералогический состав осадочных пород

Составные части осадочных пород сводятся в общих чертах к следующему. Первичные составные части: кварц и некоторые другие модификации кремнекислоты (кварцин, халцедон, лютецит, опал), каолин и другие водные силикаты глинозема, железистые хлориты, пыль из мелкоперетертых силикатов, уголь, кальцит и арагонит, магнезит, гипс, ангидрит, каменная соль, карналлит и другие галоидные соли, глауконит, гидраты глинозема, окислы железа, сидерит, фосфорит, галька и щебень разных твердых минералов (кварца, некоторых силикатов) и горных пород, окаменелости, микроскопически-мелкие кристаллики циркона, слюды, титанита и некоторых других силикатов; в числе вторичных минералов надо упомянуть некоторые двойные галоидные и сульфатные соли, полевые шпаты, слюды, кварц и др.

При изучении минералогического состава осадочных пород приходится не только разграничивать первичные и вторичные минералы, но также различать аутигенные и аллотигенные; под этим понимают в обломочных породах минералы, образовавшиеся в обломочной породе на месте ее залегания, и те, которые попали в нее извне, т. е. представляют обломки разрушенных пород, из перенесенных и переотложенных остатков которых и образовалась обломочная порода.

В твердых осадочных породах исследование минералогического состава производится путем микроскопического изучения шлифов, путем химических испытаний и при помощи колорископических приемов. В рыхлых отложениях, а иногда и в твердых породах после измельчения, производится выделение отдельных составных частей при помощи отмучивания или разделения тяжелыми жидкостями и определение показателей преломления иммерзионным методом.

Колориметрические или, вернее, колорископические, приемы имеют довольно широкое применение. Так, например, погружением кусков породы в красящий раствор (нигресцина, кармина и т. д.) можно обнаружить мелкую пористость, невидимые или слабо выделяющиеся плоскости наслоения и трещины, присутствие аморфных абсорбирующих составных частей и т. п. [1]).

---

[1]) J. Hirschwald. Die Prüfung der natürlichen Bausteine auf ihre Wetterbestän digkeit. 1908.

L. Cayeux. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. 1916.

A. Holmes. Petrographic methods and calculations. 1921.

Минералогический состав изверженных пород.

Для правильной оценки условий, при которых образовалась данная горная порода, необходимо различать и разграничивать первичные и вторичные ее составные части, т. е. те минералы, которые образовались в самом процессе формирования горной породы, от тех, которые в ней появились в результате позднейших фазисов ее существования и являются результатом позднейших изменений, которым она подвергалась после своего образования. Такое разграничение первичных (*сингетических*) и вторичных (*эпигенетических*) минералов важно для всех горных пород, но оно приобретает особое значение по отношению к изверженным породам. Чтобы правильно судить об условиях равновесия в кристаллизующейся магме, чтобы получить верную картину физикохимических условий, при которых происходила эта кристаллизация, необходимо класть в основу наших рассуждений и выводов лишь те минералы, которые на самом деле образовались в период кристаллизации магмы, а не те, которые появились в горной породе впоследствии. Поэтому понятно, что с давних пор стали обращать внимание на вторичные составные части изверженных пород, относя к ним как те, для которых самая их морфология и пространственные взаимоотношения с первичными составными частями выдавали их вторичный характер, так и те, о вторичном происхождении которых судили по их химическому составу. Вторичные минералы образуются за счет первичных двояким путем: либо путем частных или полных псевдоморфоз, либо при совершенном разрушении формы и контуров первоначального минерала. Промежуточным типом является тот случай, когда возникшие внутри минерала новообразования вырастают за его пределы, каковы, например, случаи образования волокнистых роговых обманок за счет пироксенов или оливина. Эти три случая наблюдаются как в изверженных породах, так и в метаморфических. Псевдоморфизация в одних случаях начинается с наружной зоны и постепенно распространяется внутрь кристалла, в других она совершается зонально, наконец, в третьих она охватывает целиком весь кристалл. Из наиболее распространенных псевдоморфоз в горных породах можно отметить хлоритизацию как пироксенов, так и полевых шпатов, амфиболизацию пироксенов и оливина, серпентинизацию оливина так наз. иддингсит по оливину, пелитизацию полевых шпатов и мн. др. Сюда же можно причислить диссоциированные роговые обманки, в лавах, альбитизацию основных плагиоклазов, совершающуюся нередко в виде пятен и др. Так как карбонаты диссоциируются при высоких температурах и, следовательно, в расплавленном состоянии в магме

находиться не могут, они рассматриваются в изверженных породах, как вторичные составные части; так как гидратные соединения при высоких температурах разлагаются и могут образоваться только в присутствии воды при низких температурах, их присутствие в изверженных породах объясняется вторичным их происхождением. Другими словами, кальцит, хлорит, змеевик, цоизит, эпидот, анальцим, каолин и т. п. минералы рассматриваются, как продукты видоизменения и выветривания. Однако, постепенно пришлось вводить некоторые поправки в эту точку зрения. Открытие в шведских гранитах первичного кальцита, — о первичном характере его говорили пегматитовые срастания с другими составными частями, — открытие первичного эпидота и хлорита в других гранитах поколебало вышеуказанную точку зрения и показало, что нельзя без внимательного рассмотрения каждого отдельного случая приписывать выветриванию все эти, казалось бы, вторичные составные части, так как в глубинных породах возможно и первичное их образование из магмы. Сюда же присоединились такие факты, как первичный серпентин в дуните, первичный хлорит в диабазе, первичный анальцим в мончиките, в базальте Поэтому вопрос о так называемых вторичных минералах в изверженных породах требует пересмотра, и многое, что приписывалось выветриванию, должно быть отнесено за счет особых условий формирования данной породы, давшей возможность образоваться таким минералам, которые в других случаях, действительно, свидетельствуют о вторичном образовании под влиянием выветривания. В каждом отдельном случае решающим моментом при обсуждении этого вопроса могут быть два признака: структурный и стратиграфический. Если взаимоотношение составных частей, как, например, кальцита и полевого шпата в гранитах, таково, что приходится говорить об одновременной их кристаллизации, вопрос о первичном характере кальцита этим решается сам собою; если во всей толще какого-нибудь гранита мы имеем срастание роговой обманки или биотита с хлоритом, предположение о вторичном происхождении хлорита, конечно, отпадает. Такие структурные особенности, следовательно, в некоторых случаях являются решающим моментом. Под стратиграфическими данными я разумею то обстоятельство, что минерал, для которого можно было бы предположить вторичное образование под влиянием выветривания, входит в состав данной породы не только в наружных ее частях, подвергшихся выветриванию, но и на такой глубине, на которой выветривание уже вряд ли могло сказаться. Так, напр., серпентин в дуните является непременной его составной частью в значительной дунитовой толще, а отнюдь не только в наружной коре выветривания; это обстоятельство, в связи со структурой дунита,

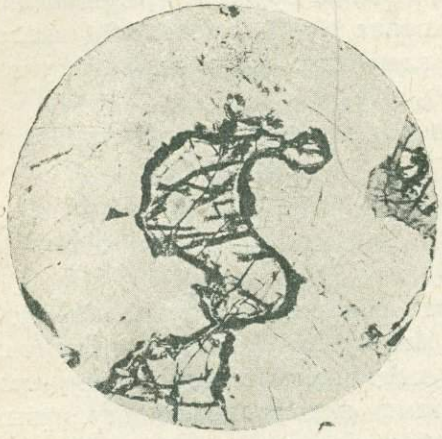
о чем будет речь в описательной части, приводит нас к предположению, что серпентинизация оливина является не продуктом выветривания, а результатом взаимодействия оливина и заключенных в дунитовой магме водяных паров, что это процесс превращения, если угодно, но в момент застывания дунитовой магмы, магматический метасоматоз. Такую же картину представляет и хлоритовая составная часть диабазов: хлорит является постоянной составной частью диабаза; во всей толще диабазовой породы хлоритовая составная часть играет одинаковую роль; это, конечно, не может быть результатом выветривания; хлорит, очевидно, является первичной составной частью, выделившейся из магмы, или, в крайнем случае, ему можно приписать такое же магматическое метасоматическое происхождение, как и серпентину дунита. Аналогичный пример представляет и цоизит в некоторых анортозитах. Точно так же и то помутнение ортоклаза, которое привыкли просто называть каолинизацией, во многих случаях отнюдь не представляет химического процесса вторичной каолинизации, а является лишь физическим перерождением под влиянием сильного нагревания (ср. переход ортоклаза в аморфную модификацию в сиените горы Благодати).

Приведенные примеры показывают, что мы слишком легко некоторые составные части изверженных пород относим к категории вторичных; вопрос о вторичном происхождении многих минералов изверженных пород требует критического пересмотра, и в этой области можно ожидать многих интересных новых точек зрения.

Все такие минералы изверженных пород, которые образовались в глубинной магме при участии летучих ее составных частей, т. е. которые являются как бы результатом автокатализа, будем называть протопневматолическими, или автопневматолическими минералами. Вполне понятно, почему такие минералы, как роговая обманка, хлорит, для образования которых требуется участие летучих составных частей и давление, не образуются в эффузивную фазу кристаллизации излившейся магмы.

Кроме силикатов, которые непосредственно выделяются из магмы в процессе ее охлаждения и кристаллизации, в некоторых изверженных породах наблюдаются и такие, которые получаются в результате взаимодействия уже выделившихся минералов с еще жидкой частью магмы. В таком случае получаются каемки нарастания, или коррозионные каемки, напр., амфибол на оливине или на пироксене (фиг. 82 и 83). Боуэн такие минералы называет реакционными; это правильно подчеркивает их происхождение. Но вряд ли можно согласиться с тем широким применением этого реакционного принципа, какое оно получает у Боуэна, о чем речь будет ниже.

При изучении минералогического состава изверженных пород следует прежде всего иметь в виду, что изверженные породы это—породы по преимуществу силикатные; изверженные породы образуются из силикатного расплава и состоят, поскольку они кристалличны, целиком или почти целиком из силикатов. Если принять во внимание, что изверженные породы являются господствующей составной частью земной коры, то становится вполне понятным, что силикаты являются господствующими среди минералов по своему распространению. Кларк дает такие приблизительно цифры (среднее для 500 изверженных пород): 12% кварца, 60% полевых шпатов, 18% амфиболов и пироксенов и 4% слюды, или в другом месте:



Фиг. 82. Амфиболовая каемка на оливине в соприкосновении с плагиоклазом (габбро с Денежкина Камня на Урале).



Фиг. 83. Амфиболовая каемка на пироксене в габбро с Денежкина Камня.

полевые шпаты — 59,5%, амфиболы и пироксены—16,8%, кварц—12%, биотит — 3,8%, железистомагнезиальные силикаты—16,8%, титанит,—1,5%, апатит—0,6%. Несмотря на столь резко преобладающее значение силикатов и на все их значение для характеристики и подразделения изверженных пород, представители других групп минералов, встречающиеся в составе изверженных пород, не только не заслуживают пренебрежительного отношения к ним, но, напротив того, требуют особого внимания, так как некоторые из них, несмотря на незначительные количества, в которых они входят в состав изверженных пород, иногда проливают новый свет на условия генезиса и кристаллизации изверженных пород.

Кроме силикатов и свободной кремнекислоты, в составе изверженных пород встречаются самородные элементы, окислы, карбонаты,

фосфаты, сульфиды и быть может некоторые силициды, азотаты и т. п. соединения.

Главными составными частями изверженных пород являются силикаты (полевые шпаты, фельдшпатиды — нефелин, лейцит, содалит, гаюин, мелилит, анальцим, пироксены, амфиболы, оливины, слюды, разные цирконосиликаты, титаносиликаты, фторсиликаты, паросиликаты, а также хлорит, серпентин, анальцим, эпидот) и кварц (иногда тридимит или кристобалит); кроме того встречаются: самородные элементы (Fe, C, Pt), сульфиды железа, меди, никкеля, кобальта, шпинели, магнитный железняк, хромистый железняк, апатит, титанит, кальцит и некоторые другие.

Вся литосфера в целом состоит, главным образом, из следующих минералов: полевых шпатов: 57,9%, кварца 12,6%, слюды 3,6%, железисто-магнезиальных силикатов 3,6%, глинистых минералов 1,1%, углекислого кальция 1,5%, доломита 0,7% (Берг).

Составные части изверженных пород могут быть сгруппированы следующим образом:

В изверженной породе различают составные части:

1) По генезису:

первичные, образовавшиеся одновременно с самой породой непосредственно из расплава или путем воздействия летучих компонентов (тектические и протопневматолитические); *вторичные,* являющиеся продуктами видоизменения первичных или непосредственными новообразованиями.

2) По классификационному значению:

существенные, определяющие принадлежность породы к данному семейству, роду, виду; *второстепенные,* определяющие разновидности.

I. Существенные составные части:

А. Бесцветные (белые, щелочные и щелочноизвестковые).

1. *Полевые шпаты*: Санидин. Ортоклаз. Микроклин. Анортоклаз. Пертит. Плагиоклазы: Альбит. Олигоклаз. Андезин. Лабрадор. Битовнит. Анортит.
2. *Фельдшпатиды* (*заместители полевых шпатов*): Лейцит. Нефелин. Содалит. Гаюин. Нозеан. Канкринит. Мелилит. Анальцим.
3. *Кварц.*
4. *Мусковит.*

B. Цветные (железистомагнезиальные).

1. *Пироксены и амфиболы*: Авгит. Диопсид. Диаллаг. Эгирин. Эгиринавгит. Акмит. Гиперстен. Бронзит. Энстатит. Роговая обманка. Рибеккит. Арфведсонит. Катофорит и др.
2. *Слюды:* Биотит. Лепидомелан. Литионит. Мусковит.
3. *Оливин.*
4. *Турмалин.*
5. *Энигматит.* Астрофиллит. Лампрофиллит. Эвдиалит и некоторые другие цирконосиликаты и титаносиликаты.

II. Второстепенные, но некоторые из них иногда достигают значения существенных: Гранат. Апатит. Скаполит. Хлорит. Эпидот. Магнетит. Титаномагнетит. Хромит. Железный блеск. Магнитный колчедан. Медный колчедан. Ильменит. Кальцит. Некоторые самородные элементы: Перовскит. Титанит. Ортит. Корунд. Шпинели. Циркон. Ловенит. Лампрофиллит. Хиордалит. Эвдиалит. Розенбушит и мн. др.

Те существенные составные части, которые служат характерными показателями принадлежности данной породы к тому или иному типу, семейству и роду, по предложению Лакруа, называются симптоматическими минералами. Так, например, кварц—симптоматический минерал для полнокристаллических кислых пород, оливин и фельдшпатиты—для основных недосыщенных кремнекислотой и т. п. Этот же термин можно было бы сохранить и для обозначения минералов, характерных для разных глубинных зон и фаций метаморфизации; Бекке для метаморфических пород употребляет в этом случае термин типоморфные минералы и типоморфные породы.

Изверженная порода может состоять существенным образом из одного минерала (мономинеральные породы) или из нескольких минералов (полиминеральные породы). Поэтому существуют такие комбинации существенных составных частей:

A. Мономинеральные породы.

I. Один минерал или минералы одного семейства:

1) Только полевые шпаты.
2) Только пироксены или амфиболы.
3) Только оливин.
4) Только магнетит (или титаномагнетит).
5) Только кальцит.
6) Только сульфиды.

7) Только кварц(?).
8) Только нефелин.
9) Только лейцит.

B. Полиминеральные породы.

II. Два минерала из разных семейств:

10) Полевые шпаты и кварц.
11) Слюды и кварц.
12) Полевые шпаты и оливин.
13) Полевые шпаты и пироксены (или амфиболы, или слюды).
14) Фельдшпатиды и пироксены (или амфиболы, слюды).
15) Пироксены (или амфиболы, слюды) и оливин.
16) Пироксены и рудные минералы (магнетит).
17) Оливин и рудные минералы (магнетит).

III. Три минерала из разных семейств:

18) Полевые шпаты, пироксены (или амфиболы, слюды) и кварц.
19) Полевые шпаты, пироксены (или амфиболы, слюды) и оливин.
20) Фельдшпатиды, пироксены (или амфиболы, слюды) и оливин.
21) Полевые шпаты, фельдшпатиды, пироксены (или амфиболы, слюды).

IV. Четыре минерала из разных семейств:

22) Полевые шпаты, фельдшпатиды, пироксены (или амфиболы, слюды) и оливин.

Так называемые второстепенные составные части изверженных пород, каковы рудные минералы, сульфиды, окислы, апатит, отличаются очень незначительной растворимостью в силикатной магме и потому относятся к наиболее ранним выделениям.

Остановимся вкратце на каждой из вышеуказанных групп минералов.

Самородные элементы. Из самородных элементов в изверженных породах встречаются: железо, никкель (в виде никкелистого железа), золото, платина, висмут, углерод в виде графита и алмаза. Как видно, число этих элементов очень невелико, да и встречаются они обыкновенно лишь в незначительных количествах. Тем не менее

присутствие таких самородных элементов, как железо и углерод, свидетельствует о том, что кристаллизация содержащей их магмы происходила в восстановительной атмосфере или, по крайней мере, в отсутствии условий, благоприятных для окисления.

Из перечисленных самородных элементов золото и углерод в виде графита встречаются как в кислых, так и в основных породах, висмут исключительно в гранитах, а остальные, т. е. железо, никкель, платина и алмаз, приурочены исключительно к основным породам.

Свободные окислы. Из окислов встречаются в свободном состоянии кремнекислота в виде α—кварца, β—кварца, тридимита и кристобалита, корунд, магнетит, хромит и другие шпинели, рутил, оловянный камень. Все эти минералы выделяются из магмы в тех случаях, когда она пересыщена соответствующими окислами, как это было экспериментально иллюстрировано Морозевичем для глинозема и магнезиальной шпинели. Тот факт, что все свободные окислы приурочены к основным породам, кроме оловянного камня, который неизменно связан с кислой магмой, обыкновенно с гранитом, вытекает естественно из кислотного характера оловянной кислоты и щелочного характера прочих окислов, способных соединяться с кремнекислотой. Само собой разумеется, что в свободном состоянии встречаются лишь те окислы, которые образуют самостоятельные минералы; если бы в расплаве существовал избыток таких окислов, как щелочи, известь, магнезия, то это могло бы послужить причиной застывания такого расплава в аморфном состоянии. Выделение свободных окислов из расплава регулируется, как и для других минералов, их растворимостью при данных условиях. Принимая во внимание сравнительно незначительную растворимость этих окислов, так же как и сульфидов, титанита, апатита, легко себе объяснить, почему они обыкновенно относятся к наиболее ранним выделениям из магмы. С точки зрения растворимости тот факт, что первыми выделяются из сложного расплава те составные части, которые входят в его состав в небольших количествах, является совершенно понятным, и правильно подмеченный Розенбушем факт освобождается от той парадоксальности, которая ему была присуща в формулировке Розенбуша, гласившей, что первыми выделяются из магмы те минералы, которые входят в ее состав в наименьшем количестве.

Сульфиды встречаются в виде второстепенной составной части, по преимуществу пирит; в некоторых случаях, а именно, в породах из формации габбро, сульфиды железа (пирит, марказит, пирротин), меди, никкеля и кобальта образуют иногда большие скопления, имеющие промышленное значение, как результат магматической их концентрации.

Титанит и перовскит встречаются в виде второстепенной составной части в гранитах и других глубинных породах.

Кальцит встречается в виде первичной составной части в некоторых гранитах и нефелиновых сиенитах.

Фосфаты представлены апатитом, который в виде второстепенной составной части пользуется широким распространением, встречаясь в породах как основной, так и кислой магмы. Апатит всегда является в виде идиоморфных призматических кристаллов очень раннего выделения.

Силикаты. Для правильной оценки значения отдельных силикатов или групп силикатов в составе изверженных пород необходимо в каждом отдельном случае разграничивать первичные минералы от вторичных, так как только первые имеют значение для иллюстрации условий генезиса породы, между тем как вторые иллюстрируют процессы выветривания и метаморфизма. Если не всегда это легко сделать, то нельзя не признать эту задачу особенно важной и требующей внимательного к себе отношения, особенно, если принять во внимание, что силикатными породами, кроме изверженных, являются также и метаморфические кристаллические сланцы, контактные роговики и т. п. Многие силикаты встречаются как в изверженных породах, так и в метаморфических; но можно указать и такие силикаты или комбинации силикатов, которые присущи только метаморфическим или только изверженным породам. Так, например, модификации кремнекислоты, как тридимит и кристобалит, лейцит, нефелин, мелилит, содалитовые минералы, базальтическая роговая обманка присущи только изверженным породам, а парагонит, тремолит и вообще волокнистые роговые обманки, жадеит, хлоритоид, ставролит, дистен, глаукофан — только кристаллическим сланцам.

Всю совокупность силикатов и в частности породообразующих силикатов, можно сгруппировать следующим образом.

А. Безводные силикаты.

I. Простые силикаты
1. Ортосиликаты.
2. Метасиликаты.

II. Алюмосиликаты и феррисиликаты.
3. Ортосиликаты.
4. Метасиликаты.
5. Полисиликаты.
   5a. Без водорода.
   5b. С водородом.
6. Парасиликаты.

III. Боросиликаты.
IV. Фторосиликаты.
V. Цирконосиликаты.

VI. Титаносиликаты.
VII. Хлоросиликаты.
VIII. Силикаты = двойные соли (молекулярные соединения силиката с несиликатным минералом = силикаты содалитового типа).

B. Водные силикаты.

IX. Кислые соли тяжелых металлов.
X. Цеолиты.
XI. Водные магнезиальные (и железистомагнезиальные) силикаты. { Простые силикаты. / Алюмосиликаты.
XII. Водные силикаты глинозема („Глины").

С точки зрения того значения, которое имеют те или иные представители силикатов для оценки условий кристаллизации магмы, можно указать следующие группы. Те силикаты, которые не переносят не только плавления, но и значительного нагревания без разложения, если этому не препятствует соответствующее давление, образуются исключительно в интрателлурическую фазу кристаллизации магмы; сюда относятся минералы гидроксильные и с конституционной водой, эпидот, хлорит, анальцим, а также базальтическая и щелочные роговые обманки, мусковит и отчасти биотит; вместе с кальцитом и включениями жидкой углекислоты в кварцах гранитов эти минералы свидетельствуют о существовании более или менее значительного давления в интрателлурическую фазу кристаллизации магмы или во всяком случае о кристаллизации в замкнутом пространстве, где парциальное давление углекислоты и воды препятствует диссоциации соответствующих минералов. К глубинным минералам, а именно, к тем, для образования которых требуются летучие фтористые, хлористые и борные соединения, относятся разнообразные фторосиликаты и боросиликаты (турмалин) и некоторые минералы нефелиновых сиенитов, как-то: лампрофиллит, астрофиллит, эвдиалит, ловенит, розенбушит, хиордалит и др. В отдельных случаях силикаты являются результатом пневматолитического процесса в конце эффузивной фазы кристаллизации, как, например, файялит в литофизах липаритов. Но главная масса силикатов представляет продукт непосредственной магматической кристаллизации, безразлично и в интрателлурической и в эффузивной фазе кристаллизации.

Так как калий и магний обнаруживают наибольшее сродство к кремнекислоте, более сильное, чем натрий и кальций, то этим обусловлено стремление к образованию всегда наиболее богатых крем-

некислотой соединений калия в ущерб натрию; пример: ортоклаз и нефелин в нефелиновых сиенитах, а не лейцит и альбит.

Изверженные породы делятся по своему минералогическому составу на мономинеральные (или, как правильно говорит Фогт, анхимономинеральные, т. е. почти мономинеральные) и полиминеральные. Эти последние в большинстве случаев составлены из представителей двух групп: бесцветных или щелочных и щелочно-известковых силикатов — это полевые шпаты и так называемые фельдшпатиды (нефелин, лейцит, содалит, гаюин) и цветных или железистомагнезиальных — это пироксены, амфиболы, оливин и отчасти слюды. Группировка минералов на бесцветные и цветные основана на их макроскопическом облике, т. к. в шлифе некоторые цветные минералы являются бесцветными. Если принять во внимание, что некоторые полевые шпаты макроскопически являются окрашенными (красный ортоклаз, синий лабрадор, темные полевые шпаты анортозитов), то следует признать, что деление на бесцветные и цветные является до известной степени условным, и потому лучше говорить о щелочных и щелочноизвестковых силикатах, с одной стороны, и железистомагнезиальных—с другой. Некоторые петрографы обозначают эти две группы составных частей терминами: салические и фемические минералы.

Вообще говоря, породе определенного химического состава соответствует вполне определенная комбинация минералов; поэтому в громадном большинстве случаев можно по химическому составу горной породы судить об ее минералогическом составе. Существует, однако, несколько таких случаев, правда, очень немногочисленных, когда две породы одинакового химического состава состоят из разных минералов. Такие породы Лакруа называет гетероморфными.

То обстоятельство, что, как общее правило, всякая изверженная горная порода состоит из определенных комбинаций минералов, объясняется тем, что при кристаллизации огненножидкой магмы должно наблюдаться стремление к достижению некоторого устойчивого при данных условиях равновесия. Если во время кристаллизации или в непосредственно следующую за кристаллизацией магматическую фазу физико-химические условия подвергаются изменению, могут произойти нарушение установившегося или начавшего устанавливаться равновесия и частичное изменение минералогического состава, что и находит себе выражение в контактных магматических так называемых коррозионных каемках, в диссоциации порфировидных вкрапленников и т. п. явлениях, а также в магматическом метасоматозе, как-то: серпентинизация оливина в дуните, хлоритизация

пироксена в диабазе, пелитизация[1]) ортоклаза в граните и т. п. Если подойти с этой точки зрения к связи между минералогическим и химическим составом силикатной породы, то станет ясным, что масса одного и того же химического состава, поставленная в разные условия, может дать разные минеральные комбинации, соответственно различным состояниям ее равновесия при разных условиях. Под таким углом зрения мы легко можем понять, почему в кристаллических сланцах и в контактных роговиках, которые получились не путем кристаллизации расплавленных масс, а путем перекристаллизации в твердом состоянии (или иногда частичного расплавления), существуют такие минеральные комбинации, которые невозможны в изверженных породах. Некоторые петрографы таким приспособлением к внешним условиям равновесия склонны даже объяснять различия минералогического состава в различных глубинных зонах метаморфических серий. Так, например, для верхней зоны характерны дистен, хлоритоид, цоизит, а для нижней — соответственно — силлиманит, альмандин, анортит (см. главу о метаморфических породах).

Минералогический состав изверженной породы, как уже указано, определяется прежде всего химическим составом материнской магмы и, за исключением незначительных примеров гетероморфизма, связь эта настолько определенна, что можно по химическому составу изверженной породы до известной степени определять ее минералогический состав. Другими словами есть некоторая закономерность в минералогическом составе изверженных пород, отличающая их от контактных роговиков и кристаллических сланцев.

Из закономерностей минеральных комбинаций в изверженных породах отметим следующие:

В изверженных породах невозможны следующие минеральные комбинации: кварц и нефелин, кварц и лейцит, кварц и оливин (как общее правило, но есть исключения), кварц и минералы содалитовой группы; гиперстен с нефелином или лейцитом; анортит и акмит; лейцит и альбит; мелилит не встречается с полевым шпатом; роговая обманка охотнее, чем авгит, встречается с ортоклазом и кварцем; титанит чаще с роговой обманкой, чем с авгитом; мусковит встречается только в зернистых породах, богатых ортоклазом и кварцем.

Невозможность в виде устойчивой равновесной системы в изверженных породах таких комбинаций, как нефелин и кварц, лейцит и кварц, оливин и кварц и некоторых других вытекает как следствие

[1]) Пелитизацией называется превращение полевых шпатов в глиноподобные вторичные минералы, как то: каолинизации и разные случаи превращения в облаковидные вещества более или менее сложного состава, часто не поддающиеся определению.

из правила фаз. Эти системы образуются лишь при высоких температурах, когда происходит разложение таких более устойчивых при низких температурах минералов, как альбит (нефелин + кварц), ортоклаз (лейцит + кварц), пироксен (оливин + кварц). Мы имеем в таких парах как пироксен, с одной стороны, оливин и кварц, с другой, альбит, с одной стороны, нефелин и кварц—с другой обратимые реакции, и при понижении температуры в магме должна получиться более устойчивая при низких температурах левая комбинация.

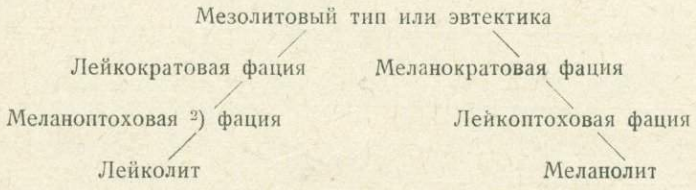
Пироксен ⇄ Оливин + кварц
Альбит ⇄ Нефелин + кварц
Ортоклаз ⇄ Лейцит + кварц.

Правая может сохраниться, избегнув реакции с жидкостью, только в том случае, если она тем или иным путем будет выведена из сферы реакции с ней: отсадкой и изолированием, обволакиванием корроционной каемкой или закалкой.

Есть минералы, исключительно присущие глубинной стадии кристаллизации, а именно, гидроксильные минералы. Как уже указано, такие минералы, как нефелин, лейцит, содалитовая группа, базальтическая роговая обманка, тридимит, кристобалит, мелилит присущи исключительно изверженным породам. Наоборот, такие, как хрупкие слюды, ставролит, парагонит, андалузит, кордиерит, цоизит, тремолит, жадеит, хлоритоид, дистен, глаукофан, волокнистые роговые обманки присущи исключительно кристаллическим сланцам или контактным роговикам. Такие комбинации, как, например, мусковит и амфибол, встречаются в кристаллических сланцах, но неизвестны в изверженных породах.

При одинаковом качественном минералогическом составе горные породы могут довольно существенно между собою различаться по количественным соотношениям между слагающими их минералами. Так, например, горная порода, которую мы назовем плагиоклазо-авгитовой, может состоять в одних случаях из 75% плагиоклаза и 25% авгита, в других, наоборот, из 25% плагиоклаза и 75% авгита, или оба минерала могут входить в ее состав приблизительно в одинаковых количествах, или, наконец, еще в каком-либо ином отношении. В каждом семействе мы называем лейкократовым тот тип, в котором бесцветных минералов больше, чем полагается для нормального среднего типа данного семейства; и обратно, тип с таким же превышением содержания цветных минералов называется меланократовым. Если первоначально этим количественным взаимоотношениям не придавали должного значения, то в настоящее время они не только принимаются во внимание и служат для харак-

теристики и правильного разграничения типов, которые только этим и различаются, но и дают возможность осмыслить эти различные случаи, подвести их под некоторую общую точку зрения. Таковой является прежде всего рассмотрение этих случаев с точки зрения эвтектических соотношений, систематически проводимое Фогтом. По этой схеме изверженные породы распадаются на два типа: эвтектические („анхиэвтектические“) [1]) и мономинеральные („анхимономинеральные“). И те и другие являются результатом дифференциации сложной полиминеральной магмы, вследствие ее стремления привести свой состав к эвтектике путем выделения избыточного компонента в виде мономинеральной породы. Такой ход дифференциации сложной магмы может быть выведен из принципа энтропии, как будет указано в главе о химическом составе. В промежутке между начальными и конечными продуктами — эвтектикой и мономинеральными породами — помещаются переходные звенья, обогащенные той или иной из составных частей данной системы. В простейшем случае породы, существенным образом состоящей из двух компонентов, напр., полевого шпата и железистомагнезиального силиката, получается следующая схема:

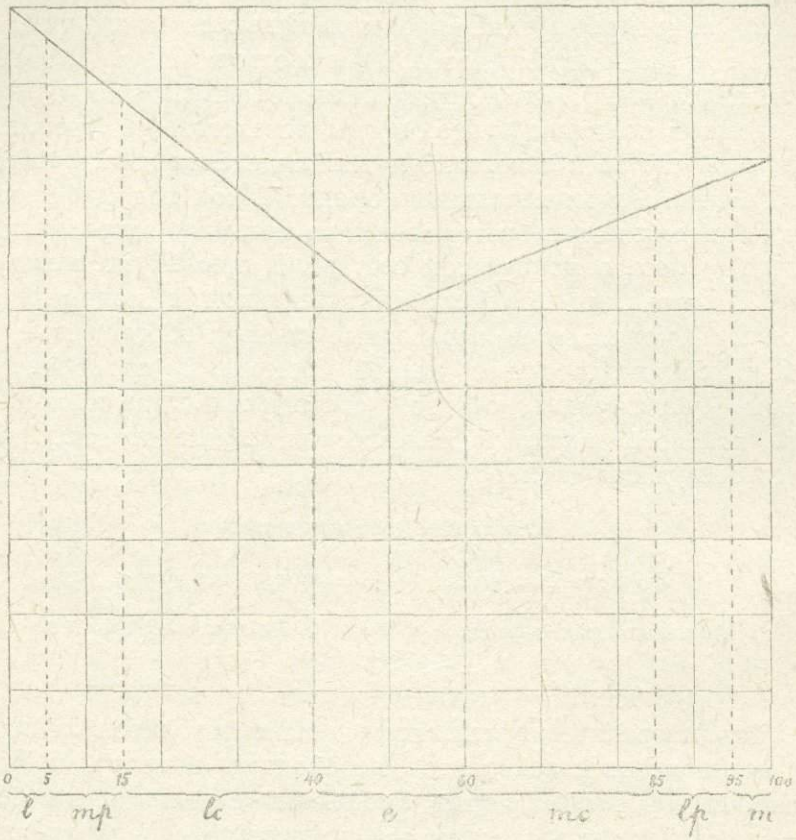


Для разграничения мезолитов, меланократолитов, лейкократолитов, меланолитов и лейколитов, необходимо, конечно, прежде всего установить для разных пород нормальный средний или мезолитовый тип; это может быть сделано при помощи измерения относительных количеств главных составных частей по методу Делесса-Розиваля окуляром Гиршвальда. Границы остальных типов будут пока более или менее произвольны; но со временем можно будет и эти границы установить при помощи методов вариационной статистики. Пока можно условно установить, например, следующие границы для породы, состоящей в типичном мезолитовом (эвтектическом) типе из равных количеств полевого шпата и цветного минерала (фиг. 84):

1) до 5% цветного минерала — лейколит,
2) до 15% — меланоптоховая область,
3) от 15 до 40% — лейкократовая область,

[1]) Анхи означает по гречески „почти“.
[2]) Птохос по гречески бедный.

4) от 40 до 60% — мезолитовая область,
5) от 15 до 40% полевого шпата — меланократовая область,
6) до 15% полевого шпата — лейкоптоховая область,
7) до 5% полевого шпата — меланолит.



Фиг. 84. *l* — лейколитовая область; *mp* — меланоптоховая область; *lc* — лейкократовая область; *e* — мезолитовая область: *mc* — меланократовая область: *lp* — лейкоптоховая область: *m* — меланолитовая область.

Эта схема относится, конечно, лишь к тому случаю, когда нормальный мезолитовый тип состоит приблизительно из одинаковых количеств цветных и бесцветных минералов. Вообще же говоря, меланократовый тип не требует непременно абсолютного преобладания цветных составных частей над бесцветными или наоборот при лейкократовом типе. Меланократовым типом или лейкократовым для данного семейства является тот, в котором цветные составные части преобладают над тем количеством бесцветных, которое характеризует

мезолитовый тип или наоборот. Так, например, гранит, содержащий 25% цветного минерала, будет уже меланократовым, т. к. в нормальном граните цветной составной части не более 15%.

Лейколиты — это фельдшпатолиты и фельдшпатидолиты, которые могут быть разбиты на следующие типы: ортоклазиты (ортозиты), санидиниты, микроклиниты, анортоклазиты, олигоклазиты, андезиниты, лабрадориты, анортититы, альбититы, амфигениты (лейцититы-италит), нефелинолиты (нефелиниты-конгрессит), мелилититы, нозеаниты [1]), кварцолиты, кварцевая порода (норсфильдат).

Примеры этих фельдшпатолитов:

Натровый микроклинит из южной Норвегии (тёнсбергит) и из Центрального Кавказа, по Тереку, в массиве Тумагор-Кая в связи с мощными массами полевошпатового грейзена (аляскита).

Ортоклазо-плагиоклазовый фельдшпатолит из группы гор. Джаксы-Тау в Мугоджарах.

Альбитит с р. Тагила выше Ангары и из некоторых других местностей Урала.

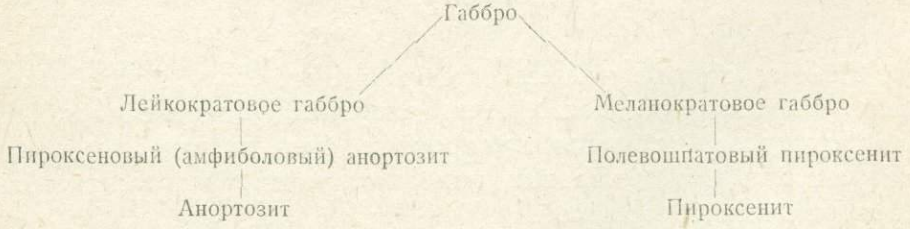
Санидиниты с Лаахарского озера и из некоторых других местностей.

Меланолиты — это пироксениты, горнблендиты (роговая обманка), дуниты (оливин), титаномагнетит и др.

Меланократовые породы оправдывают свое название и с внешней стороны, т. к. они окрашены в темный цвет, чего нельзя сказать относительно пород лейкократовых, которые, будучи лейкократовыми по минералогическому составу, сами макроскопически часто окрашены в темные цвета, как, например, многие анортозиты, лабрадориты, ийолиты и др.

Следовательно, с этой точки зрения, изверженные породы могут быть разбиты на мезолиты, меланократолиты, лейкократолиты, меланолиты и лейколиты.

Например, магма габбро по этой же схеме дает:



[1]) Некоторые из этих терминов употреблялись в петрографии в другом значении, поэтому надо заменить их новыми или определенно условиться относительно их значения, во избежание недоразумений.

Само собой разумеется, что в случае системы, состоящей из большого числа компонентов, получается более многочисленная группа переходных и конечных продуктов дифференциации и, следовательно, более сложная картина, как это иллюстрировано примером гранитов и габбро в соответствующих главах.

Определение относительных количеств минералов в горной породе может быть произведено непосредственным измерением на шлифе по методу Делесса-Розиваля при посредстве окуляра Гиршвальда или Шэнда или же путем перечисления химического анализа на минералы.

Вычисления значительно упрощаются при пользовании таблицей Харкера, которая дает возможность по молекулярным отношениям находить количества главнейших минералов.

Если минералы данной горной породы анализированы, перечисление химического состава на минералогический производится легко и точно. Если этих анализов не имеется, приходится исходить из теоретических формул минералов, что, конечно, не может не отразиться на точности результата.

Примером пересчета анализа на минералы может служить следующий расчет сиенита из Плауена в Саксонии, сделанный Д. С. Белянкиным:

Состав сиенита:

SiO^2	65,95%
TiO^2	0,88
P^2O^5	0,29
Al^2O^3	16,76
Fe^2O^3	2,99
FeO	2,16
MgO	2,33
CaO	4,76
Na^2O	4,46
K^2O	4,42

В этом сиените найдены следующие минералы: кварц, микроклин, плагиоклаз, роговая обманка, магнетит, титанит, апатит.

Для роговой обманки и микроклина были произведены химические анализы; для остальных минералов можно удовольствоваться их теоретическим составом.

Состав роговой обманки:

SiO^2	44,36%
TiO^2	1,85

Состав роговой обманки:

Al^2O^3	6,57%
Fe^2O^3	6,08
FeO	11,35
MnO	1,00
MgO	13,62
CaO	10,64
Na^2O	3,94
K^2O	0,59

Состав микроклина:

SiO^2	61,80%
Al^2O^3	21,48
CaO	1,52
Na^2O	2,40
K^2O	12,80

Для вычисления процентного содержания каждого из минералов, можно исходить из той или иной из характерных для них составных частей. Так, в данном случае вся магнезия входит в состав роговой обманки, следовательно, для вычисления количества роговой обманки можно исходить из магнезии; если бы вся порода состояла из роговой обманки, то было бы магнезии 13,62%, а у нас ее 2,33%; следовательно, количество роговой обманки

$$X = \frac{2{,}33 \times 100}{13{,}62} = 17{,}10\%.$$

Фосфорная кислота вся в виде апатита; следовательно, этого минерала 0,74%.

Титановая кислота в виде титанита, за вычетом того ее количества, которое вошло в роговую обманку, т. е. $0{,}88 - 0{,}32 = 0{,}56\%$; а, следовательно, титанита — 1,37%.

Магнетита (за вычетом Fe^2O^3 и FeO, вошедшего в состав роговой обманки) — 2,17%.

Кали входит целиком в состав микроклин-пертита (за вычетом 0,10% в роговой обманке); следовательно, микроклин-пертита —

$$X = \frac{4{,}32.100}{12{,}80} = 33{,}71\%.$$

Плагиоклаз определяется по натрию и извести:

$$Na^2O = 4{,}46 - (0{,}67\ ^1) + 0{,}80\ ^2)) = 2{,}99\%\ ^3),$$
$$CaO = 4{,}76 - (0{,}45 + 1{,}82 + 0{,}39 - 0{,}51) = 1{,}59\%,$$

следовательно, количество альбита $X = \frac{2{,}99 \cdot 100}{11{,}75} = 25{,}40\%$,

анортита $Y = \frac{1{,}59 \times 100}{20{,}10} = 7{,}92\%$, т. е. плагиоклаза — 33,31%.

Остаток кремнекислоты: $60{,}95 - (7{,}56 + 0{,}42 + 20{,}85 + 20{,}85)\ ^4) =$ $= 11{,}17\%$ соответствует кварцу. В результате получается такой состав:

Кварц	11,24%
Микроклин	33,84
Плагиоклаз	33,45
Роговая обманка	17,17
Магнетит	2,18
Титанит	1,38
Апатит	0,74

За отсутствием химических анализов минералов данной породы приходится довольствоваться теоретическим составом и тогда целесообразнее исходить из эквивалентных количеств, а не из % состава.

Другой пример перечисления — аляскит с вершины Тумагор-Кая в бассейне Терека (Центральный Кавказ): порода состоит из кварца, ортоклаза, плагиоклаза и пироксена.

Расчет сделан из предположения, что все кали входят в состав ортоклаза, весь натрий — альбита и вся известь — анортита.

Анализ перечислен на эквиваленты:

	SiO^2	Al^2O^3	CaO	MgO	Na^2O	K^2O
Сумма	1,347	0,108	0,040	0,011	0,069	0,007
Ортоклаз	0,042	0,007	—	—	—	0,007
Альбит	0,414	0,069	—	—	0,069	—
Анортит	0,080	0,040	0,040	—	—	—
Пироксен	0,011	—	—	0,011	—	—
Кварц	0,800	—	—	—	—	—

---

[1]) Это Na^2O в роговой обманке.

[2]) Это Na^2O в микроклине.

[3]) Это известь в апатите, роговой обманке, титаните и микроклине.

[4]) Это кремнекислота в роговой обманке, титаните, микроклине, плагиоклазе.

Это соответствует:

50,8%	кварца	или 50,8% кварца
34,0	альбита	и 47,5% полевого шпата
3,5	ортоклаза	
10,0	анортита	
1,31	пироксена	
99,6%		

Вообще говоря, различному минералогическому составу изверженной породы соответствует и различный химический состав. Лишь в виде исключения встречаются изверженные породы одинакового химического состава с различным минералогическим составом. Такое явление Лакруа называет гетероморфизмом; примеров гетероморфизма немного; но самое их существование имеет большое принципиальное значение. Пример гетероморфизма, т. е. различия минералогического состава при одинаковом химическом составе, представляют по Лакруа зернистые породы, которые он называет пульянитом и себастьянитом; первая состоит из лейцита, анортита и авгита, вторая из анортита, авгита и слюды; калий в первом случае вошел в состав лейцита, во-втором — слюды. Другой пример это два представителя тералитов; беронд рит (с нефелином) и мафраит (с щелочным амфиболом).

По Леману, гетероморфными парами в вулканической области Ниассы являются эссексит-базальт (плагиоклаз и оливин) и атлантит (пироксен и нефелин), а также трахидолерит (плагиоклаз, оливин и магнетит) и тефрит (нефелин, эгирин, авгит и магнетит).

Для правильной оценки генетического значения минералов, входящих в состав изверженных пород, недостаточно различать первичные и вторичные составные части. Необходимо принять во внимание, что некоторые минералы могут попасть в изверженную породу извне в виде оставшихся не резорбированными составных частей посторонних обломков, ассимилированных магмой, так называемых ксенолитов, как, например, кварц в базальтах, гранат, циркон, кордиерит в трахитах и базальтах и т. п., или в виде новообразований за счет резорбированных минералов. Необходимо также считаться с возможностью образования некоторых минералов пневматолитическим путем, т. е. посредством взаимодействия выделяющихся из магмы газов и уже кристаллизовавшейся части породы; таковы, например, кристаллы файлита в литофизах, липаритов, кристаллы тридимита в трахитах кварца в порах базальтов. Независимо от этого и самый процесс образования минералов из магмы более сложен, чем простая кристаллизация; есть минералы, указывающие на участие в этом процессе серного ангидрида, хлора, фтора,

как, например, группа содалита, роговая обманка, некоторые слюды; есть минералы, являющиеся результатом магматического автокатализа водяными парами, как, например, цоизит в некоторых анортозитах, серпентин, анальцим в мончикитах, анальцим в диабазах, серпентин в дунитах, хлорит в диабазах, скаполит в габбро и некоторые другие. Это минералы, которые выше были названы протопневматоматическими, или автопневматолитическими. Наконец, нельзя отрицать существования и таких промежуточных соединений, которые образуются на глубине и разлагаются в процессе извержения, являясь даже быть может причиной пароксизма взрыва; таковы, по предположению Брена, хлоросиликаты и фторосиликаты; таковы, быть может, карбиды, силициды, азотаты, признаки которых были действительно в незначительном количестве обнаружены в некоторых лавах. Для полноты той сложности картины, какую представляет химический состав магмы, если вникнуть во все его детали, необходимо принять во внимание также включения жидкостей в минералах глубинных пород, как-то: жидкая углекислота, вода, насыщенные растворы солей, органические жидкости, а также заключенные в горных породах газы; на эти последние впервые обратил внимание Арман Готье, затем их изучали Брен и Чемберлен. При накаливании таких пород из них выделяется объем газов, во много раз превышающий объем взятых кусков породы, а такие породы, как обсидиан, при этом даже пузырятся и пенятся. Об этих газах будет подробнее сказано в главе о химическом составе.

Есть еще одна группа составных частей изверженных пород, свидетельствующая, в связи со всем, что уже было сказано, о сложности процесса формирования изверженной породы, в особенности глубинной. Некоторые минералы образуют такие сложные взаимные прорастания, которые при некотором разнообразии структурного облика имеют тот общий признак, что напоминают продукты распада твердых растворов. Образовавшиеся при высокой температуре твердые растворы при понижении температуры, а быть может и давления, распадаются на два компонента, которые образуют тесную смесь прорастаний или представляют картину как бы многочисленных включений одного минерала в другом. Сюда следует отнести пертитовые полевые шпаты, свидетельствующие об образовании при высокой температуре однородных смешанных кристаллов калиевого и натриевого полевого шпата и о распаде этих твердых растворов на ортоклаз и альбит при охлаждении; далее червеобразные включения кварца в плагиоклазе—так называемый мирмекит; сюда же принадлежат и пегматитовые или пойкилитовые прорастания авгита роговой

обманкой, вероятно, псевдолейциты, представляющие псевдоморфозы нефелина и санидина по лейциту, и, быть может, еще некоторые другие случаи. В металлографии известны многочисленные примеры таких распадов с характерной для них структурой; там это называется дистектикой, дистектической структурой; можно по аналогии применить этот термин и к изверженным породам.

Таким образом, первичные составные части изверженных пород могут быть разбиты на: тектические, или тектоморфные (прототектические и дистектические), образующиеся непосредственно путем кристаллизации расплава, и протопневматоматические, являющиеся результатом взаимодействия расплавленной магмы или уже выделившихся из нее кристаллов и заключенных в ней газообразных веществ и растворов. Третью группу минералов изверженных пород составляют те, которые можно назвать коррозионными, или дейтеротектическими („келифитовые"). Это те минералы, которые образуются в результате взаимодействия уже выделившихся минералов с остальной еще жидкой частью магмы; таковы, например, каемки амфибола на границе оливина и плагиоклаза в некоторых габбро, магматическое нарастание амфибола на пироксене; это те явления, которые Гюртлер называет в металлических сплавах перитектической системой; Боуэн такие минералы называет реакционными. Наконец, можно выделить под названием экзогенных те минералы, которые получаются от резорбированных ксенолитов, не вполне ассимилированных, как, например, кварц в базальтах от вплавленных кусков песчаника.

При оценке минералогического состава изверженной породы следует принять во внимание, что окончательный минералогический состав изверженной породы не всегда отражает всю совокупность процессов кристаллизации, через которую прошла магма на протяжении длинного цикла явлений охлаждения, выделения летучих составных частей и кристаллизации до окончательного застывания и охлаждения. В металлическом сплаве часто можно обнаружить путем закалки на разных стадиях застывания и охлаждения присутствие таких временных составных частей, которые исчезают в последующую стадию охлаждения и в холодном, медленно охлажденном сплаве уже не наблюдаются. Можно было бы ожидать того же и в силикатных расплавах, тем более, что было уже установлено, что в расплаве сложные минералы находятся в диссоциированном состоянии. Опыты Боуэна над закалкой силикатных расплавов при начальной температуре застывания действительно обнаружили существование таких временных минералов, которые в дальнейшем процессе нормального охлаждения снова растворяются и заменяются

более сложными минералами. Так, например, из расплава энстатита вместо энстатита при закалке получается оливин, из ортоклаза — лейцит (из альбита — нефелин?). И если мы не придаем этому факту того решающего значения для процесса дифференциации, которое ему приписывает Боуэн, то самое явление бесспорно заслуживает с вышеуказанной точки зрения полного внимания.

Таким образом, принимая во внимание все фазы, через которые протекает процесс кристаллизации и застывания магмы, прежде чем она превратится в изверженную породу, можно с генетической точки зрения сгруппировать все минералы изверженных пород следующим образом:

Минералы магматические.

Минералы экзогенные.

Минералы постмагматические.

Магматические или первичные обнимают минералы тектические, которые получаются путем непосредственной кристаллизации магмы и, в свою очередь, распадаются на диссоциационные и ассоциационные или эвмагматические, составляющие главную массу первичных минералов изверженной породы, минералы реакционные или перитектические (коррозионные, синантетические).

Далее следуют минералы дистектические и протопневматолитические.

Экзогенные минералы, т. е. остатки от ассимилированных ксенолитов могут быть или непосредственно реликтовыми, т. е. нерезорбированными остатками, или реакционными, образовавшимися в результате взаимодействия ксенолита и магмы.

Постмагматические минералы могут быть трояkого происхождения: пневматолитические, гидротермальные новообразования и продукты видоизменения и выветривания (диафторические).

Излившиеся породы образовались в более простых условиях кристаллизации, и некоторые из перечисленных генетических типов, характерные для пород глубинных, в них отсутствуют.

Если основываться при классификации и параллелизации изверженных пород только на действительном их минералогическом составе, можно впасть в ошибку относительно некоторых излившихся пород, в которых, вследствие неполной кристаллизации, выделились не все минералы, которые могли бы при данном химическом составе магмы образоваться и которые на самом деле и образуются при застывании такой магмы в условиях интрузивной кристаллизации. Такие минералы, не выделившиеся, но которые, как показывает химический состав и соответствующие глубинные породы,

могли бы выделиться, целесообразно называть вместе с Лакруа потенциальными минералами. Такими потенциальными минералами являются, например, полевой шпат в лимбургите, кварц в дацитах и липаритах, в которых он не выделился, и т. п.

Минералогический состав метаморфических пород

Согласно нашим современным представлениям, минералогический состав метаморфических пород является результатом перекристаллизации в твердом состоянии, быть может, при участии небольшого количества растворяющих жидкостей. Условия равновесия здесь совершенно иные, чем при пирогенетическом происхождении из магмы. Не термические условия, а давление и, в частности, дифференциальное давление, являются здесь регуляторами, и потому наибольшей устойчивостью пользуются здесь не те минералы, которые образуются с выделением тепла, а те, образование которых сопровождается сокращением объема по сравнению с тем материалом, из которого они получаются (так наз. закон объемов; см. главу о кристаллических сланцах). В метаморфических породах возможны поэтому совершенно другие комбинации, чем те, которые характеризуют породы изверженные; таковы, например, кальцит и кварц, мусковит и амфибол и некоторые другие. В состав метаморфических пород входят как такие минералы, которые являются первичными или вторичными составными частями изверженных пород, каковы: кварц, полевые шпаты, пироксены, амфиболы, кальцит, сульфиды, хлориты, серпентин, эпидот, так и такие, которые в изверженных породах не встречаются, как то: андалузит, кианит, силлиманит; парагонит, хрупкие слюды (оттрелит, ксантофиллит, хлоритоид), волокнистые роговые обманки, ставролит, красный железняк и некоторые другие, принадлежащие к той группе, которая выше была названа бластофильной.

С другой стороны, в составе метаморфических пород мы не встречаем таких минералов, как санидин, лейцит, мелилит, группа содалита, щелочные пироксены и щелочные амфиболы, кроме глаукофана.

Некоторые авторы, правда, описывают нефелиновые кристаллические сланцы (напр., Лакруа); можно однако думать, что это не метаморфические породы, нефелиновые сиениты с полосатой или гнейсовидной структурой.

ГЛАВА VII

Химический состав изверженных пород

Исходя из того факта, что изверженные породы представляют не определенные соединения, а смеси разных минералов в разных отношениях, можно было предположить, что химический состав изверженных пород является случайным, не дающим возможности подметить какие-либо закономерности. При ближайшем знакомстве с химическим составом нетрудно, однако, убедиться в том, что, несмотря на довольно широкие пределы, в которых колеблется состав разных пород, эти вариации не являются случайными. Прежде всего можно отметить, что есть известный максимум и минимум для содержания той или иной составной части, за которые она не переходит, есть также известная сопряженность вариации в содержании разных составных частей, делающая некоторые комбинации обычными, другие невозможными. Далее сразу бросается в глаза полный параллелизм в химическом составе глубинных и излившихся пород и постоянное повторение во все геологические периоды одних и тех же химических типов изверженных пород. Наконец, невольно останавливает на себе внимание петрографа и тот факт, что среди кристаллических сланцев и контактных роговиков, которые подобно изверженным породам являются силикатными породами, встречаются такие химические типы, которые не встречаются среди изверженных пород и, очевидно, там невозможны. Все это приводит нас к заключению, что химический состав изверженных пород не является случайным, что в разнообразии химического состава изверженных пород есть известная закономерность, вытекающая из законов, управляющих кристаллизацией того сложного расплава, именуемого магмой, из которого образуются изверженные породы. Совокупность тех процессов, которые ведут к образованию из магмы определенных типов и определенных комплексов изверженных пород, объединяют под общим названием „дифференциации“. И не даром в современной петрографии уделяется такое большое внимание процессам дифференциации: если бы удалось расшифровать эти процессы, генезис, естественная история изверженных пород, были бы установлены.

Дифференциация изучается и должна изучаться трояким путем: наблюдением и детальным изучением в природе таких комплексов изверженных пород, которые можно считать происшедшими благодаря дифференциации из одного общего источника; разработкой тех теоретических основ, на которых может быть построена рабочая гипотеза дифференциации; наконец, экспериментальным исследованием условий образования, сосуществования и равновесия минеральных комбинаций, слагающих изверженные породы, и процессов расщепления силикатных расплавов. О дифференциации речь еще будет ниже.

При первом знакомстве со всей совокупностью изверженных пород бросается в глаза громадное их разнообразие как по химическому, так и по минералогическому составу. Конечно, было бы неестественно думать, что каждая горная порода является результатом кристаллизации особой магмы. Этому противоречат и геологические данные: в пределах одного и того же интрузивного массива наблюдаются разные породы с переходами между ними; один и тот же вулкан или вулканическая трещина доставляли лавы разного состава. Очевидно число магм, если их несколько, во всяком случае значительно меньше числа изверженных пород. Распространение разных пород говорит об их неравнозначности: одни из них редки и количественно ничтожны, другие играют более существенную роль в составе земной коры; наконец, есть такие, которые значительно преобладают над всеми остальными—это граниты и базальты. Учитывая все эти обстоятельства, можно притти относительно происхождения изверженных пород лишь к следующей альтернативе: либо все изверженные породы произошли и получаются из одной родоначальной магмы путем разных процессов, которые объединяются в понятии дифференциации, либо такими родоначальными магмами являются те две, которым соответствуют наиболее распространенные породы, т. е. гранитовая и базальтовая; иначе сказать: перед нами встают дилеммы одного или двух эволюционных рядов изверженных пород.

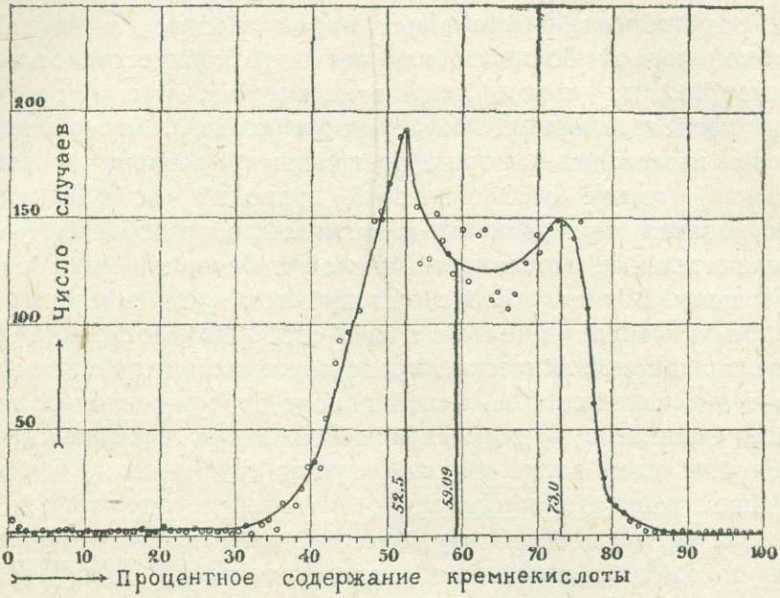
Таким образом одна из основных петрогенетических проблем—это вопрос о монофилетическом или бифилетическом (быть может даже полифилетическом) происхождении изверженных пород. Многое об этом сказано с точки зрения теоретических соображений и сопоставлений. Быть может, сказано даже почти все, что может быть почерпнуто из области спекуляции и обобщений, а между тем и до сих пор противостоят друг другу и гипотеза единой базальтовой магмы, и гипотеза двух независимых магм,— кислой и основной, и другие представления. Очевидно, решения этого вопроса надо ожидать

не с этой стороны. Другой возможный подход к решению этой проблемы — это эксперимент. Всем хорошо известно, какие крупные результаты достигнуты и на этом поприще. Однако, если мы хотим избежать упрека, что стали на ложный путь слишком широкой экстраполяции результатов лабораторных опытов с упрощенными и сухими расплавами на то комплексное образование, каким является глубинная магма, если мы воздержимся от односторонних обобщений, и если мы хотим избежать упрека, что подгоняем факты под слишком широкие обобщения, мы должны признать, что и эксперимент и, в частности, важные опыты Боуэна, не решили еще проблемы генезиса изверженных пород. А при беспристрастном отношении к эксперименту, значение которого я менее кого бы то ни было склонен умалять, мы придем к признанию, что и этим путем наша проблема разрешена быть не могла.

Остается третий источник — это петрогеологические наблюдения в поле. Изучение стратиграфических и возрастных взаимоотношений тех комплексов изверженных пород, которые группируются вокруг того или иного интрузивного массива, достаточно обнаженного и достаточно расчлененного, чтобы можно было уловить все его составные части и их взаимоотношения, — вот главный источник для решения нашей проблемы. Правда, мы знаем, что и в поле мнения могут расходиться, что один и тот же массив может разными авторами толковаться различно. Но мы также знаем, что при повторных все более и более детальных исследованиях, строение и история возникновения таких крупных массивов постепенно все более и более выясняются. И мы теперь достаточно хорошо знаем, что для освещения той (или тех) родоначальной магмы, которая дала начало тому или иному расчлененному и дифференцированному интрузивному образованию, необходимо включить в круг рассмотрения не только самый массив с его контактным полем, но также непосредственно или косвенно с ним связанные пегматитовые и иные жильные образования, инъекции, импрегнации и эффузивную фацию, где таковая имеется. Другими словами, перед нами встает задача всестороннего изучения тех комплексов, которые были названы петрографическими формациями.

Стратиграфия, тектоника, металлогенезис — вот главные наши орудия в этой геолого-петрографической работе. Мы хорошо знаем, что на этом поприще тоже достигнуты значительные успехи; но вместе с тем перед нами ясно встает картина возможных разногласий и здесь, как это показывает история изучения некоторых крупных интрузивных образований. В частности, с точки зрения проблемы монофилетичности или бифилетичности на пе-

реднем плане всех работ по изучению петрографических формаций стоит вопрос о взаимоотношениях гранитовых и габбровых членов таких формаций. Вопрос заключается здесь в следующем: если в одном и том же интрузивном теле или в пределах некоторой глубинной формации имеются граниты или другие гранитоиды и представители габбровой формации, являются ли они все продуктами дифференциации одной родоначальной магмы, или же гранитоиды и габброиды имеют различный возраст, т. е., иначе сказать, имеют само-



Фиг. 85. Кривая Ричардсона, показывающая распределение изверженных пород различной кислотности. Ордината в 52,5% кремнекислоты *соответствует базальту, ордината в 73% — граниту, ордината в 59,09% —* среднему типу из всех 5000 анализов.

стоятельное происхождение? Хотя в некоторых случаях мнения расходятся, но мы имеем уже достаточно примеров, определенно указывающих на вторую альтернативу.

Таким образом в первую голову следует различать два коренных типа магмы: кислую (гранитовую) и основную (базальтовую). Эти две магмы являются количественно преобладающими, все остальные играют значительно подчиненную роль. Еще Бунзеном были отмечены эти два типа под названием нормально-трахитовой и нормально-пироксеновой магмы. Такое же допущение с некоторыми особенностями легло в основу моих представлений и взглядов Дэли, которые он называет „электрической теорией". Мною было показано, что средний валовой состав изверженных пород, выведен-

ный из всей совокупности имеющихся анализов, в общем тождествен с тем составом, который получается, если считать, что совокупность изверженных пород состоит приблизительно поровну из гранитовой и базальтовой магмы. В отличие от этого допущения существования двух раздельных магм, Дэли принимает, что кислая магма уже исчерпана в форме гранитов, а существует лишь единая базальтовая магма. Задолго до Дэли, который признает только одну базальтовую магму и кислую гранитовую оболочку над ней, такой же взгляд был формулирован Коттой, а затем Гриномм. Согласно этим авторам, все разнообразие изверженных пород сводится к поглощению базальтовой магмой большего или меньшего количества вышележащих более кислых пород как магматических, так и осадочных. В самое последнее время Ричардсон показал, что кривая распределения изверженных пород, построенная на новых данных Вашингтона (свыше 5000 анализов), приводит нас к заключению о существовании двух раздельных магм: кислой и основной (фиг. 85).

Отличительные особенности кислой и основной магм сводятся к следующему. В кислой магме есть избыток кремнекислоты, остающейся при кристаллизации расплава в свободном состоянии и являющейся в полнокристаллических представителях кислой магмы в виде кварца; вследствие этого в кислой породе нет моносиликатов и ненасыщенных силикатов, а имеются лишь силикаты, насыщенные кремнекислотой. Кислая магма характеризуется сравнительно небольшим содержанием железа и обыкновенно ничтожным содержанием магнезии. Кислая магма, повидимому, более или менее богата фтористыми и борными соединениями, выделяющимися из нее в парообразном состоянии; об этом свидетельствуют многочисленные минералы пегматитовых жил, содержащие фтор и бор. С кислой магмой связаны месторождения оловянного камня, висмут, молибден, вольфрам. Для основной магмы характерна нехватка кремнекислоты для насыщения всех оснований и, в связи с этим, более или менее значительное количество недосыщенных силикатов. С основной магмой связаны совершенно иные металлы и магматические рудные месторождения, чем с кислой, а именно, железо в виде магнетита (или титаномагнетита), хромистый железняк, сульфидные соединения железа, меди, никкеля и кобальта, платина и металлы платиновой группы. Пневматолитические процессы, связанные с основной магмой, повидимому, указывают на отсутствие фтора и на более или менее значительную роль хлора (апатитовые жилы, связанные с некоторыми габбро, сопровождающая их скаполитизация и др).

Такова в главных чертах общая характеристика кислой и основной магмы. Однако, если вникнуть в детали, проблемы химического

состава, она оказывается не столь простой. Наряду с теми закономерностями состава, которые указывают на процессы дифференциации и могут быть из них выведены, вырисовываются такие особенности, которые стоят за пределами дифференциации и приводят нас к представлению о неоднородности магматического содержимого земли или к концепции изолированных магматических бассейнов. В самом деле, чем объясняется то обстоятельство, что оловянный камень, вольфрам, молибден неизменно связаны с гранитами и риолитами (Саксония, Корнваллис, Малайский полуостров и архипелаг, Забайкалье, Финляндия, Тасмания и др.), но что далеко не все граниты содержат эти металлы, вернее сказать, громадное большинство гранитов их вовсе не содержит? Или как следует истолковать тот факт, что магматические выделения титаномагнетита, сульфидов меди и никкеля связаны исключительно с породами габброноритовой группы (Норвегия—Рерос, Пьемонт—Варалло, Канада—Седбери), но вместе с тем громадное большинство этих пород лишено выделений и скоплений этих минералов? Еще более резкий пример этого рода представляет платина с ее спутниками: на значительном протяжении, по обоим склонам Урала тянутся дуниты с приуроченными к ним месторождениями платины; однако, многие дуниты других стран и даже некоторые дуниты Урала лишены платины. Месторождения серебра в Мексике не содержат золота, которое присутствует в большинстве других месторождений. В Боливии известна исключительная борномедная жильная формация (медная руда с турмалином). По восточному берегу Тихого океана в Калифорнии на протяжение более 700 *км* тянутся месторождения ртути, этого капризного, лишь спорадически встречающегося элемента; ртуть встречается, кроме того, в таких совершенно различных и изолированных местностях, как Альмаден в Испании, Идрия в Крайне, Никитовка на юге России, в Фергане, в Дагестане и немн. др. Серебряные месторождения Боливии (Oruro, Potosi) содержат германий, почти нигде больше не встречающийся. Аналогичный пример представляет и ассоциация алмаза с перидотином в Ю. Африке.

Эти и аналогичные им факты объясняются лишь при допущении первоначальной неоднородности состава земной коры, как принимал это еще Рейер. Если при этом еще принять во внимание, что изверженные породы позднейших эпох отчасти являются продуктами переплавления частей земной коры более раннего образования, что при этом происходило вплавление осадочных материалов, и что тем не менее дифференциация всегда шла по определенному направлению, то закономерность процессов дифференциации получает особенно яркое освещение.

Сравнительное однообразие и известная закономерность процессов дифференциации могут быть освещены, с одной стороны, анализом вариаций в химическом составе изверженных пород, с другой, анализом более или менее значительно дифференцированных интрузивных массивов. Примеры того и другого будут даны в специальной части. Происходят ли все изверженные породы из одного общего источника, путем дифференциации одной или двух родоначальных магм, или же различные вулканические и плутонические области питались и питаются обособленными магматическими бассейнами? Представляются ли родоначальные магмы или магматические бассейны однородными, и все различия изверженных пород различных областей следует отнести на счет дифференциации, сплавлений и т. п. процессов, или же магма—безразлично, представлять ли ее себе в виде одного общего бассейна или в виде ряда обособленных бассейнов,— отличается первоначальной, так сказать, первозданной неоднородностью, являющейся причиной разнородности горных пород? На эти и тому подобные вопросы ответ надо искать не только и не столько в умозрительных спекуляциях и наведениях, сколько в сопоставлении и целесообразном использовании фактов, обнаруживаемых как наблюдением в природе, так и лабораторными исследованиями.

Известные указания в пользу неоднородности родоначальной магмы, говорящей, повидимому, за существование обособленных магматических резервуаров или индивидуализированных магматических зон, можно почерпнуть из распределения некоторых руд и рудных областей, т.-е. из данных о металлогенетических зонах. Некоторые примеры приведены уже выше.

Неоднократно ставился и еще ставится вопрос о том, что должно быть первоосновой классификации изверженных горных пород: химический или минералогический состав. Для полной характеристики изверженной породы одинаково важны оба признака—и минералогический состав, и химический. В докладе русской петрографической комиссии, представленном Парижской петрографической конференции и Парижскому геологическому конгрессу в 1899 и 1900 г.г., определенно указано, что характеристика главных групп и семейств должна основываться на химическом составе и на относительных количествах главных составных частей. Таким образом, мы отнюдь не пренебрегаем минералогическим составом и, в частности, относительными их количествами; тем не менее нельзя не подчеркнуть, что первоосновой классификации должен быть именно химический состав. Во первых, химический состав—та независимая переменная, функцией которой

является уже минералогический состав; естественно в основу классификации класть не функцию, а независимую переменную, особенно если принять во внимание, что химический состав вполне определяет минералогический состав; зная первый, всегда можно предвидеть второй; случаи пород одинакового химического состава с различным минералогическим составом совершенно исключительны, относятся к маловажным редким типам и общего правила не нарушают. Во вторых, химический принцип классификации является более универсальным; он в одинаковой мере применим как к породам полнокристаллическим, так и к породам неполнокристаллическим и стекловатым. Правильное систематическое положение породы неполнокристаллической или стекловатой может быть почерпнуто только из ее химического состава, который один в состоянии выявить ее близость к тому или иному типу изверженной породы.

Если по отношению к полнокристаллическим породам может возникнуть вопрос о предпочтении химического или минералогического состава, то для пород неполнокристаллических или стекловатых этот вопрос теряет смысл, и не остается места сомнению в том, что правильное отождествление этих пород может быть сделано исключительно на основании их химического состава; минералогический состав в данном случае бессилен и ведет к ложным выводам; достаточно вспомнить характерный пример отнесения лимбургита к бесполевошпатовым породам.

Самой видной составной частью изверженной породы надо считать кремнекислоту как по ее количественному преобладанию, так и потому, что изверженные породы, как уже было указано, породы силикатные.

По относительному содержанию кремнекислоты изверженные породы могут быть разбиты на следующие четыре группы:

Ультракислые породы или гиперацидиты — сильно пересыщенные кремнекислотой.

Кислые породы или ацидиты — пересыщенные кремнекислотой.

Средние или мезиты—насыщенные кремнекислотой.

Основные или базиты—недосыщенные кремнекислотой.

Ультраосновные или гипобазиты — сильно недосыщенные кремнекислотой. Дальнейшие подразделения видны из таблицы на стр. 165—168.

Границы между тремя главными классами, т. е. кислыми, средними и основными породами, вполне определенные. Нельзя этого сказать относительно разграничения кислых и ультракислых, основных и ультраосновных пород; там границы условны. Будем называть ультра-

кислыми те породы, у которых коэффициент кислотности больше 4,5, а процентное содержание кремнекислоты превышает 78%; для полнокристаллической кварцево-полевошпатовой породы это соответствует приблизительно породе, состоящей на две трети из щелочного полевого шпата и на одну треть из кварца; в породах эффузивных, например, некоторых липаритах, ультракислый характер обусловлен высоким содержанием кремнекислоты в стекле или в литоидитовой основной массе. Что касается ультраосновных пород, то для них границей приняты условно коэффициенты кислотности меньше 1,30 или 1,25, а содержание кремнекислоты меньше 38% (быть может 40%). Среди полнокристаллических пород это такие, которые состоят существенным образом из разных комбинаций анортита или нефелина, оливина и мелилита, анальцима, пироксена, с более или менее значительным содержанием рудных выделений; в эффузивных мы имеем те же комбинации с очень основным стеклом или анальцимом.

Породы промежуточные между двумя крайними типами можно рассматривать (конечно, условно), как смеси этих крайних типов в разных пропорциях. Будем называть такие породы или вернее такие ряды пород изотектическими (аналогично изоморфным смесям). Таковы, например, все переходные звенья между гранитами и кварцевыми диоритами, граносиениты, габбросиениты, трахиандезиты и т. п.

Гранитовая и базальтовая магмы, как уже указано, являются господствующими, значительно превосходящими в количественном отношении все остальные, вместе взятые. Кислая магма представлена, главным образом, глубинной фацией, т.-е. гранитами, почему и можно называть ее гранитовой. Основная магма, наоборот, представлена по преимуществу эффузивной фацией—диабазами и базальтами; ее поэтому правильнее называть не габброидной, а базальтовой. Дэли видит в этом доказательство в пользу его „эклектической теории", согласно которой земная кора построена таким образом: сверху кислая гранитная корка, под нею—базальтовая магма. Не входя здесь в критическое рассмотрение этой теории, ограничимся пока замечанием, что упомянутый факт появления кислой магмы по преимуществу в виде интрузивной фации, а основной в виде эффузивной, естественнее объясняется большей тугоплавкостью и большей вязкостью кислой магмы и, наоборот, большей легкоплавкостью и большей жидкоплавкостью основной магмы. Поэтому кислая магма быстрее, при прочих равных условиях, застывает или делается настолько вязкой, что утрачивает способность к извержению, а потому и остается в виде интрузивных массивов, в то время как базальтовая магма в тех же условиях достигает в жидком виде земной поверх-

ности и питает различные подводные и наземные вулканические аппараты. Мы имеем здесь аналогию с фактом отсутствия мономинеральных пород (анортозитов, пироксенитов, дунитов и т. п.) среди эффузивных фаций; этот факт может быть объяснен тугоплавкостью и быть может вязкостью таких магм, лишающей их возможности дойти в жидком виде до земной поверхности.

Не все авторы, принимающие существование единой базальтовой родоначальной магмы, согласны в своих взглядах на условия ее существования или образования в литосфере. Одни допускают непосредственное существование жидкой базальтовой магмы. Другие, как Дэли в последнее время, считают, что эта магма находится в стекловатом состоянии и разжижается в процессе извержения. Фермор высказывается за образование базальтовой магмы при ослаблении давления из глубинной эклогитовой зоны, существование которой он допускает, как и некоторые другие авторы, исходя из гравитационных соотношений и из того факта, что эклогит представляет наиболее плотную минеральную комбинацию состава базальтовой магмы. Наконец, Боуэн допускает возможность образования базальтовой магмы за счет перидотитовой, которая составляет, вероятно, более глубокие слои литосферы (аналогия с метеоритами, на которую указывал уже Добрэ). Самый процесс превращения перидотита в базальтовую магму Боуэн называет выборочным плавлением (selective fusion); но трудно себе представить образование богатой полевым шпатом базальтовой магмы из перидотитовой, в которой полевошпатовые элементы почти или даже вовсе отсутствуют.

Проблема химического состава изверженных пород многогранна и затрагивает многие вопросы и петрографии и вулканологии. Нами уже была отмечена известная закономерность химического состава, выражающаяся в том, что среди изверженных пород возможны лишь некоторые определенные типы химического состава, что среди них не встречаются такие типы, которые, однако, возможны среди других силикатных пород, образовавшихся при других условиях и представляющих иные формы равновесия, как-то: контактные роговики и кристаллические сланцы. Точно так же при разборе минералогического состава была отмечена его зависимость от химического состава, равно как и влияние химического состава магмы на порядок выделения минералов. Разнообразие изверженных пород в пределах той или иной петрографической провинции или даже в пределах одного интрузивного массива, приводящее нас к учению о дифференциации, представляет другую и, быть может, наиболее животрепещущую проблему химизма изверженных пород. С этой последней проблемой тесно связан также вопрос о хронологической смене

в одном и том же вулканическом очаге лав различного состава. Наконец, особое место в ряду проблем химического состава занимает вопрос о родоначальной магме или родоначальных магмах, вопрос, носящий правда спекулятивный характер и не поддающийся строгому геологическому учету, но несомненно представляющий большой интерес. Ко всем этим сторонам химической проблемы изверженных пород следует присоединить также искания в области возможной связи химического состава с геологическим возрастом и с формами залегания. Издавна привыкли считать, что кислые породы, граниты, приурочены по преимуществу к древним периодам, главным образом, к докембрию и отчасти к палеозою, хотя встречаются граниты и мезозойские и даже третичные [1]). Впоследствии, по мере расширения наших сведений в области древних извержений, в эту концепцию была внесена поправка в том смысле, что в древних формациях кислые породы преобладают среди интрузивных образований, а основные среди эффузивных. Массовые излияния лав, носящие названия трещинных, площадных и т. п., которыми так изобилует третичный период и, отчасти, конец мелового, при сопоставлении их с трещинными излияниями Исландии как бы подсказывали, что такие массовые линейные или площадные излиянья присущи по преимуществу кайнозою; обширные трапповые площади Сибири, Индии (Деккан) и отчасти Сев. Америки, правда, заставили нас ввести значительную поправку в этот вывод. Другое обобщение по отношению к массовым излияньям заключается в том, что они, повидимому, играют доминирующую роль в подводных извержениях как неовулканических, так и древних. Все эти геолого-хронологические стороны химической проблемы изверженных пород, как было выше отмечено, скорее должны быть названы исканиями, чем решениями, они нами ставятся, ответы нащупываются, но по самой сути дела могут быть пока только предположительны. Значение этих сторон проблемы в значительной степени заключается в том, что здесь резко подчеркивается связь химической петрографии изверженных пород с вулканологией, связь настолько тесная, что во многих случаях трудно сказать, где кончается петрография и где начинается вулканология, или наоборот. Поэтому всякий петрограф, не проходящий мимо этих вопросов химической петрографии изверженных пород, а задумывающийся над ними, фатально приходит к вулканологии, равно как и

---

[1]) Дэли отмечает, однако, тот факт, что постархейские граниты пользуются несравненно меньшим распространением, чем допалеозойские. А для Германии Клоос недавно подчеркнул, что ее граниты приурочены, как общее правило, к границе между гнейсами и нижнепалеозойскими отложениями.

всякий вулканолог, который не довольствуется изучением внешнего процесса извержения и морфологии вулканических аппаратов, а вникает в генетические соотношения вулканических аппаратов, фатально сталкивается с вопросами петрографии.

Магматические формулы и коэффициенты

Исходным материалом, на котором основана химическая характеристика изверженных пород, сравнение между собою разных пород и возможность тех или иных петрогенетических выводов и сопоставлений, является химический анализ горной породы. Прежде довольствовались, анализируя горную породу, определением восьми (или немного более) наиболее в количественном отношении важных составных частей. Постепенно выяснилась необходимость гораздо более полных анализов. Широкое почти универсальное распространение в изверженных породах титановой кислоты и фосфорной кислоты делает их определение в настоящее время обязательным. Значение таких, хотя бы и в ничтожных количествах, входящих в изверженную породу веществ, как литий, рубидий, барий, стронций и др., которые могут нам помочь уловить генетическую связь между разными горными породами того или иного района, наконец, важность таких определений, как материала для госхимической истории разных элементов и их распространения в литосфере довели число определений в анализе горной породы до 15—20. Благодаря этому, анализ сделался громоздким; трудно непосредственным обозрением анализа или ряда анализов выявить характерные особенности данной породы или ряда пород. Отсюда стремление заменить громоздкий анализ какими-нибудь формулами или коэффициентами, которые в сжатой форме давали бы возможность уловить характерные особенности данной породы, не теряясь в мелочах, нужных для дальнейших подразделений.

Многие из старых анализов представляют в настоящее время негодный материал как по своей неполноте, так и по несовершенству методики. В частности, при определении железа безусловно необходимо отдельно определять окись и закись, а не давать лишь валовое содержание железа в виде окиси, так как окись и закись железа играют в изверженных породах совершенно разную роль. Незначительное содержание магнезии при очень большом содержании глинозема во многих случаях объясняется неправильностью методики осаждения глинозема, ведущей к одновременному выпадению магнезии. Определение щелочей просто по разности, вместо отдельного и непосредственного определения калия и натрия, в настоящее время также совершенно недопустимо.

Независимо от вышеизложенного, анализ, выраженный в весовых процентах, не дает правильного представления о количественных взаимоотношениях разных составных частей между собою и с кремнекислотой. Переводя мысленно или путем пересчета химический анализ на минералы, мы должны иметь состав породы не в весовых процентах, а в эквивалентах. Этот пересчет значительно упрощается, если пользоваться таблицами Озанна или Экермана.

Заметим, что весовые проценты иногда искажают истинные количественные взаимоотношения. Так, например, если в породе 3% натрия и 4% калия это не значит, что калия больше, ибо в эквивалентах отношения в этом случае как раз обратны; такую же картину представляет, например, порода с 5% извести и 4% магнезии и т. п.

Для целесообразного сравнения химических анализов изверженных пород между собою, для характеристики их химических особенностей, надо процентное содержание кремнекислоты и разных оснований перечислить на молекулярные отношения и желательно найти простые коэффициенты и формулы, которые резюмировали бы особенности химического состава в компактной форме. Существует несколько методов таких пересчетов; наибольшим распространением пользуются методы Озанна, Вашингтона-Пёрсона-Кросса-Иддингса (так наз. американский) CJPW, или Ниггли и тот, который был предложен мною в 1897 г.; мы будем в дальнейшем пользоваться этим последним, сущность которого сводится к нижеследующему.

Для общей характеристики химического состава изверженной породы, для вычисления по химическому составу изверженной породы ее минералогического состава, надо перечислить анализ, который всегда дается в весовых процентах кремнекислоты и оснований, на эквивалентные молекулярные количества. С этой целью мы делим число, выражающее процентное содержание кремнекислоты или того или иного окисла на соответствующий частичный вес [1]). Чтобы иметь дело не с дробями, а с целыми числами, можно полученные величины помножить на 10 или на 100. Отсюда легко уже перейти путем соединения окислов одного типа к такой краткой магматической формуле, которая дает в сжатом виде все родовые особенности данного семейства или рода, подобно тому как общая, так сказать, алгебраическая, формула пироксенов, оливинов, гранатов и т. п. дает общий тип состава данной группы, считаясь с изоморфными замещениями и с тем или иным

[1]) TiO^2, вода, CO^2, P^2O^5, Cl, S отбрасываются, при чем вычитается тройное по сравнению с P^2O^5 молекулярное количество CaO, необходимое для образования с P^2O^5 фосфата, а также то количество CaO, которое нужно для образования с CO^2 кальцита.

конкретным значением групп R^2O, RO, R^2O^3 в определенном роде и виде. Такие общие алгебраические формулы хорошо и достаточно характеризуют данное семейство, в пределах которого, в зависимости от того или иного конкретного значения коэффициентов при R^2O, RO, R^2O^3 и SiO^2 и получаются определенные роды и виды. Приведя сумму R^2O, RO, R^2O^3 и SiO^2 к 100, можно было бы получить в процентах формулы такого вида: $nR^2OmROpR^2O^3qSiO^2$. Такие формулы были мною в свое время вычислены, но практически я предпочитаю пользоваться и всегда пользовался еще более компактной формулой: соединяя сумму R^2O и $\overline{RO}$ в одно целое, обозначаемое $\overline{R}O$, и давая отдельно отношение $R^2O : RO$, мы получаем формулу такого вида: $n\overline{R}OmR^2O^3pSiO^2$, а приняв коэффициент при R^2O^3 за единицу $\frac{n}{m}\overline{R}O\ R^2O^3\ \frac{p}{m}SiO$, т. е. $p\overline{R}O\ R^2O^3 q\ SiO^2$ и $R^2O : RO = a : 1$ или $R^2O : RO = 1 : b$, в зависимости от преобладания щелочей или щелочных земель.

Вот пример перечисления анализа на магматическую формулу и коэффициент кислотности.

	%	Эквиваленты			
SiO^2	63,23	SiO^2	1,0665		
TiO^2	0,51	Al^2O^3	0,1683	0,1842	
Al^2O^3	16,97	Fe^2O^3	0,150		
Fe^2O^3	2,53	FeO	0,364		
FeO	2,52	MgO	0,632	0,1908	
MnO	0,08	CaO	0,0912		0,2763
MgO	2,51	Na^2O	0,644	0,0855	
CaO	5,06	K^2O	0,211		
Na^2O	3,95				
K^2O	1,95				
H^2O	0,87				
	100,17				

$$2\ .\ 8RO1\ .\ 8R^2O^310\ .\ 7SiO^2 = 1\ .\ 5ROR^2O^35\ .\ 79SiO^2.$$

$$\beta = 43$$
$$\alpha = 2{,}57$$
$$\gamma = 2{,}31$$
$$R^2O : RO = 1 : 2\ .\ 2$$

Принимая во внимание, что изверженные породы являются прежде всего силикатными породами, и что магма, из которой они получаются, является магмой силикатной, и учитывая то обстоятельство, что при значительных вариациях в содержании кремнекислоты и разных оснований общий облик магмы и полученной из нее породы в значительной степени определяется относительными количествами кремнекислоты и общей суммы оснований, издавна различали богатые и бедные кремнекислотою породы под названием кислых, средних и основных. Первоначально границы этих групп определялись известным процентным содержанием кремнекислоты. В 1890 г. я заменил это произвольное разграничение понятием о кислотности магмы или горной породы и предложил называть средними те

породы, в которых вся кремнекислота насыщена основаниями, кислыми—те, в которых есть избыток кремнекислоты, т. е. свободная кремнекислота (в полнокристаллической породе являющаяся всегда в виде кварца), основными—те, в которых есть недохват кремнекислоты для насыщения всех оснований, т. е. магмы недосыщенные и ультраосновные магмы—сильно недосыщенные. Для обозначения кислотности был введен особый коэффициент кислотности, обозначаемый буквой α и дающий отношение числа атомов кислорода кремнекислоты к числу атомов кислорода всех оснований. Вычисляется этот коэффициент следующим образом: если магматическая формула $m\overline{R}O\ nR^2O^3pSiO^2$, то коэффициент кислотности $\alpha = \frac{2p}{m+3n}$; следовательно, в конкретном случае $1.17\overline{R}O\ .\ R^2O^37\ .\ 43SiO^2$ мы имеем $\alpha = \frac{7.43 \times 2}{1.17+3} = 3.56$.

Понятие о кислых, средних и основных породах, как пересыщенных, насыщенных и недосыщенных кремнекислотой, и коэффициент кислотности, как показатель наличия или отсутствия свободной кремнекислоты, применимы лишь к полиминеральным, по меньшей мере, биминеральным породам, но не к породам мономинеральным. Так, например, ортоклазит или альбитит и по содержанию кремнекислоты (68%, 69%) и по коэффициенту кислотности ($\alpha = 3$) должны были-бы быть названы кислыми, между тем как эти породы, состоящие из минералов насыщенных, но не пересыщенных кремнекислотой, свободной кремнекислоты, конечно, не содержат.

Средние формулы являются известной абстракцией, условным выражением наиболее обычного среднего типа, около которого и варьируют с уклонением в ту или иную сторону отдельные конкретные случаи. Поэтому следующей задачей химической характеристики изверженных пород, после установления среднего типа, является определение пределов колебаний отдельных коэффициентов в наших формулах и в других условных обозначениях. Эти пределы могут быть установлены путем внимательного сопоставления отдельных анализов или при помощи приемов вариационной статистики. В специальной части будут даны эти пределы для отдельных семейств.

В тех случаях, когда требуется лишь общая характеристика химического облика серии горных пород, можно вышеприведенные формулы заменить упрощенными символами. В самом деле, для общей характеристики химического облика горной породы достаточно знать три величины: 1) отношение $\overline{R}O : R^2O^3$, 2) коэффициент кислотности, 3) отношение $R^2O : \overline{R}O$. Так как R^2O^3 всегда приравнивается к единице, то отношение $\overline{R}O : R^2O^3$ определенно выражается коэффициентом при $\overline{R}O$; обозначим эту величину через R или $\overline{R}$ и будем ставить коэффи-

циент за ним. Коэффициент кислотности остается таким, каким он был и раньше. Что касается третьей величины, то ведь нам важно лишь знать, принадлежит ли порода к щелочным, к щелочноземельным или к промежуточным, т. е. преобладает ли R^2O над RO или наоборот, или же R^2O приблизительно равно RO; самые числа, выражающие эти отношения, для общей характеристики не нужны. Этот знак щелочности можно выражать просто плюсом (+) для $R^2O > RO$, минусом (—) для $R^2O < RO$ и $\pm$ для $R^2O = RO$ [1]).

Таким образом, символ породы сведется к одному из следующих двух обозначений:

$$\text{или} \begin{array}{l} + \mathrm{Rn\alpha m}, \text{ например}, + \mathrm{R3_3\alpha 2{,}5} \\ + \mathrm{R_n\alpha_m}, \text{ например}, + \mathrm{R_3\alpha_{2{,}5}}. \end{array}$$

Наконец, можно символ еще упростить, если писать его в виде дроби, считая всегда R за числитель, а α за знаменатель, т. е.:

$$\begin{array}{lll} & + \frac{n}{m}, & \text{например}, + \frac{3}{2{,}5} \\ \text{или} & - \frac{n}{m}, \ldots\ldots & - \frac{3}{2{,}5} \\ \text{или} & \pm \frac{n}{m}, \ldots\ldots & \mp \frac{3}{2{,}5} \end{array}$$

Такой символ вполне характеризует химический облик горной породы, так как состоит из трех независимых друг от друга параметров. По своей простоте и компактности он дает возможность на диаграммах, изображающих взаимоотношение горных пород, заменять фигуративную точку породы ее символом.

Эти символы удобны и для обозначения пределов колебаний величины $\overline{RO}$ и α в каком-нибудь семействе или типе. Например, символ русских гранитов:

$$\begin{array}{ll} \text{средний тип} \ldots\ldots & + \frac{1{,}05}{4{,}12} \\ \text{пределы колебаний} & + \frac{0{,}8 - 1{,}1}{3{,}8 - 5} \end{array}$$

Есть еще один коэффициент, представляющий известный интерес, а именно, отношение числа частиц кремнекислоты к общему числу частиц оснований. Назовем этот коэффициент кислотным параметром и обозначим его через γ. Интересно, что величина 2 для γ является предельной для пород, насыщенных кремнекислотой: если γ превышает 2, то в породе интрузивной всегда есть кварц, т. е. она является кислой.

---

[1]) Если угодно, можно обозначить значительную щелочность двумя плюсами, а значительное преобладание щелочных земель двумя минусами.

Другое интересное соотношение заключается в том, что если расположить интрузивные породы по убывающей величине кислотного параметра, то значение γ для каждой из них окажется средним арифметическим между параметрами двух смежных с нею пород.

Наконец, буквою β обозначается число частиц оснований, приходящихся на 100 частиц кремнекислоты, т. е. в вышеприведенной формуле:

$$\beta = \frac{(m+n)\ 100}{p} \text{ или } \beta = \frac{(1{,}17+1)\ 100}{7.43} = 30.$$

Можно было бы эти соотношения выражать и иначе, а именно, приведя всю сумму частиц оснований и кремнекислоты к 100, определить в % % число частиц SiO^2 и оснований. Если взять при этом не три члена (RO, R^2O^3, SiO^2), а четыре (R^2O, RO, R^2O^3, SiO^2), то можно пользоваться для диаграмм тетраэдром, как это было сделано Федоровым. Для диаграмм трехчленных формул можно пользоваться равносторонним треугольником.

Пользуясь этим методом, можно дать группировку изверженных пород по их химическим особенностям приведенную в таблице на стр. 165—168; разрядкой отмечены породы глубинные, буквой а — эффузивные.

Существуют разные методы графического изображения взаимоотношений изверженных пород по их химическому составу. Остроумную диаграмму применительно к принятым нами здесь формулам и коэффициентам дал В. Н. Лодочников. Сущность этой диаграммы, в изложении самого Лодочникова, любезно сделавшего диаграмму и написавшего пояснение к ней, дана в конце книги.

Средний валовой химический состав изверженных пород

Если взять среднее арифметическое из большого числа анализов какой-нибудь страны или всего света, то получится так называемый средний валовой состав изверженных пород. Такой подсчет был сделан Кларком (Clarke). Принимая во внимание, что осадочные породы играют незначительную роль в составе литосферы (по Кларку 95% составляют изверженные породы и лишь 5% осадочные), можно этот средний состав изверженных пород считать за средний валовой состав каменной литосферы в целом.

На нижеприводимой таблице даны числа, выведенные Кларком и Вашингтоном; они показывают, что в среднем валовой состав изверженных пород или литосферы соответствует сиениту; чем больше анализов положено в основание вычислений, тем ближе результат подходит к сиениту, как показывают последние данные, выведенные

Химическая классификация изверженных пород

Группы	Подгруппы	Семейства		α	$RO : R^2O^3$ или R	$R^2O : RO$
A. **Ультра-основные породы или гипобазиты.** (Магмы асиликатные и моносиликатные, или мейосиликатные). $\alpha < 1{,}3$	I. *Магмы несиликатные.*	1. Сульфидолиты (Магматические сульфиды Fe, Cu, Ni).				
		2. Ферролиты и шпинеллиты (Магматический магнетит и титаномагнетит. Хромит).				
		3. Карбонатиты.				
	II. *Магмы щелочноземел.:* a) Магмы сесквиоксидн.	4. Корундо - полевошпатовые и шпинелевые породы (Кыштымит).		0,35	0,3	1 : 7
	b) Магмы лишенные глинозема или бедные им.	5. Перидотиты.		1,17	12	
		5a. Пикриты.				
		6. Альнёит.				
		6a. Мелилитовый базальт.		1,03	6,3	1 : 12,7
	III. *Магмы промежуточные (более или менее богатые глиноземом).*	7. Рудные габбро и пироксениты.		1,26	3,5	1 : 21
		7a. Рудные порфириты.				
		8. Ультра-щелочноземельные (алькалиптоховые) габбро.		1,14	3,5	1 : 38
		8a. Алькалиптоховые порфириты.				
		9. Ийолит.				
		10a. Лимбургит и авгитит.	Базанитовая магма.	1,26		1 : 56
		11. Нефелин. базальты, базаниты и т. п. Лейцитовые базальты, базаниты и т. п.		1,20	1,5—2,5	1 : 3,3
				1,21		1 : 4,6
		12. Мончикит.		1,20		1 : 3,7
		12a. Анальцимовый базальт.				
		13. Камптонит.		1,24	1,5	1 : 4,1

Примечание: Названия интрузивных пород набраны разрядкой, а эффузивных обыкновенным шрифтом; у порядкового номера эффузивных пород стоит буква *a*.

Группы	Подгруппы	Семейства		α	$RO : R^2O^3$ или R	$R^2O : RO$
	IV. *Магмы щелочные,*	14. Уртит.		1,21	1,1	6,9 : 1
B. **Основные породы или базиты** (Магмы монобисиликатные). $2{,}2 > \alpha > 1{,}3$	V. *Магмы щелочно-земельные:* a) Магмы бедн. глиноземом или совсем безглиноземн.	15. Пироксениты и горнблендиты.		1,83	> 20	
	b) Магмы более или менее богатые глиноземом.	16. Габбро. Нориты. Гиперстениты.	Базальтовая (или габброидная) магма.	1,49 1,71	2,5—3	1 : 6 до 1 : 8
		16a. Базальты. Диабазы.		1,63		
		17. Шонкиниты. Миссурит.		1,60	5	1 : 1,5
		18. Нефелиновое габбро (= Ийолит).		1,34	2	1 : 1,5
		19. Эссекситы.		1,58	2	1 : 3,4
		19a. Тефритобазальты. Мелафиры.		1,48 1,9	2,1 2,3	1 : 2,5 1 : 3,6
		20. Вогезиты.		1,52	2,6	1 : 4,3
		21. Габбросиениты (Монциниты).		2,0	3	1 : 3,9
		21a. Трахибазальты. (Трахидолериты).		2,0	3,5	1 : 4
		22. Диориты.		1,77	1,5	1 : 4,3
		23. Лабрадориты. Анортозиты.		1,61	1	1 : 3

Группы	Подгруппы	Семейства	α	$RO : R^2O^3$ или R	$R^2O : RO$
	VI. *Магмы промежуточные.*	24. Тефриты (?).	1,75	2,6	1 : 1,5
		24a. Трахититы.	1,79	1,25	1 : 1
		25a. Андезитотрахиты.	2,07	1,4	1 : 1
	VII. *Магмы щелочные.*	26. Нефелиновые сиениты.	1,92	1	32 : 1
		26a. Фонолиты.	2,0	1	4,5 : 1
		27. Тингуаиты.	2,0	1,27	6 : 1
C. **Средние породы или мезиты** (Магмы бисиликатные). $2,5 > \alpha \leq 2$	VIII. *Магмы щелочноземельные.*	28. Сиенитодиориты.	2		
		28a. Андезиты и порфириты.	2,20—2,4	1,4—1,7	1 : 2,8
		28b. Андезитотефриты.	2,17	1,3,8	1 : 1,8
		29. Сиениты.	2,34	1,8	1 : 2,2
		29a. Порфиры и кератофиты.	2,21	1,7	1 : 1,4
	IX. *Магмы щелочные.*	30. Щелочн. сиениты.	2	1	1 : 6,1
		30a. Трахиты.	2,42	1,25	1 : 2,1
		31. Тёнсбергиты.	2,23	1	1 : 2,1
		(Микроклиниты, ортоклазиты).	3,0		
	X. *Магмы щелочноземельн.*	32. Кварцевые базиты. (Кварцевые габбро).	2,4	1,7	1 : 2,1
	XI. *Магмы щелочноземельные.*	33. Кварцевые диориты.	2,8	1,5	1 : 2,4
		33a. Санторииты.	3,02	1,8	1 : 1,5
		33b. Кварцевые порфириты.	3,0	1,25	1 : 1,2
		34a. Банатиты.	2,56	1,4	1 : 1,8
		34a. Андезитодациты.	2,5	1,5	1 : 2,2

Группы	Подгруппы	Семейства	α	$RO : R^2O^3$ или R	$RO^2 : RO$
D. **Кислые породы или ацидиты** (Магмы полисиликатные или плейстосиликатные). $\alpha \geqq 2,5$	XII. *Магмы промежуточные.*	35. Адамеллиты (= Плагиоклаз. граниты).	3,36	1,25	1 : 1,6
		35a. Дациты и кв. порфириты.	3,02	1,25	1 : 1,5
		Граносиениты.	2,94	1,35	1 : 1,2
		35b. Липаритодациты (Деллент).	3,6	1,1	
	XIII. *Магмы щелочные.*	36. Пантеллеритограниты.	3,50	$>1,5$	
		Пантеллеритодациты.			
		36a. Пантеллериты.	3,56	1,7	1,6 : 1
		37. Гранититы.	3,70	1,2—1,5	
		37a. Трахилипариты.	3,35	1,2	1,8 : 1
		38. Нормаркиты.	2,68	1	4,5 : 1
		38a. Кварц. трахиты.	2,55	1	5,1 : 1
		39. Граниты.	3,91	$<1,25$	1,7 : 1
		39a. Липариты, кварц. порфиры и кв. кератофиты.	>4		25 : 1 4 : 1
E. **Ультра-кислые породы или гиперациданты.** $\alpha > 5.$	XIV. *Магмы щелочноземельные.*	40. Грейзен.		$<1,25$	
		41. Аляскит.	>5		
	XV. *Магмы щелочные.*	42. Аплитовые граниты.			
		42a. Кварц. грорудиты и кв. кератофиты.			
	XVI. *Магмы совсем или почти совсем лишенные оснований.*	43. Кварцолиты.			

	Среднее по Кларку 1920 г.	Пелиты и глинистые сланцы	Среднее по Вашингтону 1921 года (5179 анал.)	Среднее по Кюпфу	Среднее из состава гранита и базальта	Средн. состав земной коры по Кларку	Песчаники	Известняки
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO^2 . . .	59,83%	58,11%	59,09%	62,52%	60,17%	59,77%	78,31%	5,19%
TiO^2	0,79	0,65	1,05	0,74	0,89	0,77	0,25	0,06
Al^2O^3 . . .	15,02	15,40	15,35	15,93	15,43	14,89	4,76	0,81
Fe^2O^3 . . .	2,62	4,02	3,08	2,95	3,55	2,69	1,08	0,54
FeO	3,43	2,45	3,89	3,30	4,07	3,39	0,30	
MnO . . .	0,10	—	0,12	—	0,23	0,09	—	0,05
MgO . . .	3,74	2,44	3,49	3,01	3,62	3,74	1,16	7,89
CaO	4,83	3,10	5,08	5,14	5,63	4,84	5,50	42,57
Na^2O . . .	3,37	1,30	3,84	3,45	3,24	3,25	0,45	0,05
K^2O	3,05	3,24	3,13	2,69	2,82	2,98	1,32	0,33
ZrO^2 . . .	0,023	—	—	—	—	0,02	—	—
CO^2 . . .	0,49	2,63	—	—	—	0,70	5,04	41,54
P^2O^5 . . .	0,29	0,17	0,30	0,27	0,35	0,28	0,08	0,04
S	0,10	0,65 [1]	—	—	—	0,10	0,07 [1]	0,05 [1] 0,09
Cl	0,063	—	—	—	—	0,06	—	0,02
F	0,10	—	—	—	—	0,09	—	—
BaO	0,10	0,05	—	—	—	0,09	0,05	—
SrO	0,043	—	—	—	—	0,04	—	—
NiO	0,026	—	—	—	—	0,025	—	—
Cr^2O^3 . . .	0,048	—	—	—	—	0,05	—	—
V^2O^5 . . .	0,026	—	—	—	—	0,025	—	—
Li^2O	0,011	—	—	—	—	0,01	—	—
C	—	0,80	—	—	—	0,3	—	—
H^2O- . . .	0,48	—	—	—	—	2,02	—	—
H^2O+ . . .	1.42	4,99	1,14	—	—	—	1,63	0,77
неопред. . .	—	—	0,48	—	—	—	—	—
	100,00	—	100,00	100,00	—	100,00	—	—

[1]) SO^3.

Вашингтоном более, чем из 5000 анализов. Все эти вычисления встречают одно серьезное возражение, а именно, что при таком статистическом подсчете не приняты во внимание количественные соотношения разных горных пород в природе. Однако, можно, повидимому, допустить, что большое число анализов дает корректив к этому дефекту.

Кнопф сделал попытку ввести корректив в виде коэффициентов к разным породам, согласно указанным Дэли количественным их соотношениям, и получил состав несколько отличный, а именно, близкий к андезитодациту.

Хорошо известно, что породы гранитовой магмы, с одной стороны, и базальтовой (габброидной), с другой, значительно преобладают над всеми остальными и пользуются приблизительно одинаковым распространением. Отсюда вытекает, что средний валовой состав литосферы отвечает среднему из этих двух магм. И, действительно, среднее из гранитной и базальтовой магмы очень близко к среднему валовому составу литосферы, вычисленному вышеуказанным путем.

Вычисления Кларка и других дают картину распространения элементов в земной коре. Лишь 8 элементов превышают 2%, все остальные определяются долями процента; около 99,9% всей литосферы составляют около 16 элементов; на долю всех остальных приходится 0,1%.

На таблице (стр. 169) даны числа Кларка и Вашингтона, которым соответствуют следующие магматические формулы и коэффициенты:

№№	Магматическая формула	$R^2O : RO$	Коэффиц. кислотности	Примечания
I	$1{,}83\ \overline{RO}\ R^2O^3\ 6{,}0\ SiO^2$	1 : 2,4	2,52	От сиенита отличается только небольшим избытком SiO^2.
III	$1{,}84\ \overline{RO}\ R^2O^3\ 5{,}8\ SiO^2$	1 : 2,2	2,39	Почти тождествен. с сиенитом.
IV	$1{,}61\ \overline{RO}\ R^2O^3\ 6\ SiO^2$	1 : 2,3	2,58	Приблиз. соответствует андезитодациту.
V	$1{,}81\ \overline{RO}\ R^2O^3\ 5{,}8\ SiO^2$	1 : 2,8	2,41	Почти тождествен с сиенитом.

Таким образом в среднем состав всей литосферы (считая приблизительно наружную ее зону мощностью около 20 *км*) соответствует сиениту, т. е. средней магме. Если же брать в отдельности материки и океаны, картина меняется. Отдельные материковые районы или целые материки дают в среднем состав кварцевого диорита, т. е. кислой магмы; для океанов (как Тихого, так и Атлан-

тического) получается состав базальта, т. е. магмы основной. Отсюда можно сделать заключение, что фундамент материков сложен из более легких кислых пород или магматических масс, а фундамент океанов—из более тяжелых основных. Сделанные Вашингтоном вычисления средней плотности (удельного веса) подтверждают такое же различие между материками и подокеаническими частями литосферы.

Если от этих формул перейти к отдельным элементам, то, как показывает нижеследующая таблица (стр. 172), ясно вырисовывается разнообразие количественного значения разных элементов в земной коре; главную роль в составе литосферы играют восемь элементов, которые являются в настоящем смысле слова литофильными элементами.

В последнее время была сделана попытка найти связь между распространением химических элементов и их положением в периодической системе. Харкинс отметил, что наиболее широко распространенные элементы принадлежат по большей части к элементам с четным порядковым номером. Нижепоименованные 28 элементов составляют 99,56% всей земной коры:

H 1	Mn 25	Ti 22
B 5	Cu 29	Si 24
N 7	As 33	Fe 26
F 9	Ag 47	Ni 28
Na 11	C 6	Zn 30
Al 13	O 8	Sr 38
P 15	Mg 12	Sn 50
Cl 17	S 16	Ba 56
K 19	Ca 20	Pb 82
V 23		

Как видно, половина этих элементов имеет четный порядковый номер и половина—нечетный. Из наиболее распространенных опять-таки 7 имеют четный атомный номер и 7 — нечетный.

Можно отметить еще другое соотношение, подчеркивающее различие между кислой и основной магмой. Если не считать четного кремния и нечетного алюминия, которые одинаково важны для обеих магм, то оказывается, что для кислой магмы характерны по преимуществу элементы нечетные, а для основной — четные.

Кислая магма: H — 1, Li — 3, B — 5, F — 9, Na — 11, Cl — 17, K — 19.

Основная магма: Mg — 12, Ca — 20, Ti — 22, Cr — 24, Fe — 26, Ni — 28.

Таблица распространения элементов

	I. По Кларку		II. По Вашингтону [1].	
	A. В изверженных породах	*B.* Во всей литосфере		
O	47,29	47,33	Кислород	46,43%
Si	28,02	27,74	Кремний	27,77
Al	7,96	7,85	Алюминий	8,14
Fe	4,56	4,50	Железо	5,12
Ca	3,47	3,47	Кальций	3,63
Mg	2,29	2,24	Натрий	2,85
Na	2,50	2,46	Калий	2,60
K	2,47	2,46	Магний	2,09
H	0,16	0,22	Титан	0,629
Ti	0,46	0,46	Фосфор	0,130
C	0,13	0,19	Водород	0,127
Cl	0,063	0,06	Марганец	0,096
P	0,13	0,12	Фтор	0,077
S	0,10	0,12	Хлор	0,055
Ba	0,093	0,08	Сера	0,052
Mn	0,078	0,08	Барий	0,048
Sr	0,034	0,02	Хром	0,037
F	0,10	0,10	Цирконий	0,028
Zr	—	0,017	Углерод	0,027
Ni	—	0,020	Ванадий	0,021
Cr	—	0,034	Никкель	0,019
V	—	0,017	Стронций	0,018
Li	—	0,004	Литий	0,003
		100,00	Медь	0,002
Все прочие элементы	—	0,50	Церий и т. п.	0,001
		100,00	Бериллий	0,00*x*
			Кобальт	0,00*x*
			Бор	0,00*x*
			Цинк	0,000*x*
			Свинец	0,000*x*
			Мышьяк	0,000*x*
			Кадмий	0,0000*x*
			Олово	0,0000*x*
			Ртуть	0,0000*x*
			Сурьма	0,0000*xx*
			Молибден	0,0000*xx*
			Серебро	0,00000*xx*
			Вольфрам	0,00000*xx*
			Висмут	0,00000*xx*
			Селен	0,000000*xx*
			Золото	0,000000*xx*
			Бром	0,000000*xx*
			Теллур	0,0000000*xx*
			Платина	0,0000000*xx*

[1]) H. Washington. The chemistry of the earth's crusi. (Geoph. Labor 1920).

Газы, выделяемые накаливаньем из гранитов, обсидианов и других изверженных пород, представляют различные смеси углекислоты, сероводорода, окиси углерода, метана, водорода, азота и аргона. Из обсидианов и смоляных камней Брен получал, кроме этих газов, также хлор, соляную кислоту, нашатырь и другие хлориды; некоторые горные породы, быть может, содержат и гелий; объем газов превышает в 15—20 раз объем куска породы, из которого они получаются.

Сопоставление приведенного на стр. 169 состава главнейших осадочных пород (глин, песчаников и известняков) с составом изверженных пород иллюстрирует происшедшее при образовании осадочных пород из изверженных перераспределение элементов; чтобы дополнить эту картину, необходимо также учесть соли, растворенные в морской воде и в источниках.

ГЛАВА VIII

Механизм кристаллизации магмы

Магма представляет сложный раствор, сложный не только потому, что он является однородной смесью целого ряда расплавленных минералов, но еще и потому, что этот сложный расплав более или менее богат летучими составными частями, которые остаются при высокой температуре в растворе вследствие того, что расплав находится под давлением. Эти летучие составные части изменяют физические свойства расплава и сами иногда принимают участие в совершающихся в нем химических процессах, входя в состав тех или иных из образующихся при кристаллизации соединений. Магма состоит, главным образом, а иногда почти целиком, из силикатов, — в кислых магмах с более или менее значительной примесью свободной избыточной кремнекислоты. Это само по себе уже объясняет значительную вязкость большинства магматических расплавов и склонность многих из них к явлениям переохлаждения. Эта вязкость понижается, а вместе с тем повышается и кристаллизационная способность, не только от примеси вышеупомянутых летучих составных частей, но и от присутствия, хотя правда и в небольших количествах, фосфорной кислоты, титановой кислоты, сульфидов и некоторых других примесей.

Минералы будущей горной породы находятся в магме в диссоциированном состоянии; это было установлено непосредственно определением электропроводности силикатных расплавов, а также указанными ниже примерами инконгруэнтного плавления силикатов.

Поскольку магма является силикатным расплавом, ее кристаллизация управляется в первую голову двумя соотношениями. Во-первых, все входящие в состав изверженных пород силикаты представляют изоморфные смеси, благодаря чему и сохраняется в них способность давать начало минералам одной и той же группы силикатов при разных отношениях между натрием и калием, между известью и натрием, между магнезией, известью и закисью железа, между глиноземом и окисью железа. Только благодаря этим изоморфным соотно-

шениям и сохраняется в породах различного состава тип пироксена или амфибола, тип слюды, тип плагиоклаза и т. п. Силикаты иногда дают с несиликатными составными частями некоторые определенные соединения (тип содалитов). Во вторых, представители каждой группы силикатов, находящиеся между собою в изоморфных отношениях, с представителями другой группы силикатов обыкновенно не дают ни изоморфных смесей, ни определенных соединений, а находятся с ними в соотношениях, определяемых эвтектической схемой кристаллизации расплавов. Следует помнить, что и температура плавления, и самый состав эвтектики под большим давлением смещаются; так по Пушину и Гребенщикову эвтектика дифениламина и уретана смещается на 34 молекулярных процента.

К этим двум основным явлениям, которыми управляется кристаллизация магмы, присоединяется взаимодействие уже выделившихся кристаллов с жидкой фазой, т. е. те явления коррозии и новообразований, которые в металлографии называются перитектикой, и, наконец, тот распад твердых растворов, который часто наступает при охлаждении уже выделившихся смешанных кристаллов и дает эвтектоид; Гюртлер называет это дистектикой (метатектикой).

Для правильной оценки явлений, происходящих при кристаллизации магмы, следует иметь в виду еще и то обстоятельство, что при плавлении разных веществ, в частности силикатов, возможны два случая: 1) какое-нибудь соединение, в простейшем случае соединение из двух компонентов, при плавлении не разлагается, т. е. целиком переходит в расплавленное состояние, так что получается расплав того же состава, как и первоначальное соединение; этот случай называется конгруэнтным плавлением; 2) при плавлении вещество распадается, так что получаются расплав и новые твердые соединения, т. е. получающийся расплав и первоначальная твердая фаза обладают различным составом: этот случай называется инкогруэнтным плавлением. Само собою разумеется, что в конце концов, когда все перейдет в расплавленное состояние, состав расплава будет соответствовать составу первоначального вещества; но в начальных стадиях плавления будет наблюдаться вышеуказанная инконгруэнтность, свидетельствующая о том, что первоначальное вещество при плавлении распадается вследствие диссоциации на новые соединения. При застывании такого расплава не вся масса застывает в одну твердую фазу, а получаются на разных стадиях застывания разные продукты, носящие иногда временный характер, так что они могут быть обнаружены только при быстрой закалке расплава в начале застывания; при медленном же застывании эти первоначальные продукты снова

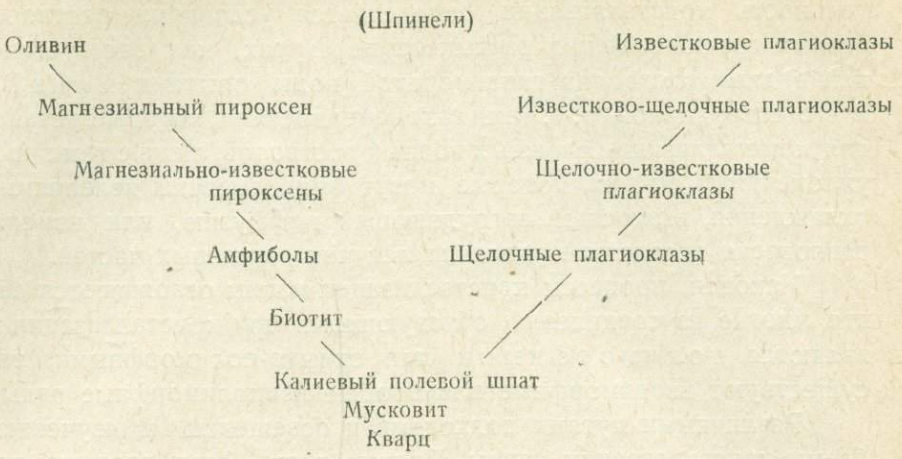
растворяются в еще жидкой части и в результате дают твердую фазу того же состава, что и весь расплав. Относящиеся сюда явления были подмечены еще Дёльтером, который показал, например, для гранатов, что они при плавлении распадаются на другие соединения. Впоследствии Боуэн изучал эти явления систематически при помощи закалки и сделал из них выводы о ходе процесса кристаллизации и дифференциации магмы.

Процесс кристаллизации магмы не следует рассматривать как простую кристаллизацию раствора, из которого в известной последовательности выделяются те или иные минералы, которые являются окончательными составными частями образующейся при этом горной породы. Закалка и термическая обработка металлических сплавов показывает, что сплав определенного состава может иметь различный минералогический состав при разных температурах кристаллизации. Это же было обнаружено Боуэном при изучении кристаллизации силикатов в лаборатории, когда он применил для изучения разных стадий этого процесса метод закалки. Его классический опыт заключается в следующем. Если взять смесь, соответствующую по составу метасиликату магния, т. е. энстатиту, и расплавив ее медленно кристаллизовать, то получается клиноэнстатит. Но если этот расплав в начальной стадии кристаллизации закалить, можно констатировать, что образовались мелкие кристаллы ортосиликата магния, т. е. форстерит, который очевидно при нормальной медленной кристаллизации вступает в реакцию с обогащенной кремнекислотой жидкостью и превращается в клиноэнстатит. Таким образом форстерит является, так сказать, временным минералом, соответствующим диссоциационной фазе данного расплава и исчезающим при нормально медленной его кристаллизации. Но этот оливиновый минерал может сохраниться или в случае закалки, т. е. прекращения процесса кристаллизации до того, как настанет реакция этого временного минерала с остаточной жидкостью, или если он путем отсадки успеет выйти из сферы воздействия на него материнского расплава.

Не придавая этому явлению того широкого значения, какое приписывает ему в процессе формирования изверженных пород Боуэн, нельзя не признать, что в некоторых случаях возможно существование в изверженных породах и этих минералов диссоциационной фазы кристаллизации магмы.

Явление выделения в начальной стадии кристаллизации магмы соединений, неустойчивых в дальнейшем процессе ее охлаждения и вступающих в реакцию с жидкой частью магмы, Боуэн называет реакционным принципом и выводит отсюда общую последовательность выделения минералов из магмы.

Боуэн дает такую реакционную серию:



Поскольку эта схема основана на плагиоклазах, это есть не что иное, как уже известное со времен Коновалова и Кюстера соотношение, что первые порции изоморфной смеси более богаты тем компонентом, который повышает точку плавления (в данном случае анортит), и дальнейшие постепенно обогащаются более легкоплавким компонентом (в данном случае альбит). С другой стороны, эта схема устанавливает один универсальный ряд последовательности выделения минералов из магмы и потому подобна прежнему ряду Розенбуша, который считал, что минералы выделяются в порядке последовательно убывающей основности (оливин, пироксены и амфиболы, плагиоклазы, щелочные полевые шпаты, кварц), если взять схему в общих чертах (не может быть нами удержан), так как в зависимости от растворимости и изменений относительной растворимости от температуры, давления и примесей последовательность кристаллизации может меняться. Мы знаем, например, что полевые шпаты как правило кристаллизуются после железисто-магнезиальных силикатов, но в диабазах и офитовых габбро, в некоторых нефелиновых сиенитах они, наоборот, выделяются раньше. Магнетит обыкновенно является одним из первых продуктов кристаллизации, но есть случаи, когда он выделяется в более позднюю фазу кристаллизации и даже в самом конце и т. п. Сам Боуэн признает, что нельзя безоговорочно переносить наблюдения над отдельными парами минералов на сложную природную магму и что там соотношения могут иногда быть видоизменены.

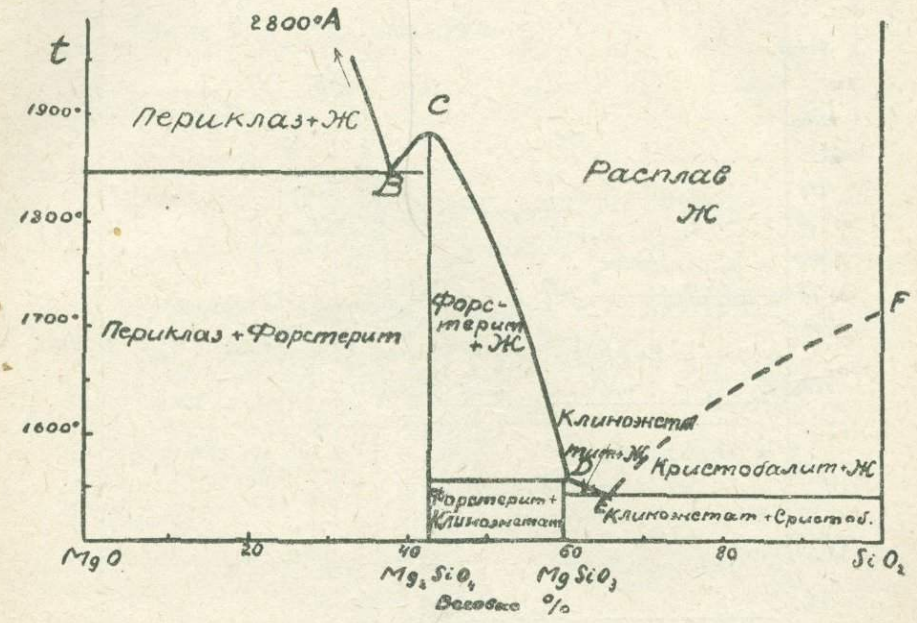
Эта общая последовательность, не является, след., всеобъемлющим общим правилом и не обнимает, например, тех случаев, когда полевые шпаты кристаллизуются раньше цветных минералов (диабазы

и габбродиабазы, многие нефелиновые сиениты и др.). Последовательность кристаллизации определяется условиями растворимости разных соединений при разных температурах, как это установлено для водных растворов типа морской воды опытами Вант-Гоффа и его сотрудников, т.-е. теми закономерностями, которые установлены для кристаллизации сложных водных растворов, лишь с теми частными уклонениями от них, которые могут быть вызваны явлениями переохлаждения, вязкостью, затрудняющей диффузию, или изменениями равновесия вследствие удаления летучих составных частей.

Наконец, процессы кристаллизации магмы осложняются еще тем, что многие из соединений, образующихся при кристаллизации магмы, являются полиморфными или скрыто-полиморфными, так что существуют изодиморфные или вообще изополиморфные ряды.

Различными путями подходили к освещению и изучению проблемы кристаллизации магмы. Прежде всего были сделаны попытки освещения этой проблемы эмпирическим путем, на основании того эмпирического материала, который давало подробное микроскопическое исследование разных пород и сопоставление возможно большего числа разнообразных пород. Детали структуры, последовательность выделения минералов из магмы в том виде, как она выяснялась из микроструктуры, легли в основу выведенных таким путем эмпирических правил. Несколько позднее изучение условий образования минералов в шлаках дало уже возможность подметить известную зависимость между составом расплава и последовательностью выделения минералов; а химические анализы изверженных породы, стекла из ее основной массы и отдельных минералов расширили рамки этого подхода к проблеме кристаллизации магмы. Третий путь, это был путь аналогий, т. е. попытки применить к объяснению процессов кристаллизации магмы те законы, которые были экспериментально установлены для простых растворов. Как всякие аналогии, и эти страдали тем недостатком, что приходилось допускать экстраполяцию, предполагать, что и к этим сложным растворам особого типа применимо то, что установлено для простых водных растворов, и потому оставался открытым и путь для сомнений и возражений, основанных на сложности магмы, на ее вязкости, на явлениях переохлаждения и т. п. Последним и наиболее надежным путем явился путь непосредственного эксперимента. Одни начали с изучения простых систем, состоящих из одного окисла и кремнекислоты или из двух окислов, постепенно переходя к более сложным системам из трех и более компонентов, при чем оперировали с химически чистыми препаратами. Другие изучали условия получения и существования, условия равновесия систем из двух минералов, а затем и более сложных. Параллельно

с этим другими исследователями производились опыты плавления систем из естественных минералов, а не химически чистых препаратов, соответствующих по своему составу минералам. Если к сказанному присоединить попытки плавления под давлением или в присутствии газообразных веществ, применение закалки расплавов на разных стадиях кристаллизации, то можно сказать, что экспериментальное изучение условий кристаллизации магмы сделало уже большие успехи. И если этим путем освещено еще далеко не все, то многое в этом направлении уже все-таки сделано. Не задаваясь целью дать обзор



Фиг. 86. Система SiO^2 — MgO (по Андерсену и Боуэну). Ж означает жидкость.

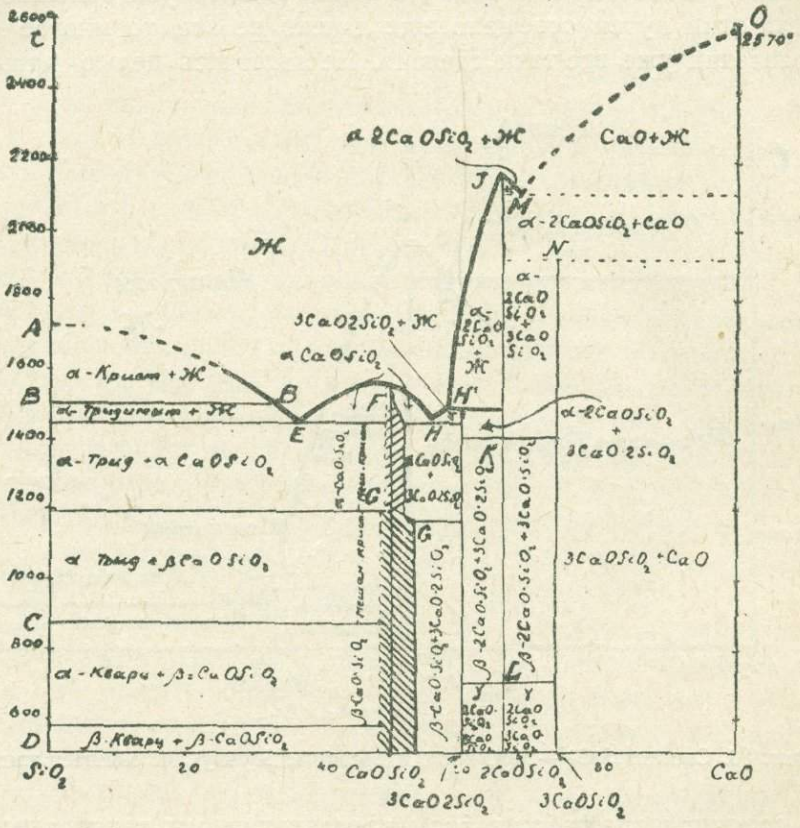
всей совокупности работ в этом направлении, мы дадим здесь лишь общее их освещение несколькими соответствующими примерами.

Чтобы иметь возможность разобраться в тех сложных многокомпонентных системах, какими являются породообразующие минералы, изучаемые попарно, а тем более — в более сложных комбинациях, необходимо было разобраться в тех более простых системах, какими являются система кремнекислоты и тот или иной окисел, система, состоящая из двух окислов, далее тройные системы из кремнекислоты и двух окислов и т. п. Эти работы были проведены в Геофизической лаборатории в Вашингтоне и расчистили путь для понимания более сложных систем минералов.

Приведем для примера несколько этих систем.

Система кремнезем-глинозем дала первоначально одно определенное соединение силлиманит, позднее было найдено соединение муллит и две эвтектики: силлиманит-кристобалит и силлиманит-корунд.

Более сложной оказалась система кремнезем-магнезия, не только потому, что здесь имеется два определенных соединения: моносиликат-



Фиг. 87. Система SiO^2 — CaO (по Шеперду и Ранкину с дополнениями Фергюсона и Мервина).

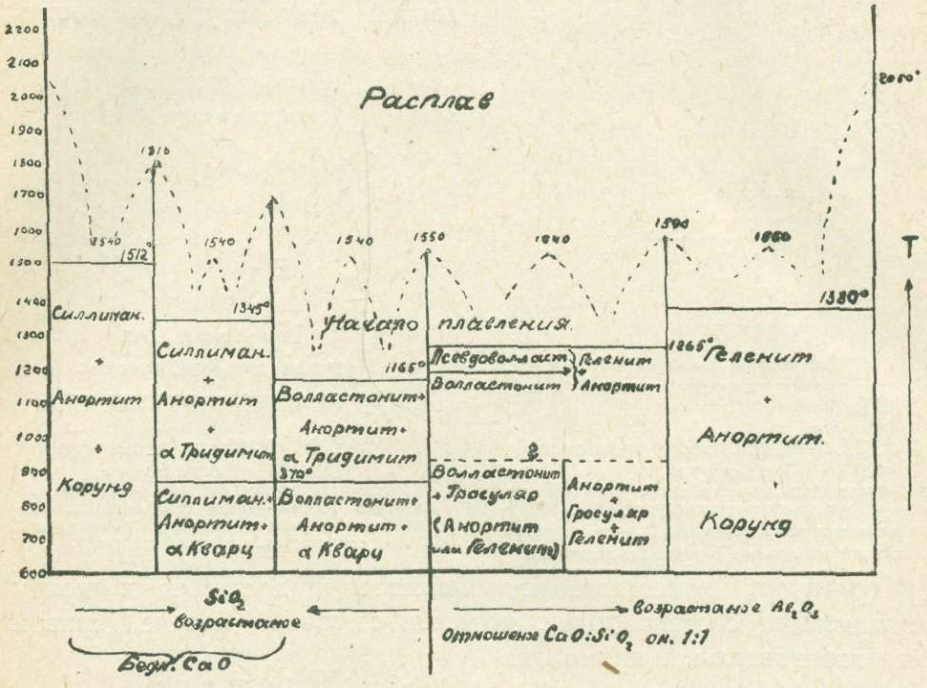
форстерит и бисиликат-энстатит, но и потому что попутно оказалось, что бисиликат существует в виде четырех полиморфных модификаций, соответствующих разным температурным условиям.

На фиг. 87 дана схема тех минеральных ассоциаций или фаз, которые может дать система трех компонентов CaO — Al^2O^3 — SiO^2 в зависимости от температуры.

Обратимся теперь к явлениям изоморфизма и связанным с ним явлениям при кристаллизации магмы. И прежде всего

отметим, что опытами плавления установлено, что изоморфизм также зависит от условий кристаллизации, как и полиморфизм.

Вещества, не дающие изоморфных смесей в водных растворах, иногда дают их при кристаллизации из расплавов. Так, например, калиевые и натриевые соли, в водных растворах не обнаруживающее



Фиг. 88. Схематическое изображение условий образования и существования различных твердых фаз в системе CaO — Al^2O^3 SiO^2 в зависимости от температуры (по Ниггли).

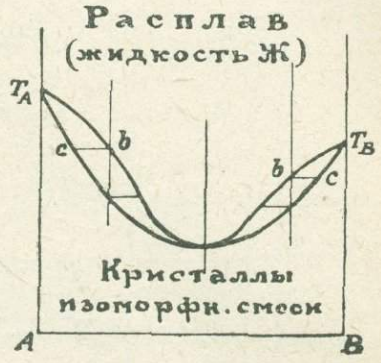
никакого изоморфизма, как это было показано Крикмейером, при кристаллизации соответствующих расплавов, как это установлено Курнаковым и Жемчужным, дают прекрасные изоморфные смеси. Марганец и кальций, в солях водного происхождения не обнаруживающие изоморфизма, при кристаллизации бисиликатов марганца и кальция из расплавов, как показали опыты Гинзберга, обнаруживают резкий изоморфизм и т. п.

Розебумом были установлены типы кристаллизации двух изоморфных солей. Всего таких типов пять, из коих три первых относятся к случаям непрерывной смесимости и непрерывного изменения состава смешанных кристаллов с изменением состава расплава, а именно:

На фиг. 89 до 93 представлены пять типов кривых кристаллизации изоморфных смесей по Розебуму. На этих кривых верхняя кривая означает начало кристаллизации (ее называют liquidus), нижняя— конец кристаллизации (ее называют поэтому solidus). Каждая точка верхней кривой означает составтех смешанных кристаллов, которые начинают выделяться при данной температуре, и состав



Фиг. 89. 1-ый тип *изоморфных смесей* Розебума.
A и B—компоненты; на оси абсцисс—изомофорные смеси, на оси ординат-температура t (T_A температура плавления компонента A и T_B —температура плавления компонента B точка эвтектики E).

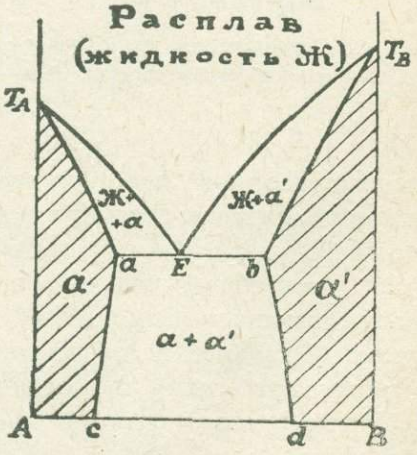


Фиг. 90. 2-ой тип изоморфных смесей Розебума.
Верхняя часть кривой означает начало кристаллизации; нижняя—конец кристаллизации данной изомофорной смеси; каждой точки кривой *соответствует изоморфная* смесь.

коих во время кристаллизации меняется и достигает к концу кристаллизации состава точки, которая с точкой верхней кривой связана горизонтальной прямой, например, точка b, точка c и т. д.



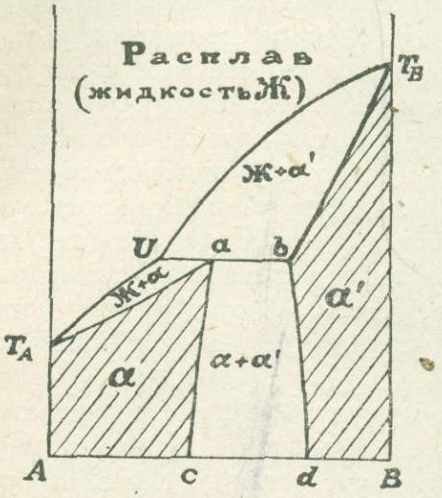
Фиг. 91. 3-й тип изоморфных смесей Розебума.



Фиг. 92. 4-й тип изоморфных смесей Розебума.
Эвтектика двух изоморфных смесей предельной концентрации (заштрихованные участки a и a^1)

Рассмотрим эти пять типов Розебума.

1) непрерывно понижающаяся кривая плавления с постепенно понижающейся точкой плавления от чистого компонента с высшей точкой плавления до точки плавления компонента с низшей точкой плавления (фиг. 89). Каждому составу расплава соответствует определенный смешанный кристалл, находящийся с ним в равновесии, в силикатных расплавах, вследствие недостаточной жидкоплавкости расплава, т.-е. вследствие его вязкости, необходимая для непрерывного изменения состава выделяющихся кристаллов диффузия затруднена, а потому изменение состава идет часто не непрерывно,



Фиг. 93. 5-й тип изоморфных смесей Розебума.



Фиг. 94. Эвтектика с диморфизмом одного из компонентов.

а скачками, образуются зональные кристаллы. При кристаллизации таких изоморфных смесей первые порции богаче более трудноплавким компонентом: на зональных известковонатровых полевых шпатах это правило находит себе резкое выражение.

Проследим ход кристаллизации по вертикальной линии на фиг. 89, начиная от температуры, при которой все находится еще в жидком состоянии, и кончая температурой, при которой вся масса уже застыла. Когда расплав от температуры a путем охлаждения достигнет температуры точки b, начнется кристаллизация, и кристаллы состава b к моменту окончания кристаллизации будут иметь состав точки c. Если бы путем внезапного охлаждения, например, путем закалки весь расплав теперь застыл, кристаллы сохранили бы свой состав, и застывшая в виде стекла жидкость была бы обогащена более легкоплавким компонентом рассматриваемой изоморфной смеси. Но если

расплав будет продолжать постепенно охлаждаться, то к моменту, когда он достигнет температуры b', кристаллы b уже не будут в равновесии с жидкостью и должны путем реакции с жидкой частью этой системы превратиться в кристаллы состава b', которые тоже к моменту окончания кристаллизации при этой температуре получат состав c'. Продолжая дальше эти рассуждения, мы дойдем до температуры b'' и соответствующих ей кристаллов b'' и т. д. В тех случаях когда процесс кристаллизации протекает достаточно медленно, и когда жидкость достаточно жидкоплавка для выравнивания состава кристаллов при переходе от одной температуры застывания к другой, у нас всегда к концу застывания будут однородные смешанные кристаллы того состава, который находится в равновесии с жидкостью при данной температуре кристаллизации. В тех же случаях, когда, как это обыкновенно имеет место в силикатных расплавах жидкость вязка, выравнивание состава несовершенно или замедлено, или когда уже выделившиеся кристаллы обволакиваются чем-нибудь предохраняющим их от растворяющего действия окружающей жидкости при дальнейшем охлаждении, или, наконец, когда застывание идет скачками, кристаллы соответствующие более высокой температуре могут сохраниться и при более низкой температуре или же кристаллы получат зональное строение.

К рассмотренному нами первому типу Розебума принадлежат плагиоклазы; изоморфные смеси альбита и анортита дают смешанные кристаллы, однородные или резко зональные, согласно схеме, изображенной на фиг. 89.

2) Непрерывный ряд твердых растворов, но с минимумом на кривой плавления (фиг. 90).

3) Такой же ряд с максимальной точкой плавления (фиг. 91).

Для смесей с разрывом непрерывности имеется два типа.

4) Два твердых раствора предельной концентрации, на кривой плавления эвтектическая точка, т.-е. два ряда изоморфных смесей, дающих между собою эвтектику (фиг. 92).

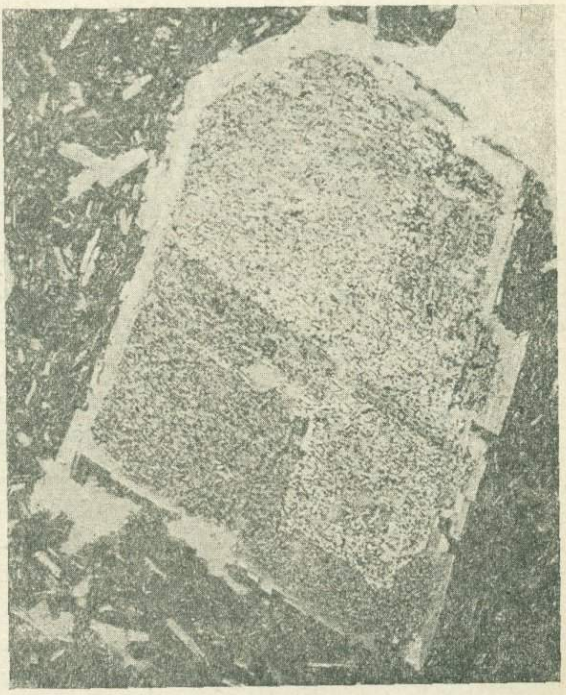
5) На кривой застывания есть точка превращения одной полиморфной модификации в другую, заштрихованные поля соответствуют твердым растворам предельной концентрации, а с преобладанием компонента A и a' — с преобладанием компонента B; два твердых раствора предельной концентрации (фиг. 93).

Для каждого из приведенных типов имеются экспериментально установленные примеры. Плагиоклазы, т.-е. известковонатриевые полевые шпаты представляют прекрасный пример первого типа, детально изученный Дэем и Шепердом, а K^2SO^4 и $BaSO^4$—пример третьего типа.

Примером четвертого типа могут служить $NaNO^3$ и $AgNO^3$, затем $CaO.\ Al^2O^3SiO^2$ и $BaO\ Al^2O^32SiO^2$ (Гинзберг), а пятого — KNO^3 и $TlNO^3$.

Примерами твердых растворов могут также служить 1) $Mg^2SiO^4 + Mn^2SiO^4$, дающие по Калленбергу изоморфные кристаллы первого рода (по Розебуму), т.-е. непрерывные смеси без минимума и без максимума; 2) $CaSiO^3 + MnSiO^3$ (Гинзберг) и $CaSiO^3 + SrSiO^3$ (Эскола), дающие изоморфные смеси III типа Розебума, т.-е. с минимумом; 3) $MgSiO^3 + MnSiO^3$ (Лебедев) — твердые растворы с разрывом сплошности.

Примерами распадения твердых растворов могут служить следующие случаи: 1) пертиты, т.-е. сложные прорастания калиевого и натриевого шпата, получившиеся вследствие распадения твердого раствора калиевого и натриевого полевых шпатов; 2) мирмекит, в котором кварц, образующий килевидные и червеобразные вростки в плагиоклаз, находился первоначально в нем в виде твердого раствора; 3) весьма вероятно, что к таким же распадам твердых растворов должны быть отнесены также те пегматитовые прорастания пироксена амфиболом, которые наблюдаются иногда, например, на Урале, в габбро и пироксенитах; 4) точно такое впечатление распавшихся твердых растворов производят и те порфировидные вкрапленники полевых шпатов в лавовых породах, которые часто переполнены стекловатыми включениями, при чем количественные взаимоотношения между объемом полевого шпата и стекловатых включений, повидимому, представляют известное постоянство (фиг. 95).



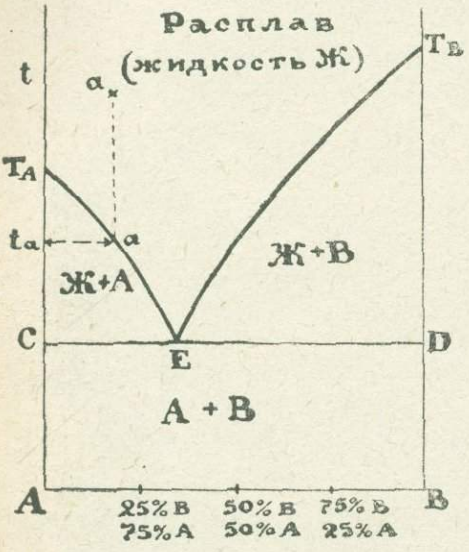
Фиг. 95. Кристалл полевого шпата переполненный стекловатыми включениями (распадение твердого раствора ?). Кавказский андезит.

Для эвтектик характерны следующие примеры:

I. Чистая эвтектика: 1) анортит и монтичеллит, т.-е. кальциевый оливин (по Ранкину); 2) силикаты с сульфидами, например, $MnSiO^3 + MnS$, далее $BaSiO^3 + BaCl^2$ (Волосков), волластонит и диопсид (по Гинзбергу).

II. Эвтектика твердых растворов предельной концентрации: $BaAl^2Si^2O^8 + CaAl^8Si^2O^8$ (по Гинзбергу, фиг. 97).

Примером соединений, которые плавятся с разложением, могут служить: гранаты (Дельтер); энстатит и ортоклаз (по Боуэну) в начальной стадии кристаллизации, когда путем закалки можно констатировать форстерит в первом случае и лейцит во втором: $BaSiO^3 + CaSiO^3$ (по Эскола)— определенное соединение, плавящееся с разложением и дающее эвтектику (при 1320° — $2CaO.BaO3SiO^2 \rightleftarrows \alpha$-$CaSiO^3$ + жидкость).



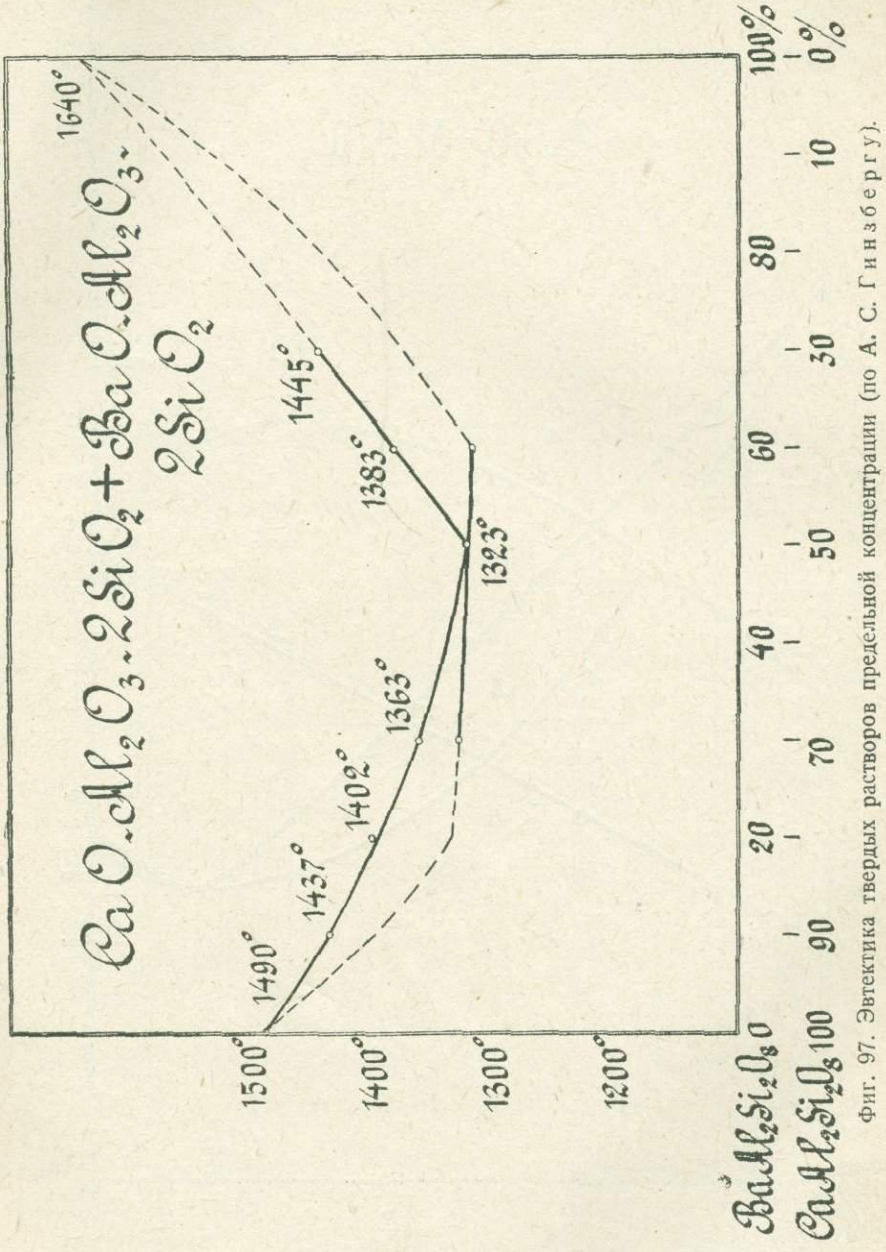
Фиг. 96. Схема эвтектики.

Более сложный случай определенного соединения, которое дает непрерывный ряд твердых растворов с компонентами, представляет пара $CaSiO^3 + Na^2SiO^3$ (соединение $2Na^2SiO^3 . 3CaSiO^3$ образует максимум на кривой плавкости и дает два минимума с Na^2SiO^3 и $CaSiO^3$) (Гинзберг и Никогосян).

Выше было уже указано, что экспериментальное исследование условий равновесия разных соединений при кристаллизации расплавов должно начинаться с изучения простых систем, т.-е. химически чистых компонентов сложных силикатов. Примером сложности, которую представляют даже в этом случае системы из трех компонентов, а тем более многокомпонентные системы, служит система $CaO + Al^2O^3 + SiO^2$, изученная Ранкином; здесь наблюдается три тройных соединения, 8 тройных эвтектик, 13 переходных точек, 18 двойных эвтектик и 17 полей равновесия.

О сложных реакциях в твердом состоянии говорят и некоторые структурные особенности природных минералов и горных пород, и наблюдения над искусственными сплавами. Одним из таких примеров может служить пара $Na^2SO^4 + MgSO^4$, изученная Гинзбергом (и менее полно Наккеном). Образующееся из расплава определенное соединение $Na^2SO^4 . 3MgSO^4$ плавится с разложением и дает

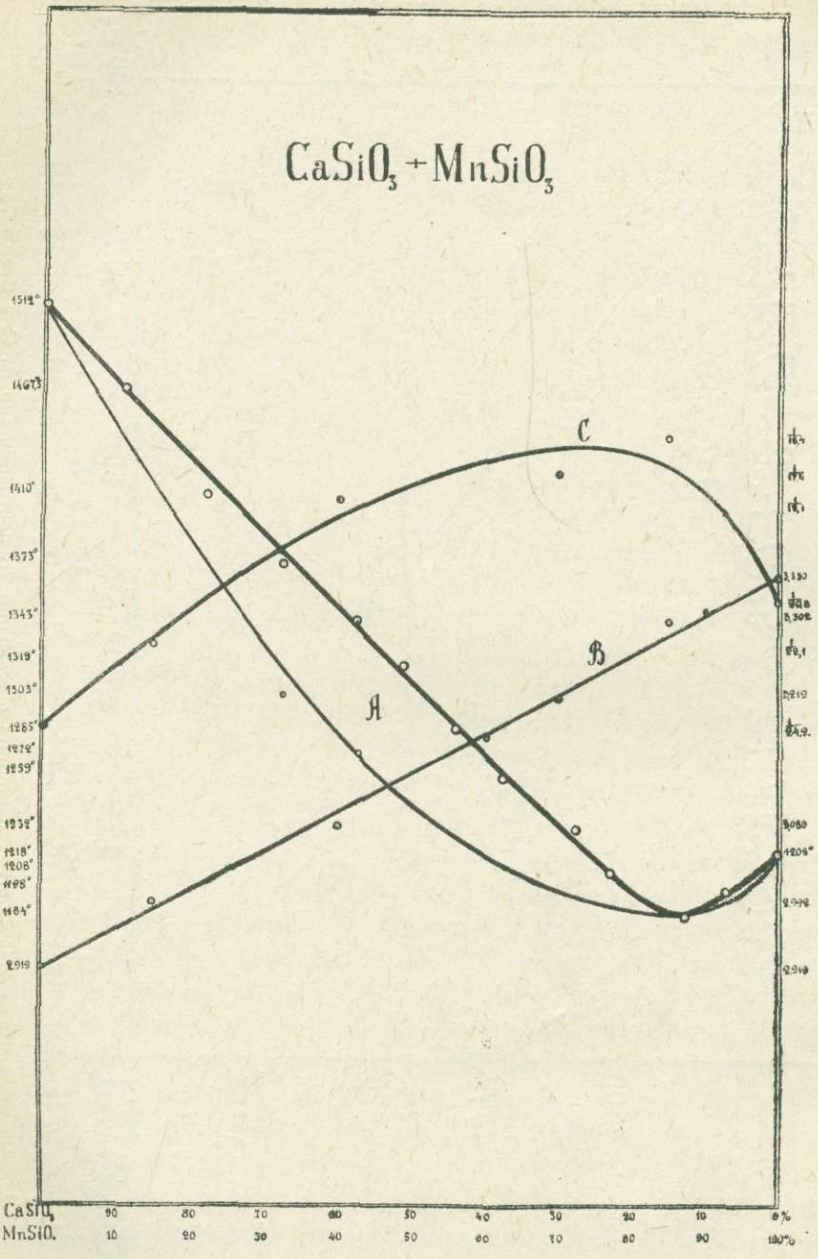
эвтектику с твердым раствором предельной концентрации со стороны Na^2SO^4. В дальнейшем твердые растворы, однако, распадаются и



Фиг. 97. Эвтектика твердых растворов предельной концентрации (по А. С. Гинзбергу).

получаются определенные соединения: астраханит $MgSO^4$. Na^2SO^4 с тремя полиморфными модификациями и вантгоффит $3\,Na^2SO^4.MgSO^4$, дающий эвтектику с β-Na^2SO^4.

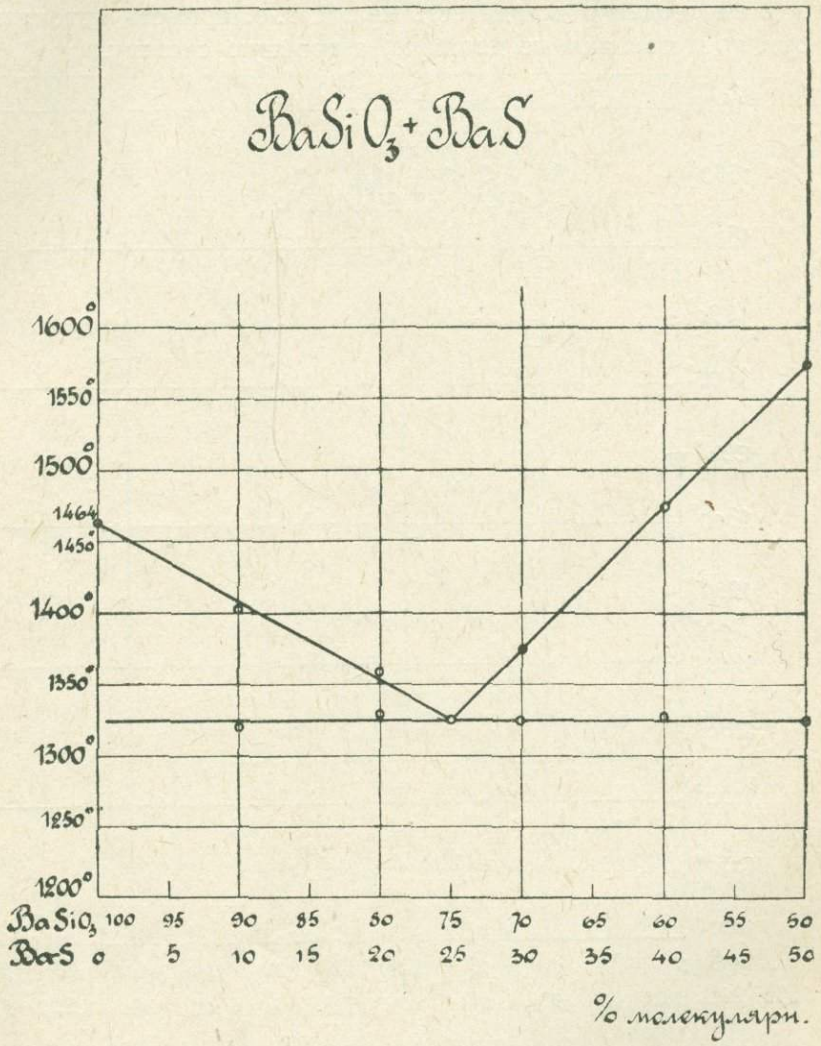
Многие составные части горных пород принадлежат к соедине-



Фиг. 98. Изоморфная смесь. *A*—кривая температур застывания. *B*—уд. веса, *C*—кривая твердости (по А. С. Гинзбергу).

ниям, дающим более или менее легко *полиморфные* модификации.

Некоторые относящиеся сюда случаи хорошо освещены экспериментально. Сюда относится, например, силикат $MgSiO^3$, дающий четыре модификации, и др. Хорошо изучены полиморфные превращения



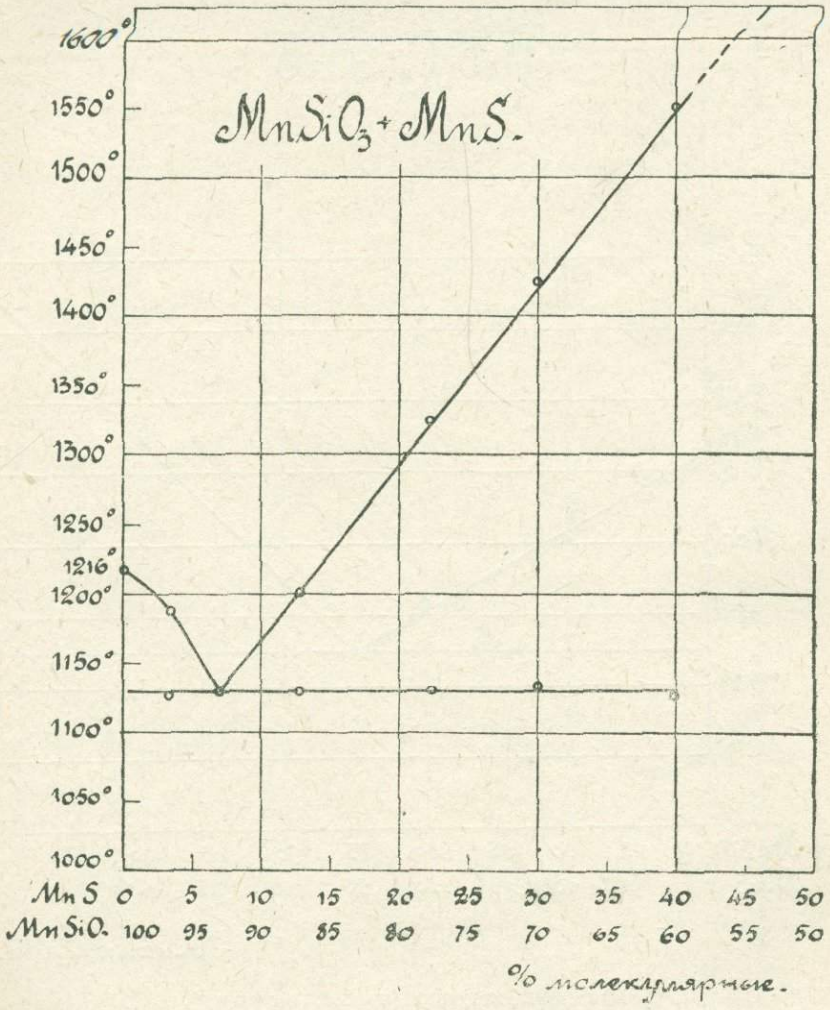
Фиг. 99. Эвтектика (по Волоскову).

кремнекислоты; оставляя в стороне детали, мы здесь имеем следующую схему:

$$\beta\text{-кварц} \overset{575^\circ}{\rightleftarrows} \alpha\text{-кварц} \overset{870^\circ}{\leftrightarrows} \alpha\text{-тридимит} \overset{1470^\circ}{\rightleftarrows} \alpha\text{-кристобалит} \overset{1710^\circ \pm 10^\circ}{\leftrightarrows} \text{— расплав.}$$

Особенно типичный пример полного изоморфизма по первому типу Розебума представляют, как уже указано, плагиоклазы,

т.-е. изоморфные смесиальбита и анортита, эта пара была изучена Дейэм и Алленом (этопервая работа из Вашингтонской геофизической лаборатории), а затем повторена Боуэном. В природных плагиоклазах однако всегда есть калий, т.-е. примесь ортоклаза, так что они представляют не двойную, а тройную систему.

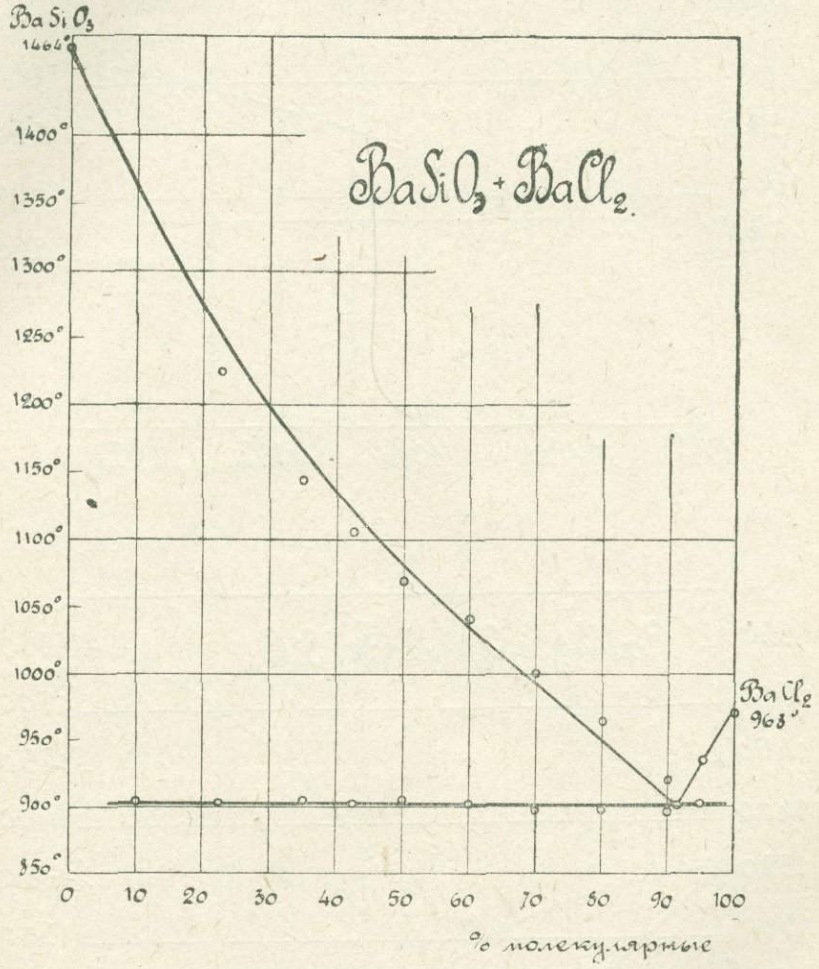


Фиг. 100. Эвтектика (по Волоскову).

Рассмотрим теперь эвтектические взаимоотношения между разными группами силикатов, входящих в состав изверженных пород (см. фиг. 96).

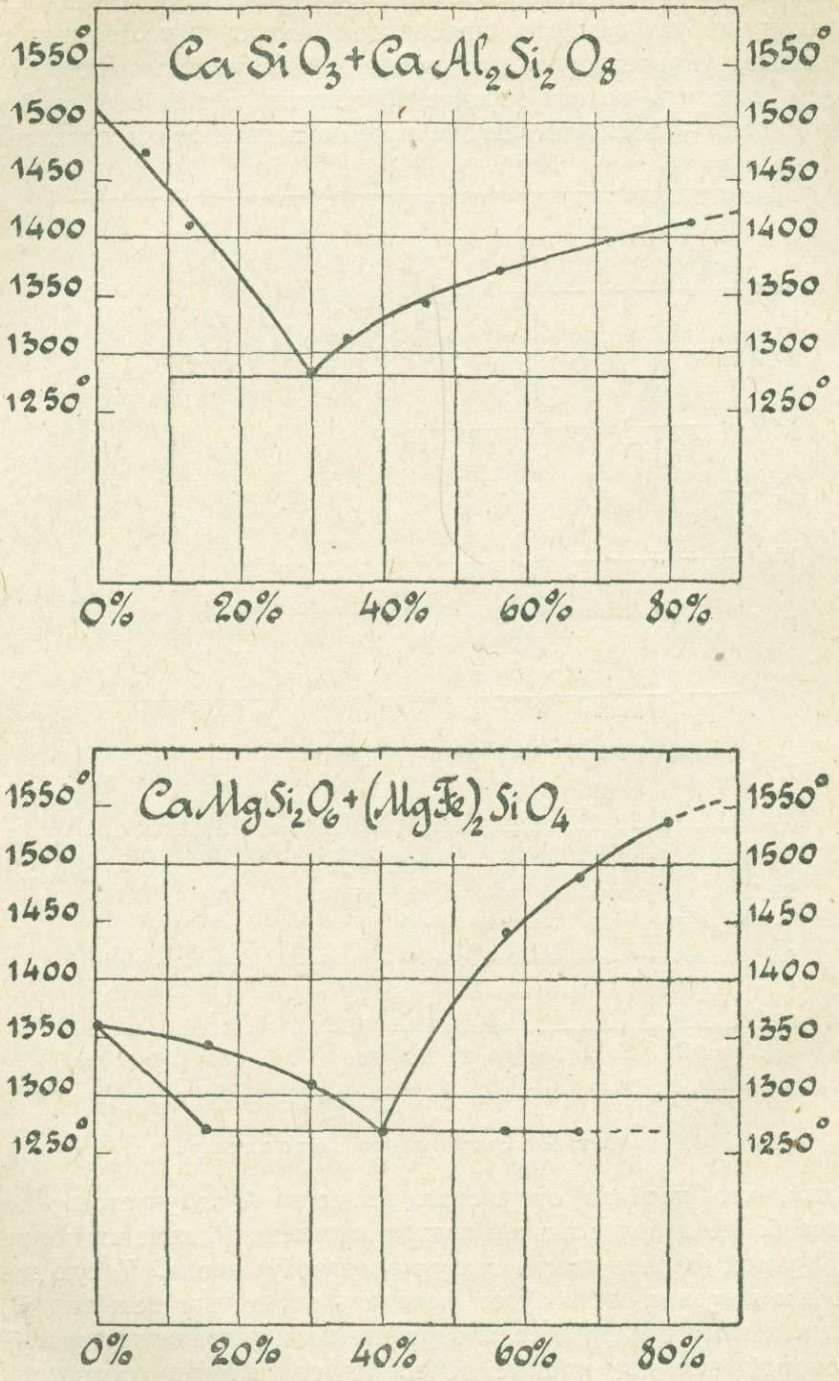
Эвтектикой, как известно, называется наиболее легкоплавкая смесь двух веществ, которые не дают между собою определенных соединений и не изоморфны. Это есть следствие того понижения

температуры плавления, которое наблюдается всякий раз, когда мы к какому-нибудь веществу прибавляем некоторое количество другого вещества, удовлетворяющего вышеуказанному условию. Если мы будем наносить на оси абсцисс процентный состав этой смеси, а на оси ординат — соответствующие разным смесям точки плавления, то



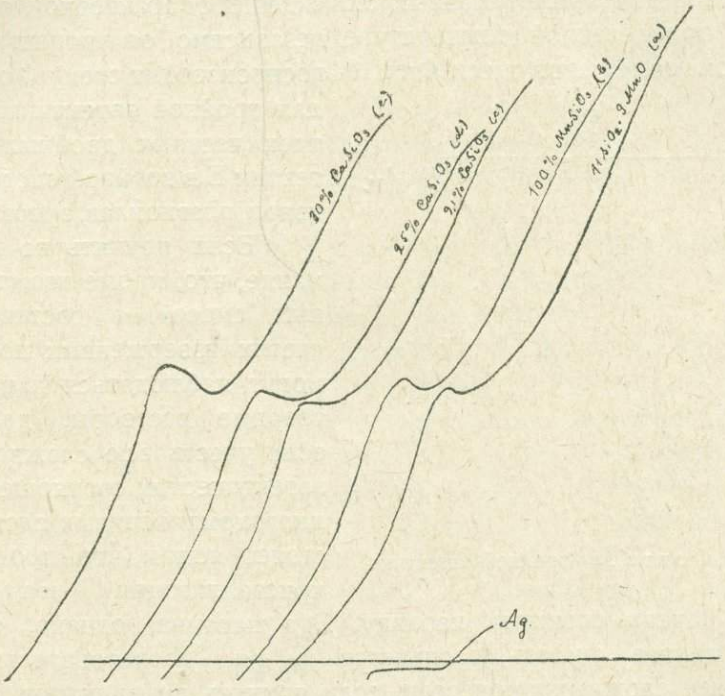
Фиг. 101. Эвтектика (по Волоскову).

увидим, что начиная от чистого вещества А получается ряд точек со все более и более низкой точкой плавления, лежащих на некоторой прямой (вернее слегка выпуклой кверху) линии. Такую же прямую мы получим, если будем исходить от чистого вещества В, прибавляя к нему последовательно разные количества вещества А. Точка, в которой эти две кривые пересекаются, и будет соответствовать наиболее низкой точке плавления из всех возможных смесей данных



Фиг. 102. Эвтектика (по П. И. Лебедеву).

двух компонентов и будет более или менее значительно ниже точек плавления чистых компонентов (фиг. 95). В этой точке расплав насыщен обоими компонентами, и они одновременно выпадают из раствора (фиг. 98—102). Если компоненты обладают высокой кристаллизационной способностью, как, например, металлы, многие соли и органические вещества, то вследствие такой одновременной кристаллизации получаются те своеобразные структуры, которые известны под названием эвтектических. Но в силикатах такая структура получается редко.



Фиг. 103. Кривые охлаждения изоморфных смесей (по А. С. Гинзбергу).

Если мы имеем смесь двух компонентов с избытком одного из них против эвтектики, то кристаллизация начинается с выделения этого избытка в виде крупных идиоморфных кристаллов, и когда вследствие этого состав расплава дойдет до эвтектики, он весь застывает в виде эвтектической основной массы.

В магме процесс в значительной степени осложняется тем, что мы имеет систему не из двух компонентов, а многокомпонентные системы, изучение которых представляет трудности, особенно значительные для вязких силикатов.

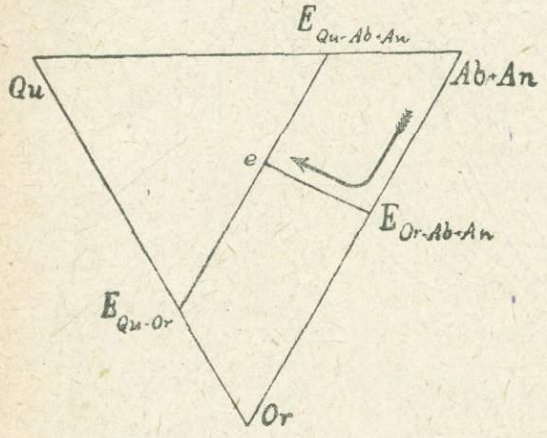
Как уже указано, разные группы силикатов, образующиеся из магмы и входящие в состав изверженных пород, находятся между

собою в эвтектических отношениях, которые можно было установить для многих из них экспериментальным путем.

Точно так же многие из этих силикатов образуют эвтектики и с несиликатными составными частями магмы, каковы сульфиды, галоидные соли. В этих последних случаях эвтектика лежит обыкновенно очень близко к несиликатному компоненту.

На фиг. 99—102 приведено несколько примеров эвтектики силикатов, изученных экспериментально в Геолого-минералогической лаборатории Политехнического института.

На фиг. 103 дан пример кривых охлаждения с характерной остановкой при определенной температуре независимо от процентного состава данной изоморфной смеси. Фиг. 104 воспроизводит схему Фогта для тройной эвтектики *e* и трех частных двойных эвтектик E в тройной системе: кварц, плагиоклаз, ортоклаз.



Фиг. 104. Схема Фогта для тройной эвтектики.

Если принять во внимание, что, кроме изоморфных смесей, в составных частях изверженных пород могут наблюдаться и иные твердые растворы, далее, если учесть всю сложность эвтектических соотношений многокомпонентных систем, станет ясным, что процесс кристаллизации магмы представляет очень сложную картину. Эта картина, однако, еще осложнится, вернее сказать, распадется на ряд последовательных более или менее сложных процессов, если принять во внимание, что между уже выделившимися кристаллами и еще жидкой фазой могут происходить при понижении температуры и при последующем изменении состава расплава те или иные химические реакции, и если вместе с тем принять во внимание и то обстоятельство, что соединения, образовавшиеся в начальной стадии застывания расплава, при охлаждении могут оказаться неустойчивыми. Наконец, необходимо учесть и те нарушения равновесия, которые могут и должны быть вызваны выделением летучих составных частей магмы при постепенном или внезапном понижении давления. Взаимодействия уже выделившихся кристаллов с жидкостью или между собою выражаются в образовании тех коррозионных каемок (т. наз. келифитовая структура), тех нарастаний и тех пограничных новообразований, которые представляют,

например, роговообманковые каемки на оливинах в местах соприкосновения их с плагиоклазом в габброноритовых породах, нарастание роговой обманки на пироксен и некоторые др. Эти явления хорошо известны в металлических сплавах, где их иногда обозначают терминами перитектики и синтектики. Зедергольм такие явления обнимает термином синантетические минералы.

Изоморфные смеси, образовавшиеся при высоких температурах, иногда при понижении температуры оказываются неустойчивыми; происходит распадение этих твердых растворов, ведущее к своеобразной структуре таких кристаллов и образовавшихся из них аггрегатов К таким случаям распадения твердых растворов, как уже было указано, надо отнести пертиты и микропертиты, псевдолейциты, мирмекит, быть может и некоторые случаи полевошпатовых кристаллов, переполненных стекловатыми включениями в лавах. В металлографии эти явления, как уже было указано, иногда обозначают термином дистектика (метатектика).

На фигурах 105—114 даны примеры искусственной кристаллизации некоторых силикатов и пар силикатов, полученных в Геолого-минералогической лаборатории Политехнического института.

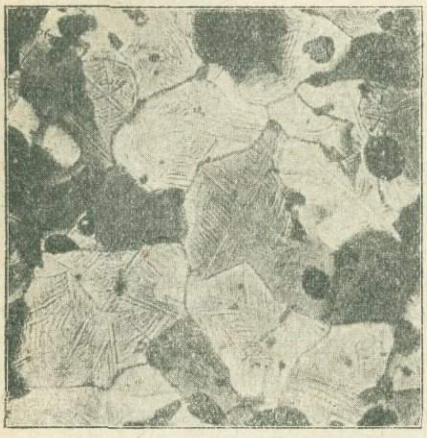
Обратимся теперь к летучим составным частям магмы и их роли в процессах ее кристаллизации.

Магма отличается от искусственных лабораторных расплавов тем, что она содержит более или менее значительное количество летучих газообразных веществ, видоизменяющих физические ее свойства и принимающих участие в совершающихся в ней химических процессах. Об этих летучих составных частях нам говорят непосредственно те газы и пары, которые выделяются при вулканическом извержении, а также газы, которые можно получить из любой изверженной породы путем накаливания; косвенно об этом же не менее убедительно говорят пневматолитические контактные и пегматитовые образования, а также те минералы глубинных пород, в состав которых входят вода, водород, фтор, бор, хлор и т. п.

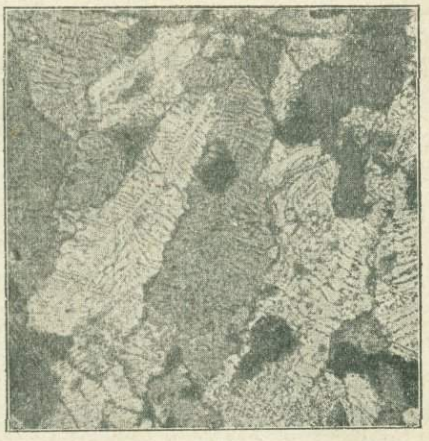
Французские исследователи всегда придавали большое значение летучим компонентам магмы, которые от Анри С. Клер-Девилля получили название минерализаторов (agents minéralisateurs); достаточно вспомнить то, что выше было сказано о так наз. протопневматолитических минералах, принять во внимание так наз. пегматиты и некоторые контактные новообразования и руды, чтобы по достоинству оценить значение этих летучих компонентов магмы.

Газообразные продукты вулканических извержений, казалось бы, должны давать точные данные о летучих составных частях магмы; однако, необходимы особые предосторожности при собирании этих

газов, для того чтобы иметь уверенность в том, что собраны действительно газы, находившиеся в магме, а не продукты их взаимодействия между собою и с газами воздуха после извержения. Точно так же газы, которые путем накаливания могут быть выделены из



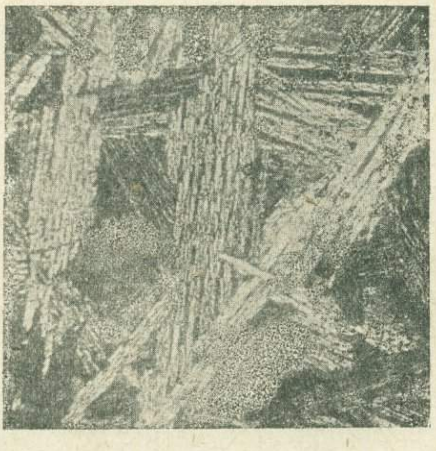
Фиг. 105. Искусственный сплав анортита с нефелином (2 An + 3 Ne) (по А. С. Гинзбергу).



Фиг. 106. Искусственный эвкриптит (по А. С. Гинзбергу).



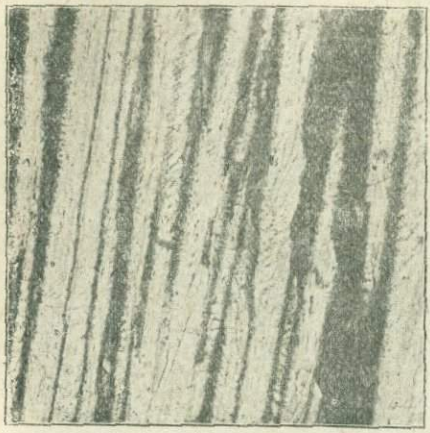
Фиг. 107. 90,50% $BaSiO^3$ + 9,50% FeS (по Волоскову).



Фиг. 108. Искусственный сплав 77% $MnSiO^3$ + 23% $FeSiO^3$ (по М. А. Усову).

всякой глубинной или излившейся породы, должны, казалось бы, быть рассматриваемы как остатки летучих составных частей магмы, заключенные в изверженную породу при ее кристаллизации. Однако, если принять во внимание, что древние породы содержат больше этих газов, чем более молодые или чем современные лавы, невольно

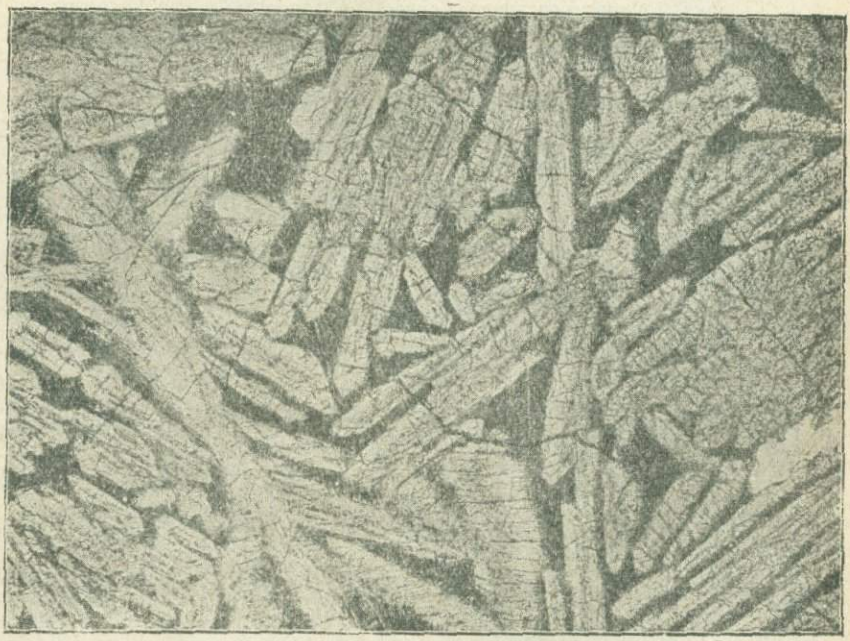
можно поставить себе вопрос о том, не является ли часть этих газов результатом каких-нибудь позднейших процессов, быть может даже про-



Фиг. 109. Искусственный анортит (по А. С. Гинзбергу).



Фиг. 110. 70% $BaSiO^3$ + 30% BaS (по Волоскову).

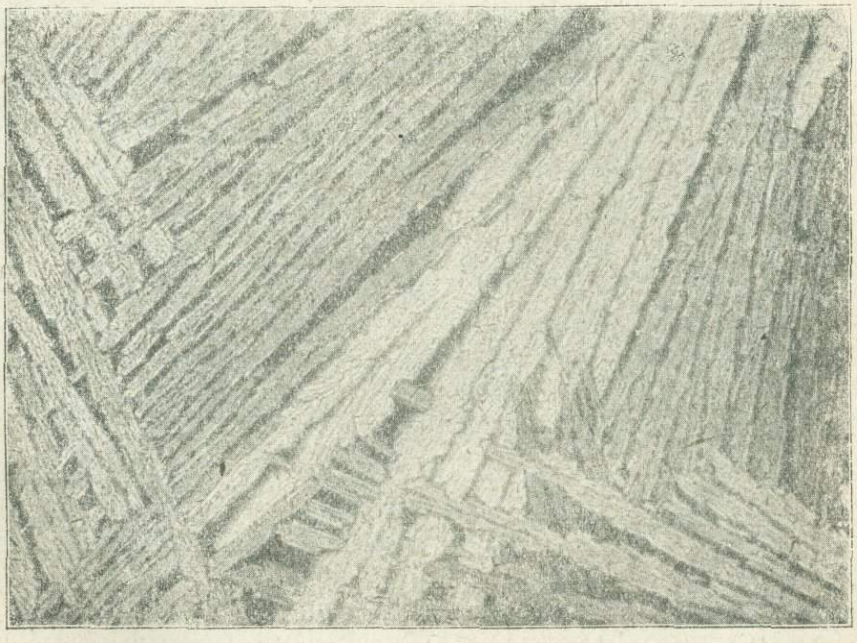


Фиг. 111. Искусственный сплав—80% оливина и 20% диопсида (по П. И. Лебедеву).

цессов распада некоторых элементов. Как бы то ни было, совокупность всех вышеуказанных данных достаточно определенно говорит о большом

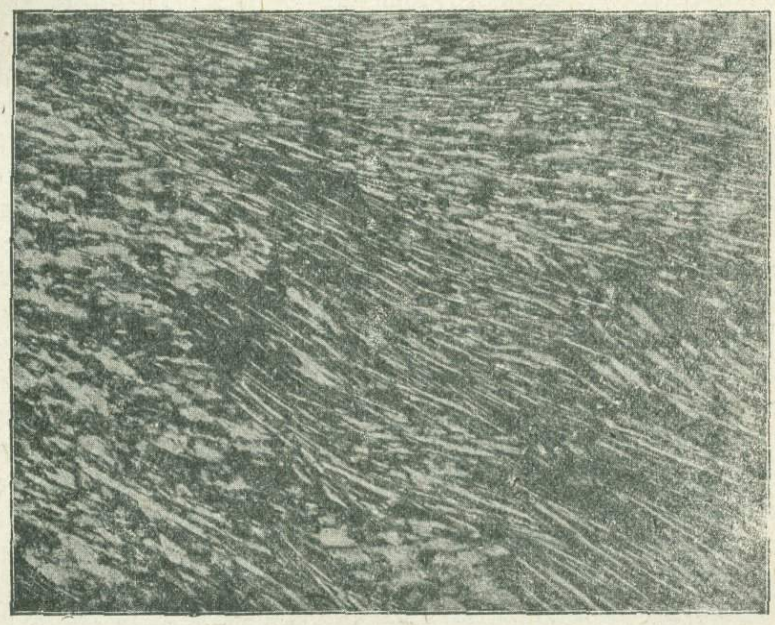


Фиг. 112. Искусственный сплав 75% оливина и 25% анортита (по П. И. Лебедеву).



Фиг, 113. Искусственный сплав 12% анортита и 78% волластонита (по П. И. Лебедеву).

значении летучих веществ в магме. В чем же заключается значение этих веществ и в чем выражается их влияние на процессы кристаллизации магмы? *Их действие двояко: во-первых, самое присутствие* летучих веществ в магме понижает ее вязкость, делает ее более жидкоплавкой и благодаря этому, при прочих равных условиях, повышает ее кристаллизационную способность; во вторых, летучие компоненты понижают точку плавления магмы и в некоторых случаях могут даже изменить порядок выделения минералов из расплава. Далее выделение этих газообразных веществ может дать толчок к расщеплению или



Фиг. 114. Искусственный сплав 30% анортита и 70% волластонита (эвтектика).

является причиной кристаллизации, даже и без сопутствующего понижения температуры. Не лишено также вероятия допущение, что часть этих газов оказывает каталитическое действие, вызывает некоторые реакции, которые без них не совершались бы или шли бы иначе — отсюда и квалификация этих газов как „минерализаторов" у петрографов французской школы. Наконец, эти газы входят в состав некоторых из образующихся из магмы минералов (так называемых протопневматолитических), как это уже указано в главе о минералогическом составе.

Якоб так определяет роль „минерализаторов": „Минерализаторы — *это такие вещества, которые обладают способностью давать соеди-*

нения с другими веществами, находящимися в растворе (т. наз. аддиционные соединения), по закону координации и обыкновенно легко подвижны".

Летучие вещества растворены в магме и по мере охлаждения ее или при уменьшении давления выделяются из нее. Для газообразных веществ магмы и их взаимодействий с нею и между собой давление имеет гораздо большее значение, чем для огненножидкой части магмы; так, например, давление сравнительно мало влияет на эвтектическую точку минералов в расплаве или на их растворимость, но очень значительно влияет и на растворимость газов в магме, и на эвтектические их взаимоотношения с расплавленными веществами. По мере уменьшения давления и охлаждения газообразные вещества из нее выделяются — в глубинной магме постепенно или в эффузивной скачком. В процессе кристаллизации глубинной магмы поэтому наблюдается непрерывный переход от кристаллизации расплава как такового к пневматолитическому действию газообразной фазы и, наконец, к действию горячих водных растворов, представляющих, так сказать, жидкие выжимки или как бы маточный рассол магмы. С этой точки зрения от кристаллизации интрузивного массива неотделимы ни производимые им внешние контактные действия, ни связанные с ним пегматитовые, т. е. магматически-пневматолитические образования, ни сопровождающие его жильные образования ювенильного гидротермального происхождения. Все это вместе в совокупности и составляет петрографическую формацию, состоящую из собственно магматических образований, перимагматических (контакты, пегматиты) и апомагматических (жилы, импрегнации и т. п.), если можно проследить их связь с определенным интрузивным или эффузивным телом.

Летучим компонентам магмы принадлежит громадная роль в процессах кристаллизации магмы, ее дифференциации, контактметаморфических ее действий и в разных апомагматических образованиях. Эти летучие компоненты магмы ведут себя различно в зависимости от давления, под которым застывает магма. В интрузивной глубине магмы давление очень долго удерживает летучие компоненты в смеси с расплавленными; получаются сложные системы трудноплавких силикатных расплавов и летучих компонентов, которые дают явления эвтектики, смешанных кристаллов, определенных соединений и т. п. Выделение летучих компонентов, т. е., так сказать, их кипение, происходит при более или менее значительном понижении температуры магмы, и таким путем совершаются те процессы автопневматолиза и получаются протопневматолитические минералы, о которых речь уже была раньше: альбитизация, хлоритизация и т. п. Если имеются

в боковой породе трещины или пустоты, находящиеся в магме газы не остаются в ней самой, а выделяются из нее; происходит дробная последовательная дестилляция, пневматолитические контактные изменения боковой породы и т. п. В эффузивной магме, наоборот, выделение летучих компонентов происходит при высоких температурах, происходит бурно; этим вызваны и эксплозионные пароксизмы вулканических извержений, и образование пузыристых структур, и наконец пневматолиз и возгоны.

Среди газообразных веществ магмы видную роль играют водяные пары. При высокой температуре вода ионизируется и тем сильнее, чем выше температура; поэтому, как следствие этой ионизации, возрастает кислотность воды, а при температуре в несколько сот градусов, а тем более выше, вода является гораздо более сильной кислотой, чем кремнекислота, и должна вытеснять ее из соединений, уступая ей место при понижении температуры, на что в свое время было обращено внимание Аррениусом.

Температура магмы такова, что в начальной стадии ее застывания, и вероятно даже довольно долго, не только вода, но и некоторые другие летучие вещества магмы находятся в критическом состоянии. Это явление тоже имеет большое значение для процессов пневматолитических и контактметаморфических. Опытами установлено, правда, пока лишь для галоидных солей (например, иодистый натрий и иодистый калий в алкоголе),—но следует думать, что это распространяется и на силикаты,—что выше критической температуры вода и некоторые другие растворители увлекают с собою и нелетучие составные части, которые продолжают быть растворенными в газообразной фазе, находящейся в критическом состоянии. Если это действительно так, то с этим приходится серьезно считаться как при оценке возможных переносов вещества из магмы в контактные зоны и в пегматитовые жилы, так и при суждении о тех процессах дробной перегонки, или дестилляции, которые совершаются в процессе охлаждения магмы, заключающей в растворенном состоянии летучие вещества; отсюда проистекает и возможность дифференциации путем переноса некоторых веществ растворенными в газообразной фазе, находящейся в критическом состоянии.

С тех пор как было установлено, что способность твердых тел растворяться в жидкостях сохраняется и выше критической температуры (Hannay и Hogarth), т. е., что многие твердые тела растворимы и в газообразной фазе, надо считать установленным, что выше критической температуры из магмы могут дестиллировать не только пары и газы, но и растворенные в них твердые составные части изверженных пород.

Опыт показывает (например, опыты Ниггли с бромистой и йодистой ртутью), что при таком переносе веществ кристаллизация дает крупные кристаллы; крупнокристаллическое сложение, как известно, характеризует многие пегматитовые образования, которым мы склонны приписывать магматически-пневматолитическое образование.

Все эти соотношения в значительной степени для магмы устанавливаются на основании теоретических рассуждений и по аналогии с такими системами, для которых они изучены экспериментальным путем. Непосредственное экспериментальное изучение силикатных расплавов с растворенными в них летучими веществами при достаточно высоких давлениях и температурах пока не произведено, вследствие многих технических трудностей, с которыми оно сопряжено; но при современных условиях лабораторной техники есть уже надежда на возможность работ этого рода.

Взаимодействие летучих составных частей магмы, а также образующихся при ее охлаждении горячих минеральных растворов с уже затвердевшей частью магмы и с уже выделившимися минералами или с теми, которые находятся в состоянии формирования, ведет к образованию тех минералов, которые могут быть названы протопневматолитическими. Этим путем возникают не только минералы, в состав которых входят фтор, бор, хлор, водород, конституционная вода, и которые являются первичными составными частями некоторых изверженных пород, но и те, которые из сухого расплава, не содержащего летучих составных частей, образоваться не могут. Некоторые из этих минералов встречаются и в качестве продуктов выветривания, т. е. в виде несомненных вторичных образований, в виде псевдоморфоз, корок выветривания и т. п. Но когда они равномерно распространены по всей массе изверженной породы, а не приурочены к той ее наружной части, которая находилась под действием процессов выветривания, приходится говорить о первичном образовании таких минералов. Сюда должны быть отнесены следующие случаи. Хлоритизация диабазов; серицитизация полевых шпатов в гранитовых и иных породах; соссюритизация полевых шпатов в габбро и диабазах; серпентинизация многих перидотитов, дунитов, пироксенитов; скаполитизация габбро; каолинизация, или общее пелитизация, полевых шпатов в различных породах; карбонатизация минетт и лампрофиров; выделение гематита в полевых шпатах и вообще в изверженных породах и некоторые другие процессы.

Вследствие связанных с этими экспериментальными работами трудностей у нас еще мало экспериментальных исследований в области взаимодействия легко летучих составных частей магмы с ее нелетучими составными частями, но кое-что в этом направлении уже

сделано. Так, интересно исследование равновесия между углекислотой и щелочными силикатами или титанатами, произведенное Ниггли в температурном интервале 850—1000° и при одной атмосфере давления углекислоты; оно показывает, как распределяется щелочь между нелетучей кремнекислотой или титановой кислотой, с одной стороны, и летучей углекислотой, с другой, при чем каждой температуре соответствует известное равновесие, передвигающееся при повышении или при понижении температуры в разные стороны, как это может быть иллюстрировано следующей формулой:

$$K^2CO^3 + K^2Ti^2O^5 \rightleftarrows 2K^2TiO^3 + CO^2.$$

Взаимодействие между летучими и нелетучими составными частями магмы является функцией температуры и давления. При высоких температурах, например, выше 800°, газообразные составные части свободно выделяются из магмы; при сравнительно низких температурах, например, 500° и ниже, под значительным давлением они растворяются в магме в значительных количествах и входят в состав образующихся при этих условиях соединений, обладающих незначительным давлением пара и незначительным диссоциационным давлением. Иными словами, в интрузивной магме летучие составные части являются важными компонентами, а в эффузивной они стремятся выделиться в более или менее чистом виде, оставляя магму, состоящую целиком из нелетучих частей.

Как ни важны лабораторные экспериментальные работы для освещения проблем петрогенезиса, следует все-таки помнить, что результаты этих работ не всегда могут быть непосредственно перенесены в лабораторию природы как потому, что природные системы гораздо сложнее, так и потому что мы еще не можем работать с теми комбинациями температур, давления и летучих компонентов, которые более или менее близко подходили бы к природным сложным системам, каковыми являются магмы и метаморфизуемые горные породы. Поэтому в лаборатории не всегда получаются те комбинации, которые известны в природе, и обратно не все минералы и системы, которые получаются в лабораторных опытах, известны в природе. Так, например, в образцово изученной системе кремнезем-магнезия имеются такие комбинации, как кордиерит-шпинель-форстерит или кордиерит-форстерит-бисиликат магния, которые неизвестны ни среди изверженных, ни среди метаморфических пород; с другой стороны, в метаморфических породах существует система корунд-кордиерит-шпинель, которая в лаборатории не получена.

ЧАСТЬ СПЕЦИАЛЬНАЯ

Изверженные породы

ВВЕДЕНИЕ

При изучении географического и геологического распространения изверженных пород невольно бросается в глаза неравномерное распространение различных типов во времени и в пространстве. Несмотря на существование довольно значительного числа различных семейств, родов и видов, лишь немногие из них пользуются господством. Имеющиеся в нашем распоряжении данные показывают, что всю земную кору между собою поделили приблизительно поровну породы гранитовой группы и группы базальтовой, т. е. те породы, которые получаются путем непосредственной кристаллизации, с одной стороны, кислой, с другой, основной магмы. При этом оказывается, что эти две магмы, приблизительно поровну между собою поделившие земную кору (фиг. 84), более или менее резко различаются между собою в том отношении, что кислые породы представлены, главным образом, интрузивными породами, т. е. гранитами и гранитоидами, и лишь в несоизмеримо меньшей степени эффузивными породами, кварцевыми порфирами, кварцевыми кератофирами и липаритами, а основные породы представляют обратную картину: господство принадлежит эффузивным породам, базальтам, диабазам, мелафирам и авгитовым порфиритам, а также андезитам, между тем как габбро, нориты, перидотиты и другие породы этой формации встречаются гораздо реже и в гораздо меньших количествах. Все остальные семейства изверженных пород играют по сравнению с двумя названными категориями очень подчиненную роль, при чем некоторые можно даже считать прямо редкими. Эти количественные соотношения таковы, что можно без значительной ошибки принять, что земная кора состоит наполовину из кислой магмы и наполовину из основной; вычисленный, исходя из такого предположения, средний валовой состав земной коры почти тождествен с тем, который в различное время различными авторами вычислялся статистическим путем из более или менее значительного числа анализов различных изверженных пород отдельных стран или всего земного шара (см. стр. 169).

Если принять во внимание, что во все геологические периоды, начиная с архейских времен, извергались одни и те же типы изверженных пород, нельзя не признать, что такое раздельное существование кислой и основной магм можно проследить на всем протяжении истории земли, если не углубляться в дебри догеологической истории земной коры. Поэтому мы можем условно считать эти две магмы, кислую и основную, родоначальными магмами, не задаваясь вопросом, как они возникли сами, такими родоначальными магмами, которые давали начало всем изверженным породам, либо путем непосредственной кристаллизации этих магм, либо путем ассимиляции ими посторонних масс или при посредстве различных более или менее сложных процессов расщеплений, известных под названием дифференциации. Принимая это во внимание, мы можем все известные нам изверженные породы разбить на две группы, приуроченные к кислой или к основной магме. В каждой такой группе имеются, с одной стороны, коренные породы, представляющие продукты непосредственной кристаллизации одной из родоначальных магм, с другой, — такие породы, которые надо рассматривать как производные, происходящие от этих магм тем или иным путем вследствие ассимиляции или дифференциации, или и того и другого. Применительно к этому воззрению и расположен весь материал, составляющий предмет ниже следующих глав.

То обстоятельство, что в разные геологические эпохи магмы давали начало всегда одним и тем же типам, наводит на мысль, что с одной стороны, кристаллизацией и расщеплениями родоначальных магм управляют некоторые закономерности, с другой, что быть может изверженные породы всех постархейских геологических эпох питались не одним общим огненножидким слоем, а отдельными замкнутыми магматическими бассейнами, или что они представляют результат переработки и переплавления все одного и того же материала, совершающего такой круговорот: магма—изверженные породы—осадочные породы—метаморфические породы—магма. Такой круговорот был намечен уже Хеттоном; подробнее этот взгляд развит Лукашевичем.

Другое интересное общее соотношение, которое не может остаться незамеченным, заключается в том, что глубинные и излившиеся породы, вообще говоря, тождественны по своему химическому составу; эффузивные породы повторяют типы интрузивных лишь с одним исключением: среди них отсутствуют типы мономинеральных пород. Это тождество хорошо подчеркивает общность происхождения интрузивных и эффузивных пород и заставляет думать, что интрузивные и эффузивные очаги питаются одними источниками, что, по-

скольку эти источники не являются чистой кислой или основной магмой, а более или менее уклоняются от этого первоначального состава вследствие ассимиляции посторонних масс или вследствие дифференциации, это выравнивание состава, приведение его к сравнительно немногим постоянно повторяющимся типам, совершается до извержения и до кристаллизации; иначе сказать, что образование разных производных магм является результатом так наз. магматической дифференциации, т. е. совершается в жидком состоянии.

Мысль о приведении всех изверженных пород к двум родоначальным магмам—кислой и основной—была высказана еще Бунзеном, который считал все породы Исландии за результат смещения в разных пропорциях так наз. нормальнопироксеновой (по нашему основной) и нормальнотрахитовой (по нашему кислой) магм. В последнее время теория этих двух родоначальных магм была развита также Дэли, который считает, что единой жидкой магмой является основная магма, между тем как кислая в настоящее время, и вероятно уже с давних времен, составляет наружную твердую оболочку земного шара. Боуэн, давший в последнее время картину эволюции изверженных пород, опирающуюся на кристаллизационную дифференциацию и на его реакционный принцип, также признает единую родоначальную магму—базальтовую.

Дифференциация

Вопрос о причинах разнообразия и о происхождении изверженных пород издавна занимал геологов и петрографов. Предположение, что каждая порода происходит из отдельного магматического бассейна, не могло считаться удовлетворительным. В одних и тех же вулканических областях, даже в одном и том же вулкане состав лав со временем меняется. На достаточно хорошо обнаженных интрузивных массивах можно убедиться, что в пределах одного и того же массива сочетаются между собою различные породы, нередко связанные между собою переходными звеньями. Эти факты невольно направляли взоры в сторону такого предположения, которое помогло бы разобраться в этом разнообразии. Невольно напрашивалось представление о генетической связи между такими различными по составу породами, слагающими какой-нибудь массив или какую-нибудь вулканическую область.

Генетическую связь между различными изверженными породами можно было истолковать различно. Одно возможное предположение заключается в том, что существуют родоначальные магмы того состава, который отвечает крайним членам какого-нибудь ряда или

какой-нибудь серии пород, объединенных в массиве или в вулканической области и связанных между собою переходами; все промежуточные породы представляли бы в таком случае смеси этих двух магм в различных пропорциях. Это предположение было применено Бунзеном для объяснения разнообразия лав Исландии как продуктов смешения нормально-пироксеновой и нормально-трахитовой магм, как указано выше. Другая гипотеза предполагает одну магму, которая путем расщеплений и отщеплений распадается на ряд производных магм или дает ряд различных пород, связанных между собою постепенными переходами. Эти процессы расщеплений и отщеплений объединяют под общим названием дифференциации. Такая гипотеза ведет свое начало от Дюроше, который сравнивал происходящие при этом явления с так называемой ликвацией. Иддингс, Розенбуш, Брёггер и целый ряд других исследователей развили эту гипотезу дифференциации. Впоследствии было выдвинуто также и значение сплавления магмы с твердыми минеральными массами, процесс так называемой ассимиляции, которая может быть причиной разнообразия изверженных пород какой-нибудь области или непосредственно, когда происходит ассимиляция и, следовательно, изменение состава магмы, или тем, что ассимиляция, вызывает расщепление, т. е. дает толчок к дифференциации (Левинсон-Лессинг, Дэли).

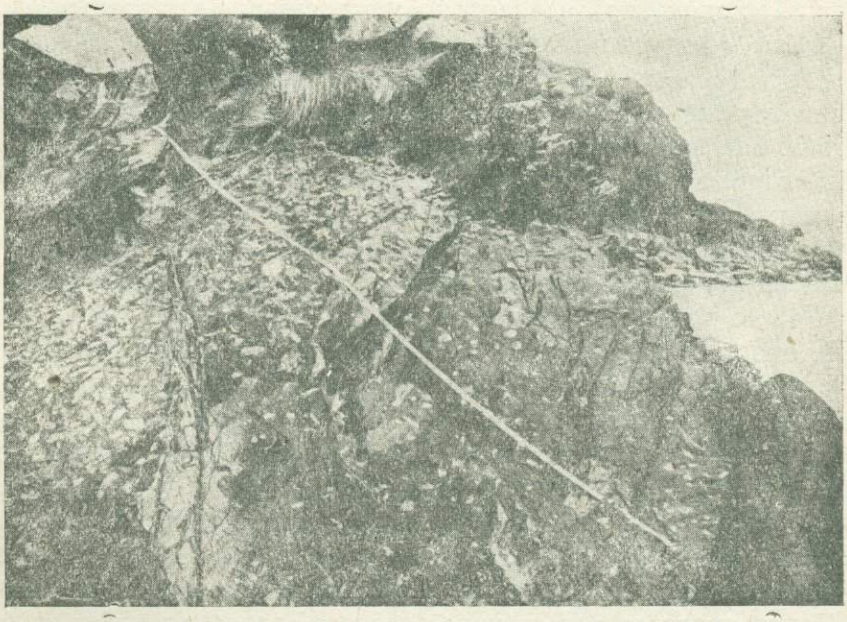
Из разных предположений, которые явились ответом на этот запрос, наиболее жизненным оказалось то, которое видело причину этого разнообразия в расщеплении некоторой первоначальной магмы на магмы производные. Как, под влияньем каких причин и в каком направлении совершаются такие расщепления? В поисках ответов на эти вопросы разные исследователи стали обращать внимание на разные стороны этого явления и на различные возможные его толкования. Аналогия с металлическими сплавами и с разными смесями жидкостей, различные теоретические предположения, экспериментальные исследования, микроструктура и состав изверженных пород, наконец, геологические взаимоотношения — все было вовлечено в орбиту этой проблемы и так или иначе использовано. На этой почве постепенно более или менее резко обрисовалось два направления: одни считают, что те или иные расщепления совершаются, пока магма находится в жидком состоянии, и стали называть эти явления магматической дифференциацией; другие не могли не заметить, что самый процесс кристаллизации магмы и распределения в кристаллизующейся магме выделяющихся из нее минералов должны сопровождаться и на самом деле сопровождаются более или менее резкой дифференцировкой в их распределении в вертикальном положении; это то, что объединяется под понятием кристаллизационной дифференциации.

Разберем вкратце оба эти явления.

Магматическая дифференциация. Между изверженными породами, входящими в состав одной и той же петрографической провинции, наблюдается нередко сходство в какой-нибудь особенности химического состава, невольно вызывающее представление о том, что между этими породами существует известная генетическая связь. Во многих случаях между породами дифференцированного массива или одной провинции наблюдаются постепенные переходы. Эффузивные и интрузивные породы различаются структурой и условиями залегания, но вполне параллельны друг другу по химическому составу. Наконец, некоторые особенности структуры, как, например, полосатая структура некоторых габбро, некоторые такситовые и сферолитовые породы также наводят на мысль о том, что они образовались из смеси жидкостей или из эмульсиеобразно расщепленной родоначальной жидкости. Все это такие факты, которые говорят за дифференциацию в жидком состоянии, т. е. за магматическую дифференциацию. В чем она заключается и чем она вызывается—это проблема до сих пор еще не разрешенная. Первоначально возникла мысль о расщеплении на несмешивающиеся ниже известного температурного предела жидкости, наподобие ликвации металлических сплавов или расщепления смесей жидкостей на два слоя, установленного Алексеевым. Призывали на помощь так называемое правило Сорэ, в силу которого в более холодных частях раствора повышается его концентрация, или повышение концентрации в нижних частях высокого столба раствора согласно Гуи и Шаперону. Прибегали и к помощи термоэлектрических токов, к сортирующей переносной деятельности летучих компонентов. Следует признать, что вопрос о механизме магматической дифференциации не разрешен ни теоретически, ни экспериментально. Но необходимость допустить такую дифференциацию вышеуказанными фактами достаточно обоснована.

Минералы в магме диссоциированы, как это установлено разнообразными опытами (Инддингса, Баруса, Дёльтера, Боуэна); поэтому при известных условиях могут из одной и той же магмы получаться разные минеральные комбинации. Но в магме, спокойно в процессе охлаждения доходящей до конца кристаллизации, разные основания поделили между собой кремнекислоту и соединились с нею сообразно их относительным сродствам, их относительной жадности к кремнекислоте в комплексы, соответствующие окончательным минералам такой магмы. Если в магме происходит магматическая дифференциация, то перемещаются, концентрируясь в той или иной части магматического бассейна, не отдельные окислы, как думали раньше, а комплексы, соответствующие будущим минералам.

Кристаллизационная дифференциация. Еще Дарвином было установлено, что выделяющиеся из магмы кристаллы могут распределяться в ней по удельному весу. Многочисленные наблюдения и соображения подтверждают реальность этого явления, которое и может быть причиной дифференциации, т. е. образования из одной магматической жидкости двух или нескольких пород. Если выделившиеся первыми кристаллы, как более тяжелые, тонут, а другие, более легкие, быть может всплывают, это может повести к образованию меланократовой фации внизу и лейкократовой наверху. Диф-



Фиг. 115. Пример гравитационной дифференциации. Наклонная дайка порфировидного габбродиабаза (на ней лежит лента рулетки), левая, т. е. верхняя часть дайки обогащена вкрапленниками платоклаза. Фот. А. А. Полканова.

ференциация при посредстве неравномерного распределения кристаллов в магме по их удельному весу, как, например, авгита и плагиоклаза в некоторых диабазовых породах, авгита и лейцита в лавах Везувия и много др., носит название гравитационной дифференциации; пример такой дифференциации приведен на фиг. 115. Погружающиеся вниз кристаллы могут подвергнуться снова растворению в более горячих частях магматического бассейна и этим вызвать более или менее резкое различие в химическом составе разных частей такого бассейна (Швейг). Под влиянием горообразуюшего давления из такого уже более или менее обогащенного кристаллами бассейна оста-

точная жидкая часть может выжиматься и этим еще более способствовать кристаллизационной дифференциации. Наконец, нельзя не принять во внимание опытов Боуэна, показавших, что в начальной стадии кристаллизации получаются не те окончательные минералы, которые получились бы при продолжительной спокойной кристаллизации данной магмы, а другие, которые являются результатом диссоциации первых; например, из плагиоклазопироксенового расплава вначале выделяется вместо пироксена оливин и освобождается некоторое количество кремнекислоты; вместо ортоклаза получается первоначально лейцит. При спокойной медленной кристаллизации эти временные первоначальные продукты диссоциации и кристаллизации снова растворяются в остаточной жидкости, и в результате получается не оливин, а *клиноэкстатит*, т. е. *пироксен*; *не лейцит, а ортоклаз*; *не нефелин*, а альбит. Но если бы произошла отсадка этих первоначальных выделений, которые в сущности представляют временные в данных условиях минералы, путем ли погружения в более глубокие слои, или всплывания на поверхность, и если бы жидкость оказалась от них отжатой дислокационным давлением, эти временные минералы сохранились бы, а отделившаяся от них жидкость дала бы начало горной породе иного состава, чем та же магма там, где идет спокойная ее кристаллизация до конца. Или если бы скопившиеся путем отсадки кристаллы в нижних слоях магмы снова растворились, то из первоначально однородной магмы получились бы две производные магмы, а путем их кристаллизации две различные породы с переходными между ними звеньями; следовательно, таким путем можно объяснить дифференциацию, как результат фракционированной кристаллизации при некоторых вышеуказанных допущениях.

Магма представляет сложный раствор, подчиняющийся законам, управляющим кристаллизацией растворов; поэтому к растворимости должна быть сведена, как это было установлено Бунзеном, Дюроше, Фогтом, и последовательность кристаллизации минералов, слагающих сложную силикатную породу. Но явления в магме осложнены и часто замаскированы присущей силикатным расплавам вязкостью и способностью к переохлаждению. Вопрос о последовательности выделения минералов из магмы занимал и продолжает занимать видное место в проблеме изверженных пород. Все установленные здесь правила закономерности и исключения, конечно, могут быть поняты только при свете представления о магме, как о растворе. Но магма раствор более сложный, чем мы обыкновенно себе представляем, и во всяком случае ни искусственно расплавленная горная порода, ни тем более простые искусственные смеси химически чистых соединений не могут дать нам истинную картину глубинной магмы. Водяные

пары и газы, которыми богата эта магма, примесь некоторых элементов, входящих в состав магмы в ничтожно малых количествах, и которыми мы в наших анализах обыкновенно пренебрегаем, быть может даже и давление могут так или иначе видоизменять ход кристаллизации такой магмы по сравнению с лабораторными расплавами или даже с излившейся лавой.

В результате можно сказать, что кристаллизационная дифференциация играет серьезную роль в процессе формирования изверженных пород. Но вместе с тем надо признать, что без допущения магматической дифференциации в более или менее крупных размерах не обойтись ни при толковании разнообразия изверженных пород, слагающих сложные по составу массивы, ни при изучении некоторых структур и магматических рудных месторождений. Причиной магматической дифференциации во многих случаях можно считать или ассимиляцию посторонних минеральных масс, или потерю газообразных веществ; и то, и другое нарушает установившееся равновесие и дает толчок к расщеплению.

Так как застывание и затвердевание магмы в конечном счете есть результат охлаждения, т. е. представляет естественный процесс, то надо допустить, что он управляется законом энтропии, стремлением к уменьшению свободной энергии (в известном смысле принципом максимальной работы).

Но не одна дифференциация является ответственной за разнообразие изверженных пород, происходящих из одного общего источника. Ведь магма находится более или менее долго в соприкосновении с теми горными породами, среди которых она залегает или передвигается; ее путь проходит через более или менее значительные толщи осадочного или изверженного материала. Не естественно ли предположить, что в этих условиях должно происходить некоторое расплавление стенок этих бассейнов или каналов, расплавление достаточное для того, чтобы в краевых частях таких магматических бассейнов или в первых продуктах вулканических извержений через такие каналы получалось в результате растворения посторонних масс более или менее существенное изменение химического, а следовательно, и минералогического состава? Мало того, такая „ассимиляция“ в более или менее значительных размерах может, казалось бы, не только изменить валовой состав жидкой магмы, не только изменить условия растворимости отдельных ее составных частей, но в некоторых случаях настолько нарушить существовавшее до этого равновесие, что оно может быть восстановлено лишь таким распадом или расщеплением, при котором получаются две производные магмы. С этой точки зрения ассимиляция не только является одной из причин раз-

нообразия изверженных пород, происходящих из одного общего источника, но и причиной дифференциации. Еще не так давно петрографы в этом отношении делились на два лагеря: одни признавали ассимиляцию, другие отрицали ее. Теперь, повидимому, ассимиляция пользуется почти всеобщим признанием.

Таким образом мы приходим к следующей картине. Существует две родоначальные магмы: кислая, гранитовая, и основная, базальтовая; вопрос о том, как они сами произошли, мы оставляем в стороне. Все изверженные породы, которые, как известно, во все геологические периоды повторяют все одни и те же типы, являются или продуктами непосредственной кристаллизации одной из этих магм, или продуктами сплавления их с другими породами, или продуктами дифференциации.

Еще одним источником суждений о ходе диффренциации является последовательность извержений в вулканических областях, в которых вулканические извержения продолжались долго или неоднократно возобновлялись. Уже давно Рихтгофеном было установлено, что в Трансильвании и в Калифорнии извержения начинались с андезитов, затем переходили в дациты и липариты и заканчивались базальтами. Такая последовательность наблюдается часто и, будучи обобщена, привела Дэли и заключению, что единственной магмой является базальтовая; первые порции извержений, по его мнению, представляют результат изменения базальтовой магмы под влиянием ассимиляции. Для других, начиная с Розенбуша, эта последовательность извержений говорила о дифференциации в магматическом бассейне: при этом в верхних частях получалась более легкая и более кислая магма, которая и питала первые извержения — обыкновенно более кислые. Иддингсом и другими были указаны и другие случаи смены извержений, а также, повидимому, и дифференциации в магматическом бассейне; начинаясь с пород средних, извержения затем переходят в кислые и основные, т. е. в продукты расщепления первоначальной магмы. Независимо от наших теоретических взглядов на эту смену продуктов извержения, факт сам по себе неоспорим и объясняет то родство отдельных членов вулканической формации по химическому составу, которое позволяет говорить о „комагматических" областях (Вашингтон) или о „кровном родстве" (Иддингс). Характерными примерами таких комагматических областей могут служить, например, натровая провинция Христиании, калиевая Римская провинция, магнезиальная провинция северного Урала и др.

Магма не только представляет очень сложный раствор, в котором условия растворимости отдельных минералов и условия взаимного равновесия разных минералов не могут быть еще в достаточ-

ной мере освещены экспериментально, как это сделано для сложных водных растворов (см. главу о каменной соли), но условия ее кристаллизации осложняются еще тем, что от момента начала кристаллизации до окончания этого процесса, т. е. до полного застывания и охлаждения, магма проходит часто через целый ряд последовательно изменяющихся условий. Процесс охлаждения осложняется изменениями давления, выделением летучих составных частей, временными повышениями температуры как вследствие только что указанных явлений, так и вследствие выделения тепла при кристаллизации. Об этом свидетельствуют, например, коррозионные каемки, полиморфные превращения, распадение твердых растворов и т. п. уже указанные выше явления, которые находят себе выражение в структурных особенностях горных пород. Мало того, если происходит ассимилиция стенок магматического бассейна или ксенолитов, то вступают в свои права отношения растворимости, определяемые правилом Нернста, в силу которого прибавление к раствору веществ с одинаковыми ионами понижает растворимость, а присоединение веществ с отличными от уже существующих в магме ионов, наоборот, повышает растворяющую способность данного раствора. Далее, нельзя не считаться и с явлениями диффузии при частичном растворении ксенолитов или боковой породы, а также с возможностью образования в начальной стадии кристаллизации временных соединений, неустойчивых и в дальнейшем ходе процесса кристаллизации, дающих путем реакции с еще жидкой частью магмы новые соединения. Наконец, надо иметь в виду, по аналогии с водными и вообще жидкими при обыкновенной температуре растворами, что иногда присоединение путем ассимиляции извне хотя бы незначительных количеств некоторых веществ может вызвать распад жидкости на два несмешивающихся слоя. Одним словом, явления кристаллизации магмы представляют очень сложную картину, которая еще ждет детального экспериментального освещения, но которая по аналогии с более простыми уже исследованными случаями и на основании толкования некоторых структурных особенностей уже и теперь может считаться до известной степени освещенной.

В тесной связи с проблемой дифференциации стоит вопрос о последовательности выделения минералов из магмы. Идиоморфизм, вернее степень идиоморфизма, отдельных составных частей изверженной породы и нахождение некоторых минералов в виде включений в других дали возможность подметить ту последовательность, в которой шел процесс кристаллизации различных изверженных пород. При этом не могло ускользнуть от внимания исследователей, что в этой последовательности есть некоторая закономерность, некото-

рое постоянство. Прежде всего было отмечено, что к наиболее ранним выделениям относятся такие составные части, как магнетит, хромит шпинели, сульфиды, апатит, титанит, перовскит, т. е. минералы, входящие в состав магмы в незначительном количестве и очевидно отличающиеся незначительной растворимостью в ней. Затем было установлено, что обыкновенно железистомагнезиальные минералы кристаллизуются раньше полевошпатовых, а эти последние раньше кремнекислоты, оливины раньше пироксенов и амфиболов, плагиоклазы раньше ортоклаза. Розенбуш возвел это в общее правило. Однако, диабазы и офитовые габбро, а также сферолитовые породы представляют как раз обратный случай. Фогт на основании изучения шлаков установил, что последовательность кристаллизации двух минералов может быть различна в зависимости от состава среды, ибо эта последовательность определяется растворимостью; постепенно стали известны и в изверженных породах случаи различной последовательности кристаллизации двух составных частей в зависимости от их относительных количеств. В настоящее время можно считать установленным, что последовательность кристаллизации минералов из магмы определяется составом магмы, температурой и давлением, т. е. растворимостью разных составных частей при данных условиях—так же, как и в сложных водных растворах. Процесс здесь однако, вероятно, осложняется явлениями переохлаждения и вязкости, как это было подчеркнуто Дельтером.

Кроме того, возможно, что здесь играют известную роль соотношения молекулярных объемов образующихся минералов. Дело в том, что из сопоставления молекулярных объемов минералов изверженных пород с суммой молекулярных объемов кремнекислоты и тех окислов, из которых они получаются, вытекает, что минералы в этом отношении распадаются на две группы: одни, как оливины, пироксены, амфиболы, образуются с сокращением объема, т. е. повышенное давление должно содействовать их формированию; другие, как полевые шпаты и фельдшпатиты, наоборот, образуются с увеличением объема, т. е. повышенное давление является для них препятствием. (см. стр. 122). Следовательно, повышенное давление содействует „растворению“ полевошпатовых минералов. И мы видим, что, как общее правило, в глубинных породах минералы первой группы выделяются раньше минералов второй, а в эффузивной фазе кристаллизации так же, как и лабораторных опытах, полевые шпаты, наоборот, кристаллизуются раньше, что подтверждается целым рядом сделанных в разное время опытов [1]).

[1]) Характерный пример представляет также опыт Лакруа над перекристаллизацией арьежитов.

Для понимания процессов кристаллизационной дифференциации и последовательности выделения минералов из магмы следует также иметь в виду, что калий и магний обладают, повидимому, большим сродством к кремнекислоте, чем натрий и кальций. Поэтому, независимо от порядка кристаллизации, эти основания всегда удерживают максимальное количество кремнекислоты.

Взаимоотношения пород кислой и основной магм

Вопрос о самостоятельности кислой и основной магмы или о происхождении всех изверженных пород из одной родоначальной магмы путем дифференциации может и должен быть иллюстрирован и обоснован не теоретическими рассуждениями и даже не лабораторными опытами, а геологическими наблюдениями, которые должны показать, существуют ли между кислыми и основными породами промежуточные звенья в областях их совместного нахождения, и являются ли кислые и основные породы одновременными образованиями или же они различного возраста, т. е. генетически между собою непосредственно не связаны. Для некоторых районов развития гранитов и габбро уже сравнительно давно указаны факты, говорящие о том, что они различного возраста; таковы факты, относящиеся к Уралу, к Гарцу в общей форме. Остановимся здесь на нескольких конкретных примерах, относящихся к известным массивам и комплексам, в которых граниты и габбро, или нориты, залегают совместно, и посмотрим в частности, соответствуют ли условия залегания в таких сложных массивах той схеме, которая вытекает из представления о кристаллизационной дифференциации в связи с дифференциацией гравитационной, т. е. с распределением продуктов дифференциации по удельному весу. По этой схеме в сложном массиве, который получился путем кристаллизационной дифференциации из одной родоначальной магмы, а именно базальтовой, должна наблюдаться такая картина: внизу основные породы (габбро, нориты, перидотиты и др.), наверху кислые породы (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты), а в промежутке между ними были бы некоторые промежуточные средние типы (сиениты и т. п.).

Перссон[1]) отмечает, что признаки гравитационной дифференциации редко наблюдаются в природе: даже в массивах мощностью в тысячу и более метров, как, например, Хайвуд-Моунтэнс, этого нет. Это отмечает также и Феннер в своей последней работе. Неоднократно отмечалось, что с габбро сочетаются не граниты, а особые

[1]) L. V. Pirsson. Highwood Mountains, Montana. Bull. of the U. S. Geol. Survey 1905, № 237.

красные гранофиры (red rock). Таковы гранофиры на пластах Онежских габбродиабазов и многие другие. Новый пример этого же представляет нам лакколит Гирнавра в Индии; этот пример особенно интересен тем, что описывающие его авторы принимают для данного лакколита именно гипотезу кристаллизационной дифференциации. С этим представлением, однако, плохо вяжется как указание самих авторов, что в габбро и других породах этого массива не наблюдается никакого распределения минералов по удельному весу, так и то обстоятельство, что вместо гранита мы имеем гранофир в виде жил. По мнению авторов, эти жилы происходят якобы из гранитового слоя, подстилающего габбро (но не обнаруженного), что уже совершенно противоречит распределению пород, которое должно получиться в результате кристаллизационной и гравитационной дифференциации.

Мы знаем несколько грандиозных, по своим размерам, гранитных массивов. И если еще принять во внимание, что их основание нам неизвестно, получаются настолько значительные массы, что рассматривать их как верхнюю часть габбровых массивов, в которых путем кристаллизационной и гравитационной дифференциации получился гранит, вряд ли возможно, — особенно, если учесть, что при такой дифференциации, если она действительно существует, главным продуктом, количественно значительно преобладающим над гранитом, все-таки является габбро. На это также уже было указано. В одном из последних томов Journal of Geology есть статья Гроута[1]) о разных расчетах, применяемых в петрографии, в которой он показывает, что лишь одна десятая часть базальтовой магмы путем кристаллизационной дифференциации может превратиться в гранит, а в другом месте он дает даже такие цифры для иллюстрации результатов кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы: 80 ч. габбро, 10 ч. диорита, 5 ч. кварцевого монцонита, 5 ч. гранита (пожалуй вернее сказать не гранита, а гранофира). Мною также было показано, что из основной магмы может получиться лишь незначительный слой гранофировой породы.

А подстилаются ли на самом деле гранитные массивы еще более значительными интрузивными телами габброноритовых пород? На это никаких указаний нет, и, во всяком случае, это более чем сомнительно. Не останавливаясь подробно на этом вопросе, вспомним только, что граниты центральной Германии и Чехии, которые в последнее время вошли в круг рассмотрения петротектонических исследований Клооса, залегают на гнейсах, а не на габбро. И все равно, будем ли мы вместе с Клоосом считать эти гнейсы за постель

[1]) G. Grout. The use of calculations in petrology: a study for students. Journ. of Geol., 1926, vol. XXXIV, № 6, p. 512.

гранитов, — а сами граниты рассматривать как батолиты или, по новому толкованию Клооса, как интрузивные пласты, залегающие между докембрием и нижним палеозоем, или за нижние части того же гранитного массива, имеющего гранито-гнейсовое сложение, мы не находим признаков пород габброноритового семейства, подстилающих граниты. А там, где в одном и том же массиве есть на самом деле сочетание гранита с габбро, возраст их оказывается различным (Гарц, Урал, о. Скай, Бушвельд и др.).

В работе Дэли и Моленграфа [1]) о Бушвельдском массиве определенно подчеркнуто, что красный гранит является более молодым образованием, чем господствующий норит и что он сечет его жилами и образует с ним плутонические контакты. В последней работе Холля (Hall) также определенно указано, что гранит сечет нориты.

Феннер указывает, что и в Бушвельде, и в Пиджон-Пойнте, и в других аналогичных случаях есть доказательства того, что была жидкая гранитная масса: образование интрузивных контактов, жилы. Это подтверждает, как мне кажется, самостоятельность габбровой и гранитной жидкости. Феннер [2]) принимает гипотезу Дэли, т.-е. мою, но подчеркивает значительную роль летучих составных частей и говорит, что дифференциация не следует за ассимиляцией, а все время ей сопутствует.

В Бушвельдском массиве, согласно Райту, на которого ссылается Феннер [2]), наблюдается в кровле значительная гранитизация и образование синтектического гранита. Неизвестно, можно ли всю массу гранита и гранофира приписать этому процессу, но он, во всяком случае, играл значительную роль.

Бейли в свое время высказал, что гранофир (red rock) на Pigeon Point в Минезотте сечет габбро, следовательно, моложе его. Зандберг [3]) развивает особый взгляд на Бушвельдский массив. По его мнению, это гранитная интрузия, гранитизировавшая вышележащую осадочную толщу, серию Претории и Кару, кверху все слабее и слабее. Норит, находящийся среди этой гранитизированной серии, получился из доломитов. Вся покрышка Бушвельда слоиста и представляет хороший пример mise en place гранита путем гранитизации, т.-е. своего рода ассимиляции.

Харкер констатирует, что на о. Скай гранит сечет габбро, что габбро было уже холодным, когда его прорвал гранит. Характерно

---

[1]) R. A. Daly and A. F. Molengraaf. Structural relations of the Bushveld igneous complex, Transvaal. Journ. of Geol., 1924, vol. XXXII, № 1.

[2]) C. N. Fenner. Op. cit., p 736.

[3]) C. Sandberg. On the probable origin of the component members of the Bushveld igneous complex. Geol. Mag.; 1926, p. 710.

также его указание на то, что гранит иногда подстилает габбро, но не покрывает его. Взаимоотношения господствующего норита с гранофирами в средней части и переходными породами сиенитового типа в промежутке таковы, что Харкер высказывается за самостоятельную интрузию норита и гранита и за образование ублюдковых пород путем смешения этих магм. В массиве Square Butte в Монтане между кислыми и основными породами наблюдается резкая граница, а по теории Боуэна следовало бы ожидать промежуточного слоя. Согласно Квенселю габбро и граниты в Патагонии тесно между собою связаны, но принадлежат различным извержениям. По Тарасенке габбронориты моложе гранитов, по Лучицкому южнорусское рапакиви моложе или древнее других интрузивных пород.

Отмечая все эти факты, нельзя вместе с тем не подчеркнуть, что факты совместного нахождения гранитов и габбро требуют в дальнейшем особенно тщательного исследования, а именно с точки зрения их возрастных взаимоотношений и возможности или невозможности производить их от одной родоначальной магмы и, в частности, именно от базальтовой магмы, путем дифференциации на месте залегания данного интрузивного тела. Следует подчеркнуть, что речь идет именно о дифференциации на месте залегания массива, так как вопрос о происхождении кислой и основной магмы при бифилетическом взгляде на генезис изверженных пород лежит за пределами геологического познания.

Мы говорили до сих пор о таких случаях совместного нахождения гранитов и габбро, когда господствующим представляется это последнее и когда речь идет о производстве гранита от основной магмы. Известны, однако, и даже широко распространены случаи иного рода, а именно, гранитные массивы, прорезанные жилами основных пород. Вспомним хотя бы хорошо известный Дарьяльский гранит с его многочисленными зеленокаменными жилами. Повидимому, есть основание думать, что такие жилы основных пород в некоторых случаях образовались одновременно с самим гранитом или, по крайней мере, непосредственно вслед за его образованием. Если это действительно так, то можно говорить об отщеплении основных жильных пород, именно жильных, от гранита; но это, конечно, явление совершенно иного порядка, чем образование гранитов из габбро согласно схеме Боуэна.

Интересно еще одно указание Феннера, почерпнутое им из работы Шеннона[1]), а именно указание на диабаз, заключающий значительное

[1]) E. Shannon. The mineralogy and petrology of intrusive triassic diabase at Goose Creek, London County, Virginia. Proc. U. S. Nat. Museum, 1924, vol. LXVI, p. 1.

количество крупнозернистых пегматитовых выделений, которые рассматриваются как более молодые, чем заключающий их диабаз, т. е. как последние продукты дифференциации диабазовой магмы, обогащенной летучими составными частями. И эта последняя фаза кристаллизации оказывается не обогащенной кремнекислотой, как следует по схеме Боуэна, а имеющей тот же состав, что и первоначальный диабаз. Если к этому добавить, что в литературе имеются указания на то, что стекловатая часть основной массы базальтов обогащена магнезией и железом и является, следовательно, не более кислой, а более основной, чем первоначальная магма, то надо будет признать что схема кристаллизации базальтовой магмы отнюдь не всегда соответствует той картине, которая была получена для „хаплобазальтового" (т. е. упрощенного базальтового состава) расплава в лаборатории.

Боуэновская схема кристаллизационной дифференциации встречает на своем пути, в приложении к эффузивной фации, два препятствия. Во-первых, вместе с кислыми лавами часто должны были бы встречаться ультраосновные эффузивы, так как образование оливина, нефелина, лейцита является одним из необходимых звеньев в процессе кристаллизационной дифференциации. Во-вторых, по этой схеме трудно объяснимо образование переходных эффузивных типов, промежуточных звеньев между основными и кислыми породами; при допущении самостоятельной основной и кислой магмы переходные типы легко объясняются смешением или ассимиляцией одной магмы другой.

Независимо от всего прочего естественно возникает вопрос: почему базальтовая магма в одних случаях дифференцируется, а в других, и при том очень многочисленных и значительных, изливается как таковая без предварительной дифференциации?

Если систематически проследить ход кристаллизационной дифференциации по схеме Боуэна, то получается также вывод, неблагоприятный для вывода гранита из базальтовой магмы. В системе альбит-анортит-диопсид по Феннеру конечным продуктом будет не гранит, а порода, состоящая примерно из 56% альбита, 14% анортита и 30% диопсида; у меня в свое время был дан почти тождественный подсчет: 50% альбита, 26% анортита и 24% диопсида.

Нельзя не вспомнить, что в основных породах плагиоклаз часто кристаллизуется раньше пироксена (габбро-диабаз или офитовое габбро), а это опрокидывает всю реакционную схему Боуэна.

О генезисе изверженных пород

Проблема генезиса изверженных пород обнимает три вопроса: 1) происходят ли все изверженные породы из одной родоначальной

магмы или следует признать независимость двух магм, кислой и основной; 2) совершается ли дифференциация, которой объясняется разнообразие изверженных пород лишь в самом процессе кристаллизации магмы, иначе сказать, при посредстве кристаллизационной дифференциации, или же существует дифференциация в жидком состоянии—дифференциация магматическая; 3) роль ассимиляции в процессах дифференциации.

В дополнение к тому, что уже было сказано по этих вопросам выше, приведем еще несколько соображений и сопоставлений.

В проблеме дифференциации естественно возникает вопрос о том, чем вызывается дифференциация и чем она регулируется, т. е. каковы побудители и регуляторы дифференциации.

Основной проблемой дифференциации является вопрос о том, когда и каким путем совершается расщепление некоторой родоначальной магмы на изверженные породы различного минералогического и химического состава.

Одни (Розенбуш, Бреггер, Левинсон-Лессинг, Дэли, Ниггли, первоначально также Фогт и др.) считают необходимым допустить расщепление магмы в жидком состоянии—это так называемая магматическая дифференциация; другие (Харкер, Боуэн, в последнее время Фогт и др.) полагают, что дифференциация совершается во время процесса кристаллизации магмы, и что все процессы образования разных изверженных пород из некоторой общей магмы могут быть сведены к так называемой кристаллизационной дифференциации. Из детального изучения дифференцированных массивов, из экспериментальных работ и из теоретических рассуждений черпают свои доводы и иллюстрации правильности своих воззрений сторонники того и другого взгляда. При современном состоянии наших знаний вопрос не может, конечно, считаться решенным или даже близким к решению; но заманчивость проблемы дифференциации именно в том и заключается, что здесь открывается обширное поле для созидательной работы и для критики.

Будучи сторонником магматической дифференциации, следует вместе с тем отдавать должное и дифференциации кристаллизационной. Не повторяя неоднократно уже высказанных доводов в пользу необходимости признания расщеплений в жидкой магме и невозможности объяснить все процессы расщеплений при помощи дифференциации кристаллизационной, ограничимся лишь следующими соображениями. Тождество эффузивных и интрузивных магм представляется непонятным, если не допустить, что еще в жидкой магме происходит дифференциация, которая приводит всегда к образованию одних и тех же магм.

Точно так же и явления ассимиляции неминуемо приводят нас к необходимости вызываемых ими расщеплений, иначе было бы непонятно отсутствие аномальных магм, которые должны были бы во многих случаях получиться в результате более или менее значительных ассимиляций. Это последнее соображение приводит и Эрдмансдерфер в статье о ксенолитах и об их ассимиляции: резорбирование и ассимиляция вызывают дифференциацию.

На сторону гипотезы магматической дифференциации решительно встал и Ниггли, придающий в этом процессе большое значение газообразным летучим составным частям магмы. С другой стороны, определенным противником магматической дифференциации является Боуэн, делающий из своих опытов вывод о достаточности кристаллизационной дифференциации. В применении к анортозитам взгляды Боуэна также были подвергнуты критике.

Прежде чем заняться рассмотрением самого механизма дифференциации, естественно задать себе вопрос, что является основной причиной, иначе сказать побудителем дифференциации и каковы те условия, которыми она регулируется и направляется. В самом деле, почему магма при охлаждении не просто кристаллизуется, а распадается на производные магмы или дает начало разным горным породам. Что заставляет ее дифференцироваться? Ответ на этот вопрос будет различен в зависимости от того, относится ли он к магме, которая при продолжительном покое охлаждается и кристаллизуется на месте своего продолжительного залегания, или же он относится к магме, которая передвигается внутри земной коры и на своем пути встречает и вплавляет посторонние минеральные массы. В первом случае, т. е. когда мы имеем дело с магмой, медленный процесс охлаждения которой совершается и завершается на месте ее продолжительного спокойного залегания, причиной дифференциации являются само охлаждение и распределение как жидких, так и составных частей по удельному весу; во втором случае, т. е. при передвижении магмы, толчок к дифференциации дает вплавление посторонних масс или потеря летучих составных частей.

В свое время я предложил различать дифференциацию глубинную, или статическую, совершающуюся в магме абиссальной, находящейся в покое в течение значительного промежутка времени, и дифференциацию интрузии (ацензионную, или анабантическую), которая характеризует магму интрузивно перемещающуюся или переместившуюся в верхние слои земной коры. И мне кажется, что эти два случая на самом деле существуют и играют каждый свою роль в общей картине процессов дифференциации.

Рассмотрим оба случая в отдельности. Мы слишком мало знаем о строении глубоких слоев земной коры, чтобы с известной долей вероятия судить о судьбах глубинной магмы. Ведь нам даже неизвестно, приходится ли считаться со сплошным жидким поясом, отделяющим твердое ядро от твердой наружной оболочки, или с отдельными изолированными магматическими бассейнами. В равной мере нам неизвестно, являются ли магматические массы замкнутыми, так сказать предоставленными сами себе, или же они получают приток тепла извне. В последнем случае всякие спекуляции являются беспочвенными. Поэтому остается лишь рассмотреть тот случай, когда магматическая масса находится уже давно в некоторой части земной коры, когда окружающие ее стенки уже настолько растворились и настолько прогрелись, что дальнейшей ассимиляции не происходит. В таком случае эта магма находится лишь под действием медленного прогрессивного охлаждения, которое и приходится рассматривать как единственного побудителя к дифференциации.

Иначе обстоит дело с магматической массой, которая перемещается под влиянием деформационных усилий в земной коре, все равно, будут ли это горообразующие или эпирогенетические процессы. Как во время этого перемещения, так и в тех слоях, среди которых эта масса интрузивно застревает, происходит не только потеря тепла, но также ассимиляция части прорванных слоев путем непосредственного зальбандного резорбирования, или путем обрушения кровли и резорбирования ксенолитов, а также более или менее значительная потеря летучих веществ, уходящих в уже существующие или вновь возникающие трещины. Таким образом этот процесс передвижения, или интрузии магмы сопровождается, с одной стороны, приобретением некоторых составных частей вследствие ассимиляции, с другой стороны, потерей летучих соединений. И то и другое не только изменяет химический состав магмы, но и существенным образом нарушает уже установившееся равновесие и дает толчок к дифференциации. Если бы резорбирование зальбандов или ксенолитов выражалось исключительно в ассимиляции, следовало бы ожидать образования самых разнообразных по своему химическому составу и аномальных по сравнению с обычными типами изверженных пород — „ублюдковых“ (гибридных) пород. Этого не наблюдается: в разные эпохи и в разных местах повторяются все одни и те же химические типы магматических пород, независимо от того, являются ли они абиссальными, интрузивными или эффузивными. Нельзя не признать, что это явление было бы непонятно, если не предположить, что растворение посторонних масс не ограничивается ассимиляцией, а сопровождается

дифференциацией. Эта последняя, регулируемая некоторыми общими факторами, о которых речь будет ниже, выравнивает аномалию химического состава путем расщеплений и отщеплений. Нет надобности повторять те соображения, которые привели в свое время к этой концепции и вылились в форму синтектически-ликвационной теории дифференциации, так же как излишне повторять и указание на некоторые экспериментальные данные, говорящие в ее пользу. С течением времени все более и более укреплялся этот взгляд и получил могущественного союзника в лице Дэли. Попытки экспериментальной проверки этой гипотезы на силикатных расплавах пока не дали определенных результатов [1]). Но новые наблюдения в поле и внимательное изучение некоторых структур, например, первично-полосатой структуры габбро и нефелиновых сиенитов, или некоторых сферолитовых пород, или шаровой структуры гранитов, постоянно привлекают новых сторонников как самой ассимиляции, так и сопровождающей ее дифференциации. Так, например, можно назвать Ниггли и Эрдмансдерфера, которые различными путями,—первый, исходя из соображений о роли летучих составных частей магмы, второй на основании обзора работ по ксенолитам и контактам,—приходят к заключению, что ассимиляция в более или менее широких размерах должна сопровождаться расщеплениями.

Первоначально имели в виду в качестве побудителя дифференциации интрузивной магмы лишь явления сплавления и вплавления. Ниггли, посвятивший несколько работ газообразным летучим составным частям магмы, правильно выдвинул и их значение для дифференциации. Уже самое выделение этих летучих веществ Ниггли рассматривает, как проявление дифференциации, как бы своего рода дестилляцию, так как возникающие при этом пневматолитические рудные и другие жильные и иные образования представляют отщепления от интрузивной магмы, и генетически, и топографически с нею связанные. Вместе с тем он отмечает — и на некоторых примерах это разбирает, — что выделение летучих веществ из магмы может так нарушить равновесие и взаимоотношения составных частей магмы, что это явится толчком к расщеплению.

Расщепление, как результат нарушения равновесия вследствие вплавления посторонних масс или потери некоторых составных частей, несомненно может быть обосновано правилом фаз. Ассимиляция может увеличить число компонентов, дестилляция, на-

---

[1]) Неопубликованные еще опыты Б. В. Залесского в минералогической лаборатории Ленинградского политехнического института.

оборот, уменьшает их. И в том и в другом случае соотношение между числом фаз, числом компонентов и переменными параметрами (или „свободами", т. е. температурой, давлением и концентрацией) изменяется. Следовательно, система нонвариантная может сделаться моновариантной, дивариантной и т. д., или наоборот. Как это должно отразиться на равновесии системы и не проистечет ли отсюда в некоторых случаях необходимость расщеплений — ответ на это может дать только конкретный разбор отдельных случаев; не останавливаясь на этом, можно признать, что видеть в этом одну из возможных причин магматической дифференциации возможно.

Таким образом, расширяя первоначальную концепцию и включая в нее соображения Ниггли, можно так формулировать нашу точку зрения на причину дифференциации интрузивной магмы: всякое изменение химического состава магмы и равновесия в ней, путем ли ассимиляции твердых или жидких масс,—или же, наоборот, потери газообразных составных частей, вызывает дифференциацию, которая и выравнивает получившиеся при этом аномалии состава. Побудителями (анабантической, асцензионной) дифференциации интрузивной магмы является как ассимиляция, так и дестилляция. Приходится, следовательно, говорить о синтектически-дестилляционно-ликвационной теории дифференциации, иначе сказать, о дифференциации путем ассимиляции или дестилляции.

Дифференциация интрузивных масс, которая в свое время была названа асцензионной, совершается в жидкой магме, более или менее далеко от температурной области ее кристаллизации, т. е. является магматической дифференциацией. К магматической же дифференциации должны быть отнесены те неизвестные нам абиссальные процессы, которые еще в докембрийские времена привели (быть может приводят и теперь) в круговороте: магма — изверженные породы — осадочные породы — метаморфические породы — магма — к образованию двух родоначальных магм всех изверженных пород— гранитовой и базальтовой. В чем побудители этой дифференциации — это область общих спекуляций, в которые здесь вдаваться нет надобности.

О дифференциации кристаллизационной ограничимся лишь кратким замечанием. Вопреки Харкеру и Боуэну мы не считаем ее способной охватить всю совокупность процессов дифференциации, а рассматриваем ее лишь как одно из звеньев, и притом именно последнее звено, в той цепи процессов, которые приводят

от первоначальной магмы или первоначальных магм к конкретным магматическим породам. Область кристаллизационной дифференциации это или: 1) абиссальные магматические массы, долго находящиеся в покое и уже настолько охладившиеся, что дальнейшее охлаждение вызывает кристаллизацию, или 2) интрузивные массы, которые уже достигли тех частей земной коры, дальше которых они проникнуть не могут, и тоже в процессе охлажденья подошли к кристаллизации. Побудителем дифференциации при посредстве кристаллизации является в обоих этих случаях охлаждение, поддерживаемое распределением выделяющихся кристаллов по удельному весу, т. е. отсадкой или всплыванием (гравитационная дифференциация) и в некоторых случаях растворением осевших в более горячие глубокие слои магмы кристаллов (фракционированная кристаллизация).

Обратимся теперь к рассмотрению тех регуляторов, которые управляют ходом дифференциации в тех случаях, когда вышеуказанные побудители ее вызвали.

Как известно, Розенбуш отметил, что единица веса всякой изверженной породы содержит приблизительно одинаковое число молекул [1]). Само по себе это не имеет значения, как это уже было отмечено и мною, и другими, и впоследствии даже самим Розенбушем. Но, если принять во внимание, что максимальное и минимальное содержание кремнекислоты и разных оснований в изверженных породах не может выходить за некоторые определенные пределы и что изменения в их относительных количествах связаны между собой известной сопряженностью, невольно приходится признать, что здесь кроется какое-то регулирующее начало. Нам неизвестна закономерность взаимоотношений общего числа атомов, числа металлических атомов, числа частиц кремнекислоты, полуторных окислов, щелочей и щелочных земель. Но здесь, повидимому, имеется какая-то закономерность. В осадочных породах, например, в глинистых сланцах, контактных роговиках, парагнейсах и вообще в кристаллических сланцах осадочного происхождения и т. п., число частиц в единице веса, или число атомов и число металлических атомов более

---

[1]) Розенбушу всегда приписывают указание на общее число атомов или общее число металлических атомов как на величины, способные характеризовать химический облик изверженной породы. Справедливость требует отметить, что приоритет в этом отношении принадлежит русскому петрографу Брио, который еще в 1871 г. предложил пользоваться этими величинами. Подробности об этом см. в моей книге „Успехи петрографии в России". (А. Брио. Химикоминералогические исследования некоторых из представителей Днепровских краталлических пород. — Труды Харьк. Об-ва Естеств. У. 1871 г.).

или менее существенно уклоняются от величин, характерных для изверженных пород, точно так же, как могут встречаться там и такие комбинации RO, R^2O^3 и SiO^2, какие неизвестны в изверженных породах. Очевидно, что дифференциация должна так протекать, чтобы получались лишь такие производные магмы, в которых отношение не выходит за известные пределы при условии общего количества частиц около 150 [1]).

Заметим, что $nR^2O + mRO + pR^2O^3 + qRO^2 = 150$, при чем R^2O колеблется в пределах от 0 до 30, RO — от 3 до 84, R^2O^3 — от 0 до 33 (или даже 81 в кыштымитах), SiO^2 — от 60 (или даже 40 в кыштымитах до 130).

Если принять во внимание, что шлаки, контактные роговики и искусственные силикатные сплавы могут в этом отношении выходить далеко за эти пределы, существующие в изверженных породах, то придется признать, что в этих соотношениях, пока еще не поддающихся экспериментальному учету, кроется регулятор, направляющий дифференциацию как родоначальной магмы или родоначальных магм, так и получающихся при переплавлении („анатексисе") расплавов. К этому необходимо еще присовокупить ту сопряженность в варьяциях содержания отдельных окислов и целых их групп, которая определенно говорит против дифференциации при посредстве перемещения отдельных окислов (Иддингс) и которая привела к теории дифференциации путем перемещения групп окислов и кремнекислоты, соответствующих будущим минералам изверженной породы.

Только что приведенные соображения носят общий характер и ожидают более глубокого или быть может экспериментального освещения. Но и в теперешнем своем виде они достаточны для того, чтобы признать в отмеченных явлениях не только наличие известного фактора, регулирующего ход дифференциации, но и своего рода побудителя дифференциации. Когда происходит ассимиляция осадочного материала, когда образуются, по выражению Дэли, синтектики, возможно возникновение таких аномальных с точки зрения установленных типов изверженных пород смесей, которые должны были бы давать начало аномальным ублюдковым породам. Лишь в редких случаях на самом деле возникают эти гибридные образования. Обыкновенно же, очевидно, следствием образования аномальной синтектики является расщепление; образование производных магм нормального состава и вышеуказанные химические соотношения в этом

---

[1]) Это число есть сумма эквивалентов кремнекислоты и оснований в единице веса породы, помноженные на 100 (при пересчете анализа получался 1 . 5; чтобы иметь дело с цельным числом удобно помножить это на 100).

случае служат тем регулятором, который направляет ход процесса дифференциации.

Другой регулятор — это присущее всем физико-химическим процессам стремление к минимуму свободной энергии. Будем ли мы называть это принципом максимальной работы, или апеллировать к энтропии, несомненно одно: устойчивы те соединения, или состояния, и те группировки, образование которых сопровождается не поглощением, а выделением энергии. Когда есть запас свободной энергии, тело стремится ее проявить, стремится приложить ее в виде работы; наоборот, тело, отдавшее большую часть своей свободной энергии, является инертным и потому устойчивым. Таковыми будут, например, тела, образовавшиеся при охлаждении с выделением тепла, при давлении с сокращением объема и т. п. В приложении к магмам можно поэтому думать, что они будут стремиться именно к образованию таких инертных устойчивых систем. Если непосредственная кристаллизация магмы могла бы привести к неустойчивой или менее устойчивой системе, чем расщепление на две или несколько производных магм или пород, то должна наступить дифференциация, ход и направление которой и будет регулироваться стремлением всей системы к сохранению минимума свободной энергии. Аномальный состав какой-нибудь синтектической или анатектической магмы мог бы при условии непосредственной кристаллизации привести к образованию неустойчивых силикатов или к необходимости известного количества аморфного стекловатого кристаллизационного остатка. Дифференциация же может разбить такую магму на производные магмы, дающие более устойчивые системы — и она поэтому наступает и совершается в том направлении, которое предуказывается стремлением к отдаче энергии. Это, конечно, пока лишь голая общая мысль; экспериментальные работы или внимательный анализ дифференцированных массивов, вероятно, со временем подкрепят ее.

Явления дифференциации бесспорно играют главную роль в числе возможных факторов, которыми может быть объяснено разнообразие изверженных пород, и потому, независимо от различия взглядов на самый механизм дифференциации — сводить ли его к кристаллизационной дифференциации, допускать ли дифференциацию магматическую, прибегать ли к помощи термоэлектрических токов, приписывать ли ассимиляции и дестилляции роль фактора, дающего толчок к дифференциации и т. п. — все или почти все в том или ином виде допускают существование дифференциации.

Существуют, однако, случаи, когда для объяснения разнообразия изверженных пород приходится прибегать к другим представлениям. Это относится преимущественно к эффузивным формациям, так как

в эффузивных магмах дифференциация либо отсутствует, либо проявляется в слабой степени. И если для объяснения сложного петрографического состава многих интрузивных тел или для объяснения сложного состава той или иной петрографической формации или провинции нам оказывают существенную помощь представления о дифференциации, при толковании разнообразия той или иной эффузивной вулканической формации или последовательности извержений в том или ином вулканическом аппарате приходится прибегать и к другим предположениям. Одним из таких предположений, которым некоторые случаи объясняются удовлетворительно, является старая гипотеза смешения, высказанная Бунзеном еще в половине прошлого столетия для объяснения разнообразия лав Исландии. Это предположение исходит из самостоятельного реального существования кислой и основной магм и объясняет разнообразие излияний извержениями каждой из этих магм в чистом виде или смешением их в разных пропорциях. Это смешение можно себе представлять в одних случаях в виде действительного смешения двух жидкостей, в других оно быть может является ассимиляцией одной из этих магм некоторого количества уже затвердевших частей другой магмы. Для некоторых вулканических циклов, как, например, Карадага в Крыму, разнообразие химического состава разных членов вулканического цикла хорошо укладывается в рамки такого представления о смешении двух разных магм, а не дифференциации одной из них.

Классификация

По условиям застывания изверженные породы распадаются на две группы: 1) глубинные, или интрузивные и 2) излившиеся, или эффузивные. Первая группа обнимает те породы, которые завершили весь процесс застывания и кристаллизации внутри земной коры, независимо от того, принадлежат ли они к категории настоящих интрузивных (шпатесальных) образований или же к категории абиссальных пород. Характерной их особенностью является медленность охлаждения, кристаллизация под давлением и активное участие в процессе кристаллизации водяных паров и других газов, пропитывающих магму. Вследствие этого глубинные породы имеют полнокристаллическое сложение и часто содержат гидроксильные минералы или такие, в состав которых входит водород или фтор и т. п. И не следует думать, что застывание глубинных пород происходит непременно на очень большой глубине. Известны случаи застывания глубинных пород на глубине не только нескольких километров, но даже не более одного километра или полукилометра.

Излившиеся породы кристаллизуются на поверхности земли после вулканического извержения при быстром охлаждении под обыкновенным давлением и более или менее лишенные своих газов и паров. В результате мы видим в них образование стекла, микролитов и т. п. признаки поспешной кристаллизации. Но в большинстве случаев лава до извержения уже начала кристаллизоваться; следовательно, ее застывание совершалось в два приема: пока магма находилась еще внутри земли, произошло выделение кристаллов, образующих вкрапленники, а основная масса застыла и кристаллизовалась уже после излияния лавы; в интрателлургическую фазу, т. е. до извержения, кристаллизовались порфировидные вкрапленники, после извержения — основная масса.

В силу вышеуказанного интрузивные и эффузивные породы, не различаясь по химическому составу, — каждой интрузивной породе соответствует эффузивный эквивалент, за исключением немногих типов (мономинеральных пород), — различаются по структуре, по условиям залегания и отчасти по минералогическому составу. Структура глубинных пород кристаллическизернистая или гранитопорфировая, структура эффузивных — порфировая в той или иной ее разновидности или стекловатая. Формы залегания глубинных пород: батолиты, лакколиты, интрузивные пласты или другие формы интрузивных массивов, жилы; формы залегания эффузивных пород: потоки, покровы, экструзивные купола, жилы. Различия минералогического состава сводятся к тому, что в эффузивных породах наземного, но не подводного извержения, отсутствуют гидроксильные минералы, и вообще вследствие неполной кристаллизации часто отсутствуют не успевшие кристаллизоваться те или иные составные части, присущие данному химическому типу магмы. Наконец, эффузивные породы часто сопровождаются вулканическими туфами, которые, конечно, в условиях глубинного застывания магмы образоваться не могут.

Под названием гипабиссальных Бреггер и другие авторы отделяют от глубинных пород те интрузивные образования, которые, как, например, многие дайки или небольшие интрузивные массивы, кристаллизовались близко от земной поверхности. Если и выделять такую подгруппу, то все-таки следует помнить, что гипабиссальные породы это породы интрузивной, а не эффузивной группы. Иначе обстоит дело с теми более или менее тонкими интрузивными пластами, которые непосредственно связаны с подводными эффузиями и представляют части магмы таких подводных извержений, которые не выливались на дно моря, а проникали в рыхлые морские отложения и застывали в них, переслаиваясь с морским илом, который при

позднейшей метаморфизации перешел в глинистый сланец или близкий к ним сланец. Такие образования можно выделить под названием субинтрузивных. Таковы, например, пачки диабазовых и спилитовых пластов, чередующихся с глинистыми сланцами в Центральном Кавказе.

Вопрос о причинах разнообразия изверженных пород остается еще открытым, несмотря на разные попытки подойти к его освещению как путем теоретических рассуждений и экспериментальных работ, так и путем наблюдений в природе. Один факт в этой области, однако, вырисовывается в настоящее время с полной определенностью, а именно, что господство принадлежит двум типам магм: кислой, дающей при непосредственной кристаллизации начало гранитам, или изливающейся в виде липаритовых (кварцевопорфировых) лав, и основной, которая в интрузивной фации представлена габброноритами, в эффузивной — базальтами, андезитобазальтами и диабазами. Самостоятельность этих двух магм, особенности которых были уже очерчены выше хорошо иллюстрируется двумя обстоятельствами. Во-первых, средний валовой состав изверженных пород, вычисленный в предположении, что вся земная кора, поскольку она состоит из изверженных пород, сложена приблизительно поровну из гранитовой и базальтовой магмы, хорошо согласуется с тем составом, который вычислен статистическим путем из всего количества имеющихся анализов изверженных пород. Во-вторых, фактическое распространение изверженных пород, графически изображенное Ричардсоном (см. стр. 151) на основании более 5000 анализов, использованных в последнем издании сборника анализов Вашингтона, вполне подтверждает, что эти два типа, т. е. граниты и базальты, действительно являются значительно господствующими; все остальные породы в значительной мере уступают им по той роли, которую они играют в составе земной коры. На втором плане стоят породы промежуточные между гранитами и базальтами по содержанию кремнекислоты; часть этих пород, каковы диориты, кварцевые диориты, гранодиориты (в эффузивной фации андезиты и андезитодациты, дациты), могут быть рассматриваемы как продукты смешения двух вышеупомянутых родоначальных магм. Другие породы, как сиениты и нефелиновые сиениты, как показывают особенности их химического состава, не могут быть выведены путем простого смешения из двух родоначальных магм, а должны быть рассматриваемы как продукты дифференциации или сплавления с осадочными породами одной из родоначальных магм или какой-либо их смеси. Наконец, существуют породы, которые являются продуктами дифференциации либо одной, из родоначальных магм, либо той или иной из производных от них смесей; сюда относятся пироксениты, анортозиты, базаниты и неко-

торые др. Если к перечисленным породам — при чем нами взяты только главнейшие наиболее распространенные типы — присоединить стоящие особняком первичные сульфидные и окисные магмы, на существование которых указывают не только взаимоотношения некоторых магматических рудных сульфидных или окисных месторождений, но и соображения, основанные на данных о скоростях распространения сейсмических волн, а также некоторые теоретические соображения, то будут исчерпаны все типы магматических образований, иллюстрирующие проблему причины разнообразия изверженных пород.

Таким образом вырисовываются следующие факты, которые должны быть приняты во внимание при толковании проблемы причин разнообразия изверженных пород:

раздельное существование базальтовой и гранитной магм;

самостоятельное существование сульфидной и окисной магм;

случаи смешения двух первых родоначальных магм;

ассимиляция осадочного или изверженного материала;

дифференциация как родоначальных магм, так и продуктов их смешения или продуктов ассимиляции (осадочного или изверженного).

Систематика изверженных пород может быть либо минералогическая, либо химическая. Принимая во внимание: 1) что минералогический состав является функцией химического состава, 2) что при изучении генетических взаимоотношений и явлений дифференциации надо считаться с огненножидкими магмами, а не с готовыми горными породами, 3) что в породах неполнокристаллических имеется аморфное стекловатое вещество, и потому характеристика такой горной породы на основании ее минералогического состава является неполной и часто ведет к неверным сопоставлениям,—следует признать, что первоначальной основой для классификации изверженных пород должен быть их химический состав. Вместе с тем нельзя упускать из виду важного значения минералогического состава. Поэтому рациональная классификация должна принимать во внимание и этот признак, как это было в следующей форме еще в 1899 г. формулировано русской петрографической комиссией: „характеристика больших групп (например, семейств) должна основываться на химическом и на минералогическом составе; подразделения второго, третьего порядка и т. д. должны опираться на особенности минералогического состава и структуры".

Придавая первенствующее значение химическому составу как для первоначальной классификации изверженных пород, так и для их характеристики и диагностики, следует вместе с тем признать, что

с точки зрения мнемонической имеет значение и классификация морфологически-минералогическая. Поэтому нами дана как химическая классификация, приведенная раньше (см. стр. 163), так и нижеследующая группировка (см. стр. 234—237), основанная на минералогическом составе и на структуре.

С точки зрения преобладающих оснований можно все изверженные породы разбить на четыре типа: известковонатриевые, калиевые, натриевые (натрожелезистые) и магнезиальные, между которыми существуют и переходные звенья, например, калинатровые и другие. Наибольшим распространением пользуются известковонатриевые магмы, а затем калиевые; натриевые и магнезиальные играют в общем более подчиненную роль, хотя в отдельных областях распространения и занимают иногда очень значительные площади. Хотя существуют попытки найти известную закономерность в географическом распределении этих магм, следует признать, что такой закономерности указать нельзя, тем более что в одних и тех же географических областях или в одних и тех же геологических единицах часто сочетаются магмы различных типов.

Главные области распространения магнезиальных магм— южная и юго-западная Норвегия, Саксония, северный и средний Урал, южная Индия, западная Африка, в северной Америке — Эллесмерг, Халибэртон, Банкрофт, Кортлэнд, Вирджиния; в Ю. Америке — Бахия в Бразилии; южная Австралия, Антарктика, Гвинея.

Примерами натриевых провинций являются окрестности Христиании, Хибинский массив на Кольском полуострове, Ботогольский кряж в Прибайкалье, окрестности Монтреоля и район Банкрофт в восточной Канаде, Ильменские горына Урале, Мадагаскар, Таити, Гренландия и др.

Чисто калиевые области редки, как, например, Везувий, Leucite-Hills в Уайоминге, хребет Абсарока и Highwood Mountains в Соед. Шт., Суматра; зато калинатровые породы пользуются гораздо более значительным распространением.

Изверженные породы, происходящие из одного общего магматического бассейна и потому связанные между собой общими признаками химического или минералогического состава, Вашингтон называет комагматическими, а соответствующую петрографическую провинцию—комагматической провинцией.

Изверженные породы, несмотря на их отсутствие в центральной и восточной части РСФСР до Урала, пользуются очень значительным распространением на всем пространстве СССР, как европейской, так и азиатской. Можно отметить следующие районы изверженных пород:

Карелия (б. Олонецкий край).
Кольский полуостров.
Мурманское побережье.
Побережье Белого моря.
Новая Земля.
Тиман, Канин, Ухта.
Южная и югозападная часть Европейской СССР.
Урал, полярный, северный, средний и южный, с Губерлинскими горами.
Мугоджары.
Крым.
Кавказ, северный, центральный и западный.
Малый Кавказ.
Армянское плоскогорье.
Туркестан и Закаспийская область.
Западная и югозападная Сибирь (б. Томская губ., Акмолинская область, Семипалатинская область), Джунгарский Алатау.
Алтайский округ с Кузнецким Алатау.
Минусинский край с западными Саянами; Ачинский округ.
Енисейская область.
Прибайкалье с восточными Саянами.
Забайкалье.
Амурская и Приморская области.
Северо-восточная Сибирь, Якутская область, Алдан.
Камчатка и Командорские острова.
Сахалин.
Полярная Сибирь с островами.

IV. Классификация изверженных пород по минералогическому составу

Структура	Породы полевошпатовые											
	С пироксеном, амфиболом или слюдой						Полевые шпаты — известково-натриевые плагиоклазы (иногда спорадически ортоклаз)				Без цветной составной части	
	Полевые шпаты исключительно щелочные (ортоклаз, анортоклаз, санидин, микроклин, пертит, альбит)		Щелочные полевые шпаты преобладают, но есть и известково-натриевые		Полевые шпаты щелочные и известково-натриевые (ортоклаз и плагиоклаз) прибл. поровну		С кварцем	Без кварца			С кварцем	Без кварца
	С кварцем	Без кварца	С кварцем	Без кварца	С кварцем	Без кварца		С кислым плагиоклазом	Промежуточные	С основным плагиоклазом	Ортоклаз	Плагиоклаз
Гранитовидная	Щелочные граниты Нордмаркиты	Щелочные сиениты (Лаурвикит. Пуласкит).	Граниты Кварцевые сиениты	Сиениты	Адамеллиты, банатиты Кварцевые монцониты (Граноднориты (Тоналит)	Габбросиениты и габбронориты (Монцониты) Сиенитодиориты Оливиновые габбросиениты (Олив. монц. = кенталлениты)	Кварцевые диориты Кварцевые габбро и нориты Кварцевые габбродиабазы	Диориты	Габбродиориты	Габбро Нориты Оливиновое габбро, оливиновый норит Габбродиабазы Форелленштейн	Полевошпатовый грейзен (Аляскит)	Тронтьемит	Фельдшпатолиты: Ортоклазит, альбитит, тенсбергит, анортозит, лабрадорит
Гранитопорфировая	Щелочные гранитовые порфиры	Щелочные сиенитовые порфиры Натриевые минетты	Гранитовые порфиры	Сиенитовые порфиры Меланократовые породы: С биотитом — Минетты С амфиб. и пироксеном — Вогезиты	Граноднорито-вые порфиры	Монцонитовые порфириты	Кварцевые диоритовые порфириты	Диоритовые порфириты (Мальхит, одинит) Микродиориты Меланократовые породы: С биотитом — Керсантит С амфиб. — Спессартит		Микрогаббро Габбропорфирит Бербахит Диабазовые порфириты	Аплит		Бостониты (Линдёиты)
Порфировая или стекловатая — Палеотипные	Щел. кварцевые порфиры Кварцевые кератофиры	Кератофиры	Кварцевые порфиры	Ортоклазовые порфиры = = Ортофиры	Кварцевые порфириты		Кварцевые порфириты	Порфириты		Диабазы. Авгитовые порфириты			
Порфировая или стекловатая — Кайнотипные	Щелочные липариты Пантеллериты Комендиты Кварцевые трахиты (Тосканиты, Таймырит)	Щелочные трахиты	Линариты Трахилипариты	Трахиты	Дациты Липаригодациты	Тефритобазальты Ортоклазовые базальты Трахидолериты (= Чиминит) Андезитотрахиты (Гаутеит, вульзинит) (Трахититы)	(Дациты) Андезитодациты	Андезиты	Андезитобазальты	Базальты			

Структура		Породы полевошпато-фельдшпатидовые				Породы фе		
		С ортоклазом (санидином)	С ортоклазом и плагиоклазом	С плагиоклазом		Без оливина		
				Без оливина	С оливином	Нефелиновые	Лейцитовые	С мелилитом
Гранитовидная		Нефелиновые сиениты = Миаскиты и канадиты Лейцитовые сиениты	Эссекситы (= нефелиновые монцониты) Соммаит?	Тералит Тешениты Гранитовидные лейкотефриты		Нефелиниты Ийолит Уртит Бекинкинит	Фергуситы	Окаит
Гранитопорфировая		Нефелиновые и лейцитовые порфиры Тингуаиты	Геймит					
Порфировая или стекловатая	Палеотипные	Фонолиты	Мелафиры					
	Кайнотипные	Фонолиты	Трахибазальты Тефритобазальты	Тефриты	Базаниты	Нефелинит	Лейцитит	

льдшпатидовые				Породы бесполевошпатовые		
С оливином				С кварцем	Без кварца	
С нефелином	С лейцитом	С анальцином	С мелилитом		Без оливина	С оливином
		Турьяит	Альнёит Турьит	Грейзен	Пироксениты и горнблендиты (Диаллагиты, бронзититы, гиперстениты, авгитовые п. вебстериты)	Перидотиты (Пикриты, верлиты, гарцбургиты, лерцолиты, саксониты портландиты) Дунит
		Мончикит		Жильный грейзен (Антсохит)		Пикриты и пикритовые порфириты
		Анальцимовый диабаз				
Нефелиновый базальт	Лейцитовый базальт	Анальцимовый базальт	Мелилитовый базальт			
Базаниты					Авгитит	(Лимбургит)

ПОРОДЫ КИСЛОЙ МАГМЫ

Глубинная фация

Гранитовая и гранитоидная формация

Гранитами в тесном смысле слова называются кислые глубинные породы, существенными составными частями которых являются щелочной полевой шпат, кварц и минерал из группы слюд или амфиболов и пироксенов. Первоначально под названием гранит понимали того представителя этого семейства, который состоит из ортоклаза, кварца и слюды. Такое определение, однако, не охватывает всей совокупности гранитовых пород, а относится лишь к одному роду. В самом деле, третьей составной частью гранита может быть либо слюда — и в этом случае биотит или литионная слюда, или мусковит, или, наконец, одновременно и белая, и темная слюда, либо пироксен — авгит, гиперстен, эгирин, либо амфибол — роговая обманка, рибеккит; в некоторых случаях роль третьей составной части играет даже хлорит, эпидот, самостоятельно или вместе со слюдой. Точно так же и полевошпатовая составная часть отнюдь не всегда ортоклаз, широко распространены граниты микроклиновые, встречаются граниты с анортоклазом (Белянкин называет их неогранитами) или пертитом, наконец, и альбитовые. Поэтому правильно то определение гранита, которое дано в самом начале, и можно сказать, что определяющим характерным моментом для гранита, его симптомом, является комбинация щелочного полевого шпата и кварца, сопровождаемая цветным силикатом или мусковитом. Однако, такие граниты, в которых полевой шпат исключительно щелочной, в частности ортоклаз или микроклин, сравнительно более редки, чем те, в которых наряду с этими полевыми шпатами есть более или менее значительная примесь известково-натриевого полевого шпата из ряда кислых плагиоклазов, от олигоклаза до анденина. Некоторые авторы (впервые Поленов) даже считают, что нормальным типом гранита является именно тот, в котором имеется более или менее существенная примесь плагиоклаза, а граниты, содержащие только щелочной полевой шпат, представляют сравнительно более редкую ветвь щелочных гра-

нитов. Эти щелочные граниты характеризуются, подобно щелочным сиенитам и нефелиновым сиенитам, также присутствием щелочных пироксенов и амфиболов.

По мере того как возрастает примесь плагиоклаза, наблюдается переход от нормального гранита к такому, в котором ортоклаз и плагиоклаз играют приблизительно одинаковую роль: это так называемые адамеллиты или плагиоклазовые граниты — гранодиориты. При еще большем содержании плагиоклаза, когда ортоклаз уже является примесью, получаются породы, описанные под названием банатитов, тоналитов, составляющие постепенные переходы к семейству кварцевых диоритов, в которых полевой шпат уже исключительно кислый плагиоклаз или этот последний с некоторой примесью ортоклаза. В поле не всегда можно с легкостью разграничить и распознать эти типы точно так же, как и те гранитовые породы, которые связывают нормальный гранит с сиенитом, т. е. кварцевые сиениты, и со щелочным сиенитом—нордмаркиты. Поэтому всю совокупность перечисленных гранитовых пород иногда объединяют под общим названием гранитоидов и этим термином удобно пользоваться в рабочих полевых картах и в дневниках геологической съемки.



Фиг. 116. Гранит Дарьяльского ущелья при впадении р. Кистинки. (По Беляникину).

Чтобы обнять всю совокупность кислых интрузивных пород остается упомянуть лишь те фации гранитов, которые являются более или менее резкими уклонениями в сторону меланократовой или лейкократовой фации от нормального типа гранита, который Фогт, а за ним Чирвинский рассматривают как эвтектику; пределами являются грейзен и полевошпатовый грейзен (или аляскит).

Гранит со всеми гранитоидами представляет следующую картину переходов:

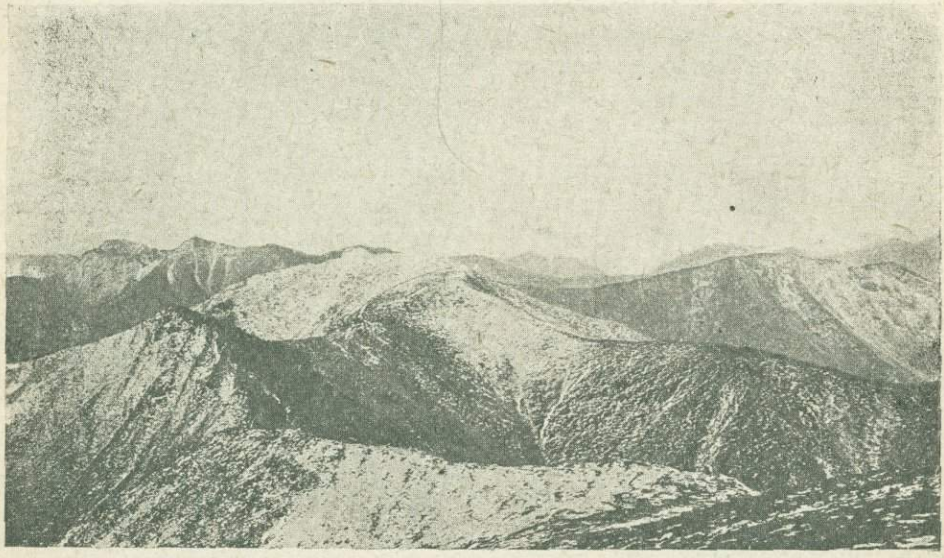
Нордмаркиты

Щелочные граниты (роккалит и др.).

Сиениты — Грано-сиениты — Кварцевые сиениты — ГРАНИТЫ — Адамеллиты — Грано-диориты — Банатиты — Кварцевые диориты

Лейкогранит (Лейкократовый гранит) — Меланогранит (Меланократовый гранит)

Аляскит (Полевошпатовый грейзен) — Грейзен

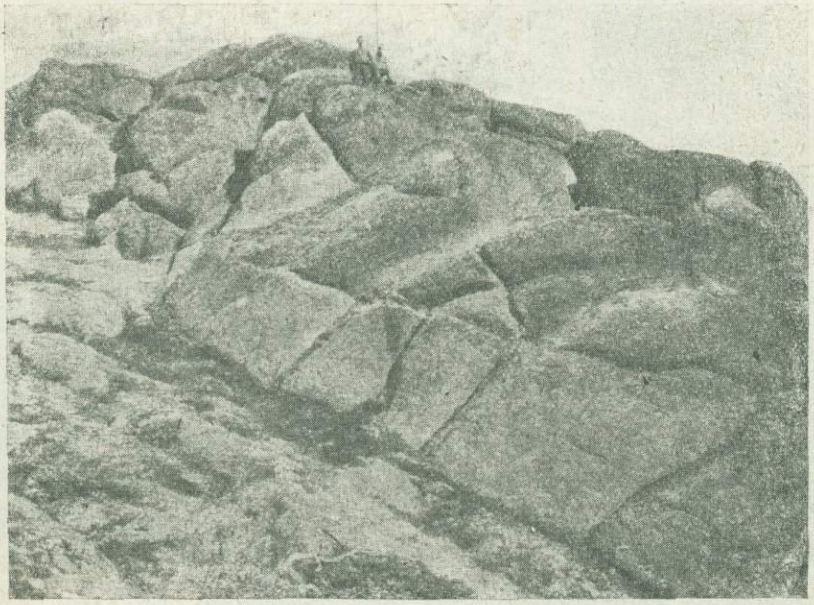


Фиг. 117. Граниты центральной части Яблонового хребта. Перевал от р. Туксани к р. Муламу. Якутская область. Фот. Н. И. Прохорова.

Прежде считалось, что граниты присущи лишь древнейшим архейским отложениям. Однако, в настоящее время мы знаем, что есть граниты, для которых палеозойский возраст, в некоторых случаях мезозойский или даже кайнозойский, вполне доказан.

По условиям залегания и по возрасту можно различать два типа гранитов: граниты, входящие в состав архейской и археозойской группы отложений, и граниты, залегающие среди осадочных отложений с окаменелостями и имеющие более молодой возраст. Первые залегают большими, более или менее неправильными батолитами среди кристаллических сланцев или пересекают эти последние в виде жил и обнаруживают иногда настолько тесную связь и переходы

к гнейсам, что их не всегда легко разграничить [1]). Вторые залегают в виде лакколитов, а также и жил, при чем эти лакколиты часто деформированы дислокационными процессами,—так называемые складчатые лакколиты Бальтцера; лакколитовый их характер является замаскированным. Первый из указанных типов гранитовых пород приурочен к обширным районам архейских отложений, каковы например, Финляндия, восточная Канада, Саксония и т. п. области; второй тип неизменно составляет ядро или ядра достаточно денудированных складчатых горных систем (Карпаты, Пиренеи, Альпы, Кавказ и много других).



Фиг. 118. Матрацевидная отдельность в щелочном граните. Урма Варака. на Кольском полуострове Фот. Б. М. Куплетского.

Хорошую иллюстрацию изверженного и притом интрузивного происхождения гранита представляют древние граниты Таммерфорса, где по Седергольму сохранилась осадочная подстилка гранитов, и где граниты имеют эндоконтактную зону с кварцевопорфировой фацией. Интересно, кроме того, что каждая гранитная формация Фенноскандии связана с извержениями кварцевых порфиров.

---

[1]) В недавно появившейся работе Клоос стремится установить, что многие так называемые, батолиты гранитов в Германии и Чехии на самом деле являются лишь интрузивными пластами, залегающими между докембрийскими гнейсами и палеозоем

В СССР главными областями распространения гранитовых пород являются Мурманско-Кольский район, Беломорское побережье и восточный берег Онежского озера, Урал, Кавказ, Алтай, Тянь-Шань, Саяны, Прибайкалье, Яблоновый хребет, Уссурийский край и др.

Гранитовые массивы разбиты системами трещин отдельности на более или менее крупные глыбы, которые в процессе выветривания разваливаются, растрескиваются и дают начало гранитным россыпям, или так называемым каменным морям. Для гранитов характерна



Фиг. 119. Граниты окрестностей Колыванского озера. Зап. Алтай.

отдельность параллелепипедальная или грубопластовая, при чем эти трещины отдельности часто настолько редки, что можно добывать очень крупные монолиты без всяких трещин. В процессе выветривания углы и ребра параллелепипедальной отдельности закругляются, и тогда получается так называемая матрацевидная отдельность (фиг. 120).

Клоос показал, что трещины в гранитовых массивах закономерно ориентированы относительно направления дислокационного давления, давшего начало этим массивам путем выжимания их, первоначально в жидком магматическом состоянии, а к концу дислокационного процесса—уже в виде твердых масс. Не только расположение, но и самый характер трещин так же, как и расположение жил

и направление полосчатой структуры [1]) в гранитах находятся в закономерной зависимости от направления дислокационного давления, и потому при детальном исследовании они могут служить показателями этого последнего. Вертикальные трещины по направлению давления являются широкими, более или менее зияющими, часто заполненными жильными образованиями; вертикальные трещины, перпендикулярные к давлению, тонки, сомкнуты; приблизительно перпендикулярно к обеим системам вертикальных трещин идут трещины горизонтальные; они более или менее перпендикулярны к направлению давления от нагрузки на формирующийся гранитный массив. У французов тонкие значительные трещины носят название „longrain".



Фиг. 120. Матрацевидная отдельность в граните. Гора Россыпуха. Зап. Алтай.

В гранитах, особенно в краевых частях интрузивных массивов, встречаются ксенолиты из прорванных гранитом пород или из его кровли (например, слюдяно-глинистые сланцы на фиг. 97). Кроме того, многие граниты, например, Бавенские на Лаго Маджиоре, южнорусские, среднегерманские, заключают неправильные выделения темной мелкозернистой породы, которую надо рассматривать как ранние интрателлурические меланократовые основные выделения из гранитной магмы.

[1]) Под этим подразумевается некоторое подобие гнейсового сложения, как бы флюидальность в плоскости, перпендикулярной направлению давления, выражающаяся в некоторой растянутости составных частей; немецкие петрографы обозначают это термином „Streckung".

Кроме вышеуказанных существенных составных частей, в гранитах встречаются, как и вообще во всех изверженных породах, еще некоторые минералы, из которых одни, будучи почти постоянными примесями к граниту, все-таки играют роль второстепенных составных частей, а другие являются составными частями не только второстепенными, но и случайными. К первой из названной категории принадлежат прежде всего плагиоклазы, затем титанит, циркон, ко второй—кальцит, турмалин и др.



Фиг. 121. Центральный Кавказ, Кассарское ущелье. Южная граница гранита. Налево—гранит, направо—кремнистый сланец. (По Б. В. Волькенау).

Кварц, как известно, встречается в двух модификациях: α-кварц и β-кварц с более низкой симметрией и иногда с двойниковыми образованиями; температура превращения 575°; α-кварц устойчив выше 575°, β-кварц ниже. Интересно, что кварц гранитов и порфиров принадлежит к α-кварцу т.-е. образовался выше 575°, а кварц пегматитовых жил—к β-кварцу, т.е. образовался ниже 575°.

Из второстепенных и случайных составных частей некоторые заслуживают особого внимания с точки зрения условий образования гранита. Так, например, первичный кальцит, который был впервые в граните указан Постом, а описан Тёрнебомом, а затем и другими авторами из других местностей, свидетельствует о том, что кристаллизация гранита происходила при таких условиях, что давление и парциальное давление углекислоты препятствовали диссоциации кальцита. Сомнений в первичном характере кальцита в данном случае нет, об этом говорят отношения автоморфизма и существование пегматитовых проростаний кальцита и полевого шпата. А что при таких условиях кальцит действительно может плавиться без разложения и кристаллизоваться из расплава—это прекрасно подтверждается опытами кристаллизации кальцита, расплавленного в специальной печи

Буке [1]). Другая категория минералов, свидетельствующая об особых условиях кристаллизации гранитов, как и других интрузивных пород, это гидроксильные минералы с конституционной водой, при накаливании под обыкновенным давлением разлагающиеся еще до плавления. Сюда относятся эпидот, хлориты, играющие в некоторых гранитовых породах роль даже существенной составной части.

Из других второстепенных составных частей упомянем циркон, апатит, ортит, турмалин, иногда достигающий значения существенной составной части, оловянный камень и некоторые другие.



Фиг. 122. Микроструктура плагиоклазового гранита. Центральный Кавказ, Дарьяльское ущелье. (По Д. С. Белянкину).

Нормальная структура гранитов — кристаллически зернистая так называемая гипидиоморфная, т.-е. такая, в которой вследствие известной последовательности выделения минералов замечается, по мере перехода от первых выделений к последним, постепенное уменьшение идиоморфизма (фиг. 28). В некоторых случаях при этом наблюдаются особые миаролитовые выделения, т.-е. поры, заполненные друзообразно развитыми кристаллами. Для большинства гранитов характерна равномернозернистая структура различной крупности

[1]) Опыты самого Буке и неопубликованные опыты А. С. Гинзберга в Минералогической лаборатории Ленинградского политехнического института.

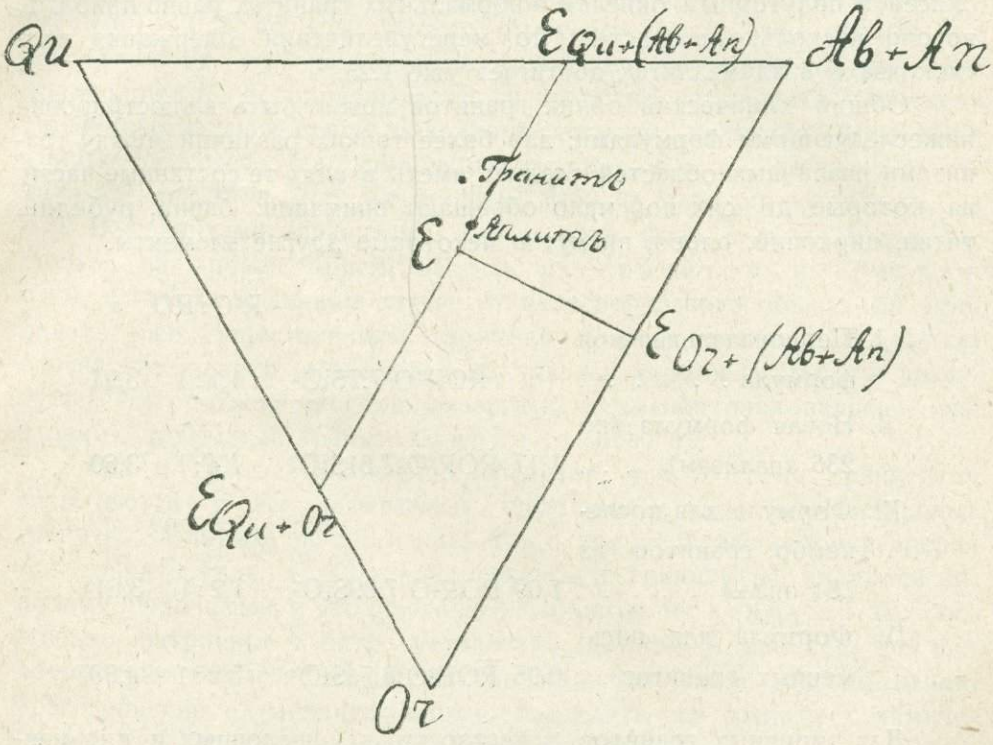
зерна, чаще всего среднезернистая, в жильных гранитах мелкозернистая или, наоборот, очень крупнозернистая, гигантоплазматическая. Вследствие случайного образования отдельных более крупных кристаллов, получается иногда наклонность к порфировидному сложению, а некоторые граниты, в особенности в сравнительно небольших лакколитах, имеют явно порфировидное, гранитопорфировое сложение (порфировидные граниты или, если они образуют самостоятельные массивы или жилы,—г р а н и т о в ы е п о р ф и р ы) (фиг. 33). При известной наклонности пластинчатых минералов, например, слюды или хлорита располагаться параллельно некоторой плоскости, получается наклонность к гнейсовидному сложению, которое в некоторых гранитах выражено очень резко (г р а н и т о г н е й с ы, г н е й с о г р а н и т ы). Из специфических структурных форм особенно интересны и в структурном и в генетическом отношении структура шаровая и пегматитовая. В шаровом граните шары или эллипсоиды концентрически-скорлуповатого сложения, величиною с яблоко, кулак или детскую голову, лежат в среднезернистой нормальной гранитовой массе; красивые шаровые граниты описаны из Финляндии, Швеции (фиг. 52). Пегматитовая структура, обусловленная правильно ориентированными врастками кварца в крупные кристаллы ортоклаза или амазонского камня, характеризует так называемый п и с ь м е н н ы й г р а н и т, или еврейский камень (фиг. 49). Красивые письменные граниты встречаются в Ильменских горах на Урале.



Фиг. 123. Микроструктура анортоклазового (санидинового) гранита (неогранита). Центральный Кавказ, Ледник Дых-Су. (*По Д. С. Белянкину*).

Под влиянием внешних механических воздействий так называемого динамометаморфизма, гранитовые породы приобретают некоторые вторичные структурные признаки: волнистое погасание у кварца, переломы одних составных частей (кварца, полевых шпатов) и изогнутия других (слюды, хлорит). При значительных механических повреждениях всех составных частей получается катакластическая структура.

Количественный минералогический состав гранитов, если иметь в виду только существенные составные части, выражается следующим образом: ортоклаза (или, вообще, полевых шпатов) 40% — 60%, кварца 30% — 35%, слюды или амфибола 5% — 15%. Для „санидинового" гранита Фиагдона в Центральном Кавказе Белянкин дает: кварца — 29,3%, санидина — 22%, плагиоклаза (олигоклаза) — 38,9%, биотита — 8,4%, окислов железа — 1,0%, апатита — 0,4%.



Фиг. 124. Схема Фогта для гранитной эвтектики. *E*—внутри треугольника—тройная эвтектика (средний тип гранита). *E*—на сторонах треугольника означает частные эвтектики из соответствующих двух компонентов. На диаграмму нанесены точки, соответствующие Дарьяльскому граниту, сравнительно богатому плагиоклазом, и Дарьяльского аплита, который очень близок к составу гранитной эвтектики.

Фогт определяет эвтектику кварц-микроклин в 26% кварца и 74% микроклина, а если принять во внимание еще и натриевый полевой шпат, то получается 26% кварца, 31% ортоклаза и 43% альбита (иногда с небольшой примесью анортитовой частицы). Чирвинский дает 74 — 75,5% полевого шпата и 26 — 24,5% кварца.

Переходя к химическому составу гранитов, следует прежде всего вспомнить, что гранит — кислая порода; следовательно, первой особенностью гранита в химическом отношении является избыток

кремнекислоты, т.-е. довольно значительное количество свободной кремнекислоты в виде кварца. Второй особенностью является незначительное содержание окислов железа и магнезии, иногда даже почти полное их отсутствие. Наконец, третья особенность заключается в значительном преобладании щелочей над щелочными землями в частности, над известью и притом не только в типе щелочных гранитов, но во всех гранитах вообще. Отношение всей суммы одноокисей к полуторным окислам в нормальных гранитах равно прибл. 1, но оно несколько возрастает по мере увеличения содержания плагиоклаза и в адамеллитах достигает уже 1,25.

Общий химический облик гранитов может быть иллюстрирован нижеследующими формулами; для более тонких различий между гранитами различных областей следует иметь в виду те составные части, на которые до сих пор мало обращают внимания: барий, рубидий, титан, цирконий, олово, висмут и некоторые другие элементы.

			$R^2O:RO$	α
I.	Первоначальная моя формула	$ROR^2O^3 7.7SiO^2$	1,7 : 1	3,91
II.	Новая формула (по 236 анализам) . . .	1,17 $ROR^2O^3 7.51SiO^2$	1,4 : 1	3,60
III.	Формула для послекембр. гранитов (из 184 анал.)	1,09 $ROR^2O^3 7.39SiO^2$	1,2 : 1	3,61
IV.	Формула для письменных гранитов . .	0,95 $ROR^2O^3 8.75SiO^2$	5,2 : 1	4,38

Для типичных гранитов, в частности, для щелочных и письменных гранитов отношение $RO:R^2O^3$ близко к единице; так, например, Чирвинский дает для 13 анализов письменных гранитов средний состав, который соответствует формуле $ROR^2O^3 8{,}75\ SiO^2$, $\alpha = 4{,}38$, $R^2O:RO = 5{,}2:1$. Однако, в виду существования целого ряда переходов от таких типичных гранитов к адамеллитам, следует признать существование и такой группы гранитов, в которых отношение $RO:R^2O^3$ больше единицы, от 1, 2 до 1,4. К этому типу принадлежат некоторые сибирские и южнорусские граниты, в которых есть заметное содержание плагиоклаза. Тем обстоятельством, что эти граниты пользуются значительным распространением в Швеции, и что при вычислении среднего состава шведских гранитов Хольмквист не отделял щелочных гранитов от плагиоклазовых, следует объяснить

тот факт, что средний состав, вычисленный Хольмквистом из 137 шведских анализов, соответствует формуле $1.19\,ROR^2O^37.92SiO^2$, $a = 3{,}77$, $R^2O : RO = 1{,}2 : 1$.

По магматической формуле и, в частности, по отношению $RO : R^2O^3$ можно таким образом различать два типа гранитов: 1) граниты с отношением $RO : R^2O^3 = 1$, иногда немного превышая единицу, почти до 1.2, и 2) граниты с отношением $RO : R^2O^3 > 1$, в частности, $RO : R^2O^3 = 1.2$ до 1:4. Можно было бы думать, что первый тип соответствует так называемым щелочным гранитам; однако, это предположение не оправдывается, и этот, тип встречается как среди „щелочных", так и среди щелочно-известковых гранитов (Alkali-Kalk-granite Розенбуша, subalkaline granites Дэли). Полезно различать эти два типа. Как их назвать? Можно было бы обозначить их А-и В-гранитами; гранитами 1-го и 2-го рода и т. п. Можно решиться на другой прием, назвать их гранитом и гранититом, отступая в данном случае от целесообразного обычая не придавать уже существующим терминам нового значения. В данном случае это, однако, позволительно, так как термин гранитит в розенбушевском смысле многими отвергнут и заменен рациональным названием биотитовый гранит (Циркель. Дэли).

Как в группе собственно гранитов, так и среди гранититов встречаются и так называемые щелочные и щелочно-известковые граниты. Принимая во внимание, что с принятой здесь точки зрения все граниты (т. е. и собственно граниты и гранититы) являются породами щелочными, и что „щелочные" граниты Розенбуша это собственно натриевые и натро-железистые граниты, и, наконец, что щелочно-известковые граниты это, по принятой нами классификации, брёггеровские адамеллиты, можно разделить все граниты с химической точки зрения следующим образом:

I. Граниты:	1. Калиевые.	II. Гранититы:	1. Калиевые.
„	2. Калиево-натриевые.	„	2. Калиево-натриевые.
„	3. Натриевые.	„	3. Натриевые.

По внешнему виду граниты и гранититы неразличимы, как неотличимы от них в поле часто и адамеллиты (может быть в некоторых случаях даже и кварцевые сиениты и нордмаркиты). Поэтому целесообразно употреблять в качестве полевого названия и в качестве обозначения на обзорных геологических картах термин „гранитоиды", чтобы не называть ошибочно гранитами те породы, которые при более

близком исследовании, микроскопическом или химическом, могут оказаться не гранитами, а адамеллитами и т. п. На самом деле под общим названием гранита часто оказываются гранодиориты, кварцевые диориты, адамеллиты и т. п. Для примера можно указать на некоторые сибирские „граниты".

Группа гранитоидов обнимает следующие семейства:

Граниты	$\bar{R}O : R^2O^3 = 0{,}75 : 1$ до $1{,}2 : 1$	$\alpha = 3{,}60 - 3{,}90$
Гранититы	$\bar{R}O : R^2O^3 = 1{,}2 : 1$ до $1{,}4 : 1$	$\alpha = 3{,}60 - 3{,}90$
Адамеллиты	$\bar{R}O : R^2O^3 = 1{,}25 : 1$	$\alpha = 3{,}36$
Нордмаркиты	$\bar{R}O : R^2O^3 = 1{,}1 : 1$	$\alpha = 2{,}68$
Кварцевые сиениты . . .	$\bar{R}O : R^2O^3 = 1{,}35 : 1$	$\alpha = 2{,}50 - 2{,}94$
Банатиты (гранодиориты) .	$\bar{R}O : R^2O^3 = 1{,}4 : 1$	$\alpha = 2{,}56$
Пантеллеритограниты . .	$\bar{R}O : R^2O^3$ ок. $1{,}7 : 1$	α ок. 3
Кварцевые диориты . . .	$\bar{R}O : R^2O^3 = 1{,}5 : 1$	$\alpha = 2{,}8$

В монографии о шведских гранитах Хольмквист делит граниты на три типа: простые, переходные (с олигоклазом) и комплексные или смешанные, переходные к сиенитам, монцонитам и зеленокаменным породам. Это деление неприемлемо, так как при такой группировке утрачивается определенная физиономия гранитов, ибо третья из названных групп обнимает породы с 55% — 60% кремнекислоты, т. е. породы, которые ни в коем случае гранитами названы быть не могут. Указание на то, что эти три группы соответствуют кислым, средним и основным гранитам, является еще более удивительным; при таком понимании исчезает важнейший характерный признак гранитов, а именно, избыток кремнекислоты в свободном состоянии и более или менее значительное преобладание среди полевых шпатов ортоклаза или иного щелочного полевого шпата.

Средние формулы дают нам, так сказать, идеальный тип данного семейства. С этим средним типом совпадает большое число отдельных конкретных случаев, быть может даже наибольшее; но вместе с тем наблюдаются и некоторые уклонения от этого среднего типа. Чтобы правильно очертить химический характер того или иного семейства, необходимо не только установить идеальный средний и наиболее распространенный тип, но и установить те пределы, в которых возможны вариации в отдельных реальных случаях. Этими пределами вариаций устанавливаются границы отдельных семейств, и из этих вариаций вырисовываются переходные между семействами типы или случайные единичные уклонения. Пределы колебаний могут быть установлены путем изучения вариаций методом вариационной ста-

тистики, применяемым для изучения морфологических вариаций в органическом мире. Для горных пород этот метод уже применяется; эта работа еще не сделана для глубинных пород и в частности не сделана и для гранитов, в этом отношении еще не использован новый сборник химических анализов Вашингтона, в котором собрано достаточное количество анализов. Поэтому поневоле приходится пока ограничить нашу задачу и удовольствоваться теми вычислениями, которые могли быть сделаны для русских гранитов. Для гранитов мы берем два характерных коэффициента, а именно, отношение одноокисей к полуторным окислам, т. е. величину R и коэффициент кислотности, т. е. α.

Для R, по вычислениям безвременно скончавшегося моего молодого друга, зоолога Дм. Мих. Дьяконова, мы получаем 0,83 до 1,31; можно взять пределы даже несколько шире, а именно, 0,70 до 1,39; для α мы имеем 3,8—5 или 3,5—5. Следовательно, сборный символ для русских гранитов:

$$+\frac{0{,}83-1{,}31}{3{,}8\ \ -5} \text{ или даже } +\frac{0{,}70-1{,}39}{3{,}5\ \ -5}.$$

Самые типичные граниты, или эвграниты, укладываются в рамки символа $+\frac{0{,}8-1{,}1}{3{,}8-5}$.

(Д. М. Дьяконовым были сделаны для 135 анализов русских гранитов следующие определения величины R, т. е. RO в моих магматических формулах, и сообщены следующие данные:

„Величина R в наиболее многочисленном классе, т. е. A = 1,05.

Среднее арифметическое для всего ряда, т. е.

$$M = A + v_1\lambda = 1{,}05 + (0{,}1777 \times 0{,}1) = 1{,}0678 \pm 0{,}0207.$$

Основное (или среднеквадратичное) отклонение, т. е.

$$\sigma = 0{,}2400 - 0{,}0146.$$

Вариационный коэффициент v, т. е. $\frac{\sigma}{M} \times 100 = 22\%$.

Эксцесс E, т. е. превышение числа случаев в наиболее распространенном классе (с RO равным 0,995 до 1,095) над теоретическим числом в случае нормальной плавной вариационной кривой равен +0,944, т. е. довольно значителен, так как до E = 0,4 кривая считается слабо эксцессивной. Теоретически в среднем классе должно было бы оказаться 22 случая, а у нас их 36.

Асимметрия кривой (S или Sk) равна —0,1625, т. е. невелика, так как даже при S равным от 0,25 до 0,50 кривая считается умеренно-перекошенной“).

Семейство гранитов обнимает большое число родов и видов Каждый род характеризуется определенной группой цветных составных частей (включая сюда и слюду); главнейшие роды и виды следующие:

Слюдяные граниты: биотитовый, мусковитовый, двуслюдяной, литионитовый.
Амфиболовые граниты: роговообманковый, рибеккитовый, арфведсонитовый.
Пироксеновые граниты: авгитовый, гиперстеновый, эгириновый.
Хлоритовые граниты [1]).
Эпидотовые граниты [2]).
Турмалиновый гранит.

Между этими группами существуют переходы: например, довольно широко распространен биотито-роговообманковый гранит и др.

По полевошпатовой составной части граниты могут быть разбиты на ортоклазовые, микроклиновые, пертитовые, анортоклазовые, альбитовые.

Мелкозернистые, лейкократовые граниты Саксонии, содержащие гранат, называются гранулитами; но этим названием обозначают также метаморфические гнейсовые породы (см. главу о метаморфических породах).

По форме залегания гранитов тоже можно различать три типа: неправильной формы глубинные массивы-батолиты, интрузивные массивы-лакколиты и жилы. К первому типу принадлежат обыкновенно докембрийские гранитогнейсы (фиг. 125), например, гранитовые породы беломорские, олонецкие, финляндские; ко второму—послекембрийские граниты, например, кавказские, многие уральские, финляндские рапакиви и др. Жильная форма принадлежит мелкозернистым или, наоборот, очень крупнозернистым гранитам.

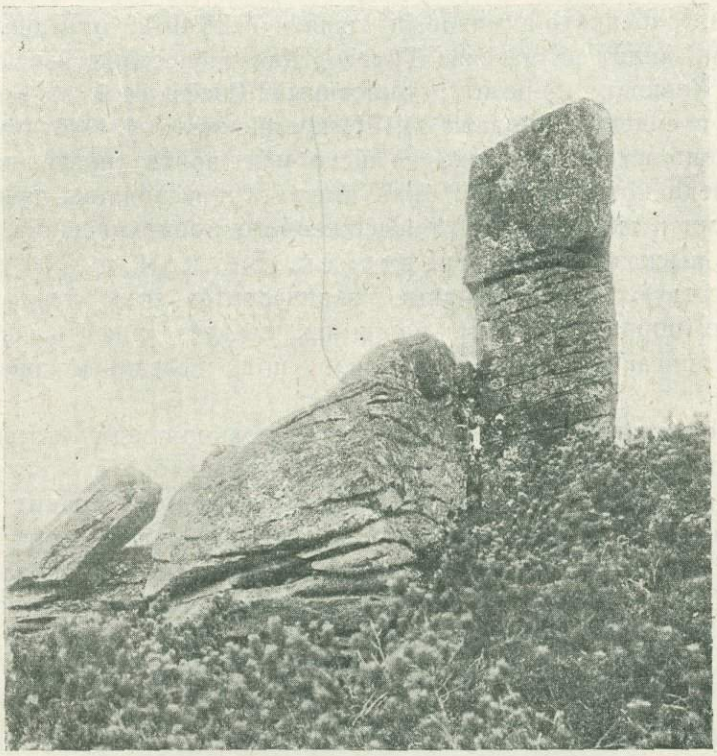
Граница между гранитами и другими гранитоидами может быть проведена или по химическому составу или на основе количественного состава полевошпатовой составной части. Лишь в небольшой группе гранитов, которые мы теперь выделяем в тип щелочных гранитов, полевой шпат представлен исключительно ортоклазом, микроклином или, вообще, щелочным полевым шпатом. И в отличие от

---

[1]) Примеры хлоритовых гранитов и адамеллитов имеются в Центральном Кавказе (бас. Дых-Су).

[2]) В Финляндии (по Лайтакари).

прежних определений гранита, мы теперь считаем присутствие кислого известково-натриевого полевого шпата в гранитах за явление обычное и характерное для громадного большинства гранитов. Различие между настоящими гранитами, адамеллитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами может быть установлено на основании



Фиг. 125. Гранитогнейсы в предгорьях Яблонового хребта.
Фот. Домрачевой.

характерного для каждого из этих семейств отношения ортоклаза и плагиоклаза. Джохенсен предложил следующие пределы:

	% ортоклаза в полевошпатовой составной части:
Граниты	9—65%
Адамеллиты	65—35
Гранодиориты	35— 5
Тоналиты (т. е. кв. диориты)	5— 0

Если таким образом, с одной стороны, граниты через целый ряд промежуточных звеньев сливаются с чисто плагиоклазовыми, более

бедными кремнекислотою, кислыми породами диоритового ряда, то, с другой стороны, существует и противоположная ветвь, т. е. ультракислая. Это—породы, в которых содержание кремнекислоты доходит до 76% и даже до 80%. Примерами могут служить некоторые аплитовые граниты и гранитовые порфиры, грейзен из Гренсгилля с 80,36%, описанный Харкером, гранит из Мичигана с 78,83%, описанный Смитом, рибеккито-акмитовый гранит с 78,49%, описанный Пеликаном, аплит из массива Тумагор-Кая в бассейне Терека (Центральный Кавказ), „березит", описанный Спёрром из Бельмонта в Неваде и содержащий даже 84,15% кремнекислоты. Этот последний пример приближает нас уже к чисто или почти чисто кварцевым жилам, среди которых может быть имеются и настоящие, связанные с пегматитами и аплитами, жилы изверженного происхождения, как это уже было высказано Баумгэртелем, Бекком и Спёрром.

Существуют и эффузивные эквиваленты этих ультракислых гранитовых пород. Таковым, например, следует считать сибирскую породу, описанную Карпинским под названьем кварцевого грорудита.

Лейкократовая фация встречается не только среди ультракислых, но и среди нормальных по кислотности гранитов, а также среди адамеллитов. Сюда можно отнести лейкократовый гранит из того же массива Тумагор-Кая, почти тождественную с ним породу, описанную Кольдерупом под названьем биркремита, некоторые березиты. Жильная порода, состоящая из альбита, ортоклаза, олигоклаз-андезина и гранофировых прорастаний полевого шпата и кварца с р. Тагила у Катабы, является примером гранофирового плагиаплита.

Семейство гранитов обнимает разнообразные и даже довольно разнородные породы. Сюда входят, с одной стороны, те обширные массы докембрийских гранитовых пород, которые залегают среди кристаллических сланцев, тесно с ними сплетаясь, и которые связаны переходами как в структурном отношении, так и по условиям залегания, с гнейсами. С другой стороны, сюда же входит и другой тип гранитов, типично интрузивный, образующий лакколиты или жилы среди отложений после-кембрийских. Наконец, существует группа гранитовых пород, которая, согласно Дэли, является вторичной, т. е. образовалась из других пород путем сплавления и ассимиляции. Сюда, между прочим, принадлежат и те гранофировые образования и так называемые красные породы (Red Rock) синтектического образования, которые тесно связаны с интрузивными пластами габбро и габбродиабазов. Наиболее типичными представителями гранитов, как интрузивных кислых пород, является второй тип; но наибольшим

распространением пользуется первый, представляющий и наибольшие трудности для истолкованья его генезиса. Что касается третьего типа, то некоторые его представители, в сущности говоря, даже не являются настоящими гранитами.

Таким образом граниты можно разбить на три типа:

1. Гнейсограниты. 2. Интрузивные граниты (ортограниты, эвграниты). 3. Парапраниты (вторичные граниты).

Бонней правильно отмечает, что различие между гранитами и гранитогнейсом заключается в том, что гранит кристаллизовался из магмы в состоянии покоя, а гранитогнейсы—в состоянии движения, прежде чем магма пришла в состояние покоя.

Химический состав гранитов может быть иллюстрирован несколькими анализами, собранными в нижеследующей таблице:

	1 Средний состав гранитов	2 Калиевый гранит	3 Na-K-гранит	4 Натриевый гранит	5 Радомысльский гранит	6 Раппакиви	7 Граносиенит	8 Дариальский адамеллит	9 Нордмаркит	10 Гранодиорит	11 Адамеллит
SiO^2	69,92	70,65	72,93	71,65	72,20	72,05	62,10	67,98	64,04	65,10	68,20
TiO^2	0,39	—	0,50	сл.	—	0,30	0,66	—	0,62	0,54	—
Al^2O^3	14,78	16,16	13,87	13,04	14,88	12,63	16,93	14,39	17,92	15,82	15,96
Fe^2O^3	1,62	1,53	1,94	2,79	1,91	1,87	1,97	3,73	0,96	1,64	4,80
FeO	1,67	0,52	0,79	1,80	—	2,49	4,27	0,62	2,08	2,66	—
MnO	0,13	—	0,14	сл.	0,16	0,02	0,06	1,19	0,23	0,05	—
MgO	0,97	сл.	0,51	сл.	0.22	0,43	1,62	1,58	0,59	2,17	0,78
CaO	2,15	0,55	0,74	сл.	1,81	1,62	3,08	2,86	1,00	4,66	2,92
Na^2O	3,28	0,54	3,68	6,30	3,11	3,10	2,92	3,58	6,67	3,82	3,75
K^2O	4,07	8,66	3,74	3,98	4,87	4,74	5,91	1,86	6,08	2,29	4,14
H^2O	0,78	1,22	1,18	1,10	0,56	0,64	0,62	1,78	1,18	1,09	—
P^2O^5	0,24	—	—	—	0,49	0,39	0,73	0,07	—	0,16	—
								CuO — 0,04			

1. Средний валовой состав гранитов (из 236 анализов). R. Daly. Igneous Rocks, 1914, p. 19, № 4.

2. Гранит из Корнваллиса (Chywoon Morvalis). — См. Iddings. Igneous Rocks I. 1913, p. 115, № 13.

3. Раппакиви из Рёдё в Швеции. — Там-же, стр. 117, № 21.

4. Гранит из Норвегии (Hougnetten, Saudsvär). — Там же, стр. 123, № 19.

5. Радомысльский порфировидный гранит. — В. Лучицкий. Раппакиви Киевской губ. — Изв. Варш. Полит. Инст. 1911 — 1912.

6. Среднее из 11 анализ. раппакиви. — П. Чирвинский. Колич. сост. гранит. 433.

7. Граносиенит из Чехословакии. А. Орлов (у автора назван гранитом).

8. Д. Белянкин. О Дарьяльском граните, 31. (В сборнике „Геологич. исслед. вдоль проектиров. перев. жел. дор. на Кавказе" 1914).

9. Нордмаркит. Топсеноз, окрестн. Христиании.

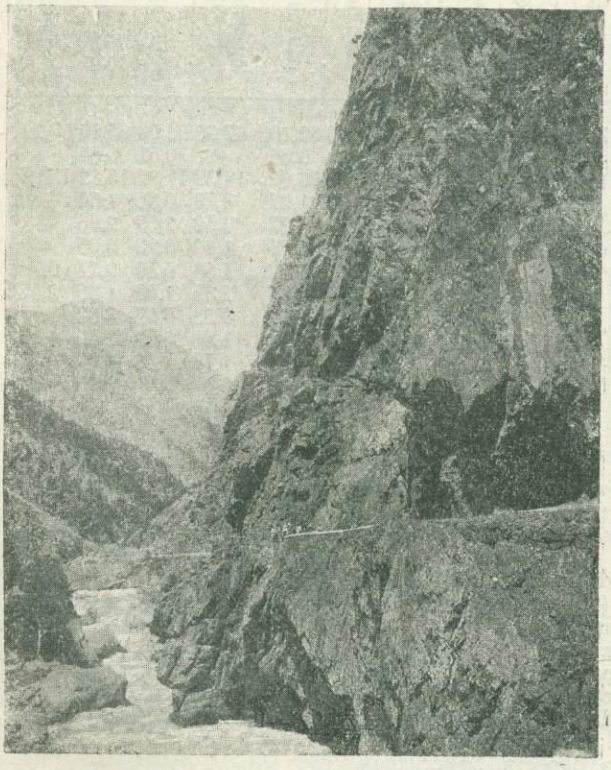
10. Гранодиорит (среднее из 12 анализов). — R. Daly. Igneous Rocks, 1914 р. 25, № 41.

11. Адамеллит (Брёггер).



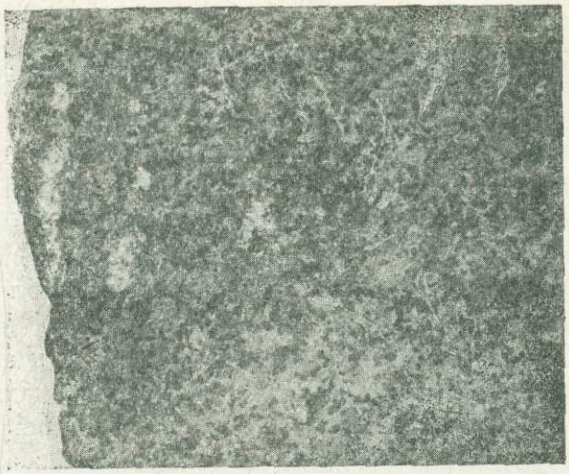
Фиг. 126. Граниты Корнваллиса и их контактные поля.

Контакты гранитов изучены сравнительно хорошо и являются прототипом контактов интрузивных пород вообще. Та часть боковой породы, на которой сказываются контактные действия, называется контактным полем (см. фиг. 126). Спор о том, выражается ли контактное действие гранитов лишь в физическом процессе перекристаллизации без притока материала из гранита в окружающую его породу, или гранит действует и материально, т. е. дает приток материала в метаморфизуемую им породу, в настоящее время следует считать не имеющим под собою почвы. Действительно, классический пример контакт-



Фиг. 127. Кассарское ущелье у ворот Зилин-Дуар. Контакт гранита со сланцем (там, где стоят люди) (по Б. В. Волькенау).

ного изменения гранитами глинистых сланцев, „Steiger Schiefer“ Розенбуша, на самом деле заключающийся лишь в физических явлениях перекристаллизации, был без достаточного основания распространительно истолкован в том смысле, что таковы вообще всегда все контакты гранитов. Однако, контакты с известняками, в которых наблюдается замена кальцита известковыми силикатами, образование в некоторых контактах аксинита, датолита, турмалина и топаза и некоторые другие аналогичные факты, наконец контактметаморфические рудные месторождения с достаточной очевидностью говорят о существовании и таких случаев контактных действий гранитов, когда гранит воздействует на метаморфизуемую им породу материально.



Фиг. 128. Пятнистый контактный сланец. Центр. Кавказ. Ледник Дых-Су (по Д. С. Белянкину).



Фиг. 129. Альбитовый роговик с Султан-Уиз-Дага. Микроструктура (по И. А. Преображенскому).

Контактные действия гранитов можно сгруппировать следующим образом: 1) физические (термальные) воздействия; 2) химические воздействия магматическими растворами и пневматолизом; 3) инъекция; 4) сплавление.

Физические воздействия выражаются в процессах термальной перекристаллизации за счет того материала, который уже имеется в

метаморфизуемой породе: в глинистых сланцах получаются роговиковые породы и пятнистые сланцы (Knotenschiefer, Fruchstchiefer, Garbenschiefer и т. п.; см. фиг. 128—130): в известняках — мрамора и отчасти известково-силикатные породы, так называемые с к а р н ы, в тех случаях, когда известняк содержал в своем составе кремнекислоту и глинозем, за счет которых и получились известковые силикаты. Известково-силикатные контактные породы, известные под старым шведским названием „скарн", отличаются некоторым разнообразием минералогического состава: наиболее обычной комбинацией является авгитогранатовый скарн (известковый гранат гроссуляр или андрадит); далее встречаются везувиан, скаполит, волластонит и др. Перенос щелочей, в особенности натрия и отчасти глинозема, ведет к фельдшпатизации, по преимуществу к альбитизации, как это будет еще указано в главе об основных породах. Резко пневматолитические процессы выражаются в переносе фтористых, борных, хлористых, фосфорнокислых соединений с образованием топазовых, турмалиновых контактных пород (часто в песчаниках или кварцитах), в образовании аксинита, датолита, данбурита, в накоплении апатита, скаполита. Химические воздействия гранитов в контактах могут быть различного рода: выделение кремнекислоты и кремнекислых растворов в виде выжимок из кристаллизующейся магмы, как бы ее маточного рассола — это те случаи образования известково-силикатной породы, когда первоначальный известняк был чистым известняком без заметной или без достаточной примеси кремнезема и глинозема, и во-вторых, как уже указано, пневматолитическое, вынос фтористых и борных соединений — образование топазовой или турмалиновой породы в кварцитах, песчаниках и др., образование аксинита, датолита и т. п. Сюда-же следует отнести образование контактметаморфических рудных месторождений, например, магнитного железняка, оловянного камня, вольфрамита и др.

Термальный контактметаморфизм предполагает значительное и продолжительное прогревание метаморфизуемых пород. Вследствие плохой теплопроводности каменные массы, конечно, медленно прогреваются, но зато и медленно охлаждаются, долго сохраняют полученное ими тепло. Нам трудно с уверенностью судить о температурных условиях контактных зон. Принимая, однако, во внимание некоторые подсчеты (Ингерзоль и Цобель), правда с неизбежными допущениями для исходных температур, мы имеем основание думать, что температурный эффект должен быть значительным по своей продолжительности; есть основание считать, что при исходной температуре в 1000° еще через несколько тысячелетий может сохраниться температура в несколько сот градусов на расстоянии до километра от самого

контакта. Значительные размеры некоторых контактных полей говорят за то, что термальное воздействие распространялось на значительное расстояние от контактной поверхности, чем глубинные контакты существенно отличаются от контактов эффузивных пород: там быстрое и очень значительное нагревание и быстрое затем охлаждение не только теплопроводностью, но и лучеиспусканием, действием воды и атмосферы. Поэтому результатом глубинного термального контакт-метаморфизма является перекристаллизация — медленный процесс, а результатом лавового термального воздействия — обжиг и частичное плавление — быстро протекающий процесс.

Инъекция совершается или в грубом виде по возникающим в метаморфизуемой породе трещинам, или в виде тонких прожилков и прослоев по плоскостям наслоения или сланцеватости, то, что французы называют injection lit par lit: таким образом совершаются фельдшпатизация глинистых или слюдяных сланцев и превращение их в гнейсы. Для такой инъекции требуется большая жидкоплавкость гранитовой магмы, очевидно достигаемая той примесью летучих веществ — минерализаторов, которая значительно понижает и вязкость, и температуру плавления гранитовой магмы. Таким образом отчасти образуются породы того типа, которые Седергольм называет мигматитами и, в частности, артеритами.

Наконец, относительно сплавления следует сказать, что это вопрос более сложный и более спорный, чем все предыдущие случаи контактного метаморфизма. Французские исследователи признают непосредственное сплавление гранита с окружающими породами с частичной ассимиляцией вплавленной породы, ведущей к образованию более основной краевой фации; таковы, например, контакты пиренейских гранитов, описанные Лакруа. Эрдмансдерфер допускает это сплавление в Пиренеях, но ограничивает его очень узкой зоной. Однако, такой процесс признается не всеми авторами. Следует упомянуть еще и о механических контактных воздействиях, выражающихся в растрескивании сланцевой, песчаниковой и тому подобной кровли и боков лакколитовой оболочки с образованием более или менее значительного количества отторженцев, которые падают в гранитную магму, отчасти в ней растворяются и ассимилируются, отчасти остаются в виде ксенолитов, иногда очень многочисленных (см. фиг. 26). Та зона гранита, которая особенно богата этими ксенолитами, соответствует тому, что Дэли в таких случаях называет Shutterzone. Повидимому, примером такой зоны раздробления может служит та часть кассарского гранита по Военно-Осетинской дороге, севернее урочища св. Николая, которая изобилует включениями сланца. Эта южная окраина Ардонского гранитного массива в Кассарском ущелье пред-

ставляет своеобразную картину смеси гранита со сланцем: пестрая смесь гранита с кусками и участками сланца самой разнообразной формы и величины, так что трудно сказать, которая из двух составных частей этой гранитосланцевой смеси преобладает. Представляет ли эта смесь зону инъекционного метаморфизма? Является ли она результатом краевой ассимиляции сланца гранитом или своего рода эруптивной брекчией (см. фиг. 27), соответствует ли она так называемой Shutterzone в процессе магматического обрушения кровли, согласно Дэли? Чтобы высказаться за то или другое из двух предположений, необходимо произвести на месте дополнительные детальные исследования.



Фиг. 130. Контактный роговик с корундом. Центр. Кавказ, Генал-Дон. (по Д. С. Белянкину).

Интересный пример гранитного батолита, восточная окраина которого переполнена обломками роговообманкового сланца, описан Кроссом из Анимас-Каньон в Колорадо.

Этот тип контактов является проявлением не только экзоморфного, но и эндоморфного контактметаморфизма: под влиянием ассимилированных масс гранит в наружной фации делается более основным, переходит в гранодиорит, адамеллит, даже по Лакруа в диорит или габбро (?). Другое эндоморфное контактное изменение гранита заключается в уменьшении крупности зерна в наружной зоне гранитового лакколита. Наконец, крайним типом является переход в кварцевый порфир в верхних частях гранитовых массивов, как это указывает Зедергольм для некоторых финляндских гранитов.

Контактные действия всех глубинных пород в общем аналогичны гранитным контактам; однако, у габбродиабазов, как будет указано ниже, наблюдаются и своеобразные контакты в виде так называемых адинолов и спилозитов. Различия между контактными действиями кислых и основных пород зависят от различной температуры, характера и количества летучих составных частей: гранитная магма обладает более низкой температурой и большим количеством воды, чем магма

габбро; среди летучих составных частей кислой магмы большую роль играют фтор и бор, а в основной магме — хлор.

Контактные роговики не обнаруживают никаких признаков плавления; по химическому составу они не отличаются от тех сланцев, из которых произошли, не считая потери воды и органического вещества, а также изменений в окислах железа, т. е. изменений, которые вызываются исключительно термальным воздействием, но не связаны с притоком флюидного, жидкого или газообразного, материала из изверженной породы, как это имеет место в других типах контактметаморфизма. Поэтому мы имеем достаточно оснований считать контактные роговики исключительно результатом перекристаллизации в твердом состоянии. Применяя к этому процессу перекристаллизации правило фаз и законы образования двойных солей, Гольдшмидт показал, какие минеральные комбинации могут получаться в контактных роговиках в виде устойчивых равновесных систем в случае образования роговиков из глинистых сланцев, мергелей или других осадочных пород. Все роговики были подразделены Гольдшмидтом по возрастающему содержанию в них извести на десять классов, начиная с андалузито-кордиеритового роговика через плагиоклазо-пироксеновые и кончая гроссуляро-диопсидовым, причем подробно рассмотрено, какие возможны минеральные комбинации и какие невозможны.

Контактные роговики всегда являются полнокристаллическими образованиями той своеобразной мелкокристаллической структуры, которая носит название роговиковой, и по минералогическому составу и по химическому типу они представляют системы, не встречающиеся и невозможные в изверженных породах, и в этом отношении примыкают всецело к кристаллическим сланцам. Поскольку кристаллические сланцы являются продуктами перекристаллизации в твердом состоянии без изменения химического состава тех или иных осадочных пород, к ним можно применить ту же классификацию минеральных ассоциаций, которая была приложена Гольдшмидтом к контактным роговикам, как это и было сделано с некоторыми видоизменениями и дополнениями Свитальским.

Нижеследующие примеры химического состава контактных роговиков могут служить иллюстрацией их особого по сравнению с изверженными породами состава.

По Гольдшмидту контактный метаморфизм совершается до затвердевания изверженной породы. Температура, при которой происходит контактное изменение, около 1000°, на что между прочим указывает факт нахождения в контактных породах настоящего волластонита, а не псевдоволластонита, который образуется при 1180°.

Химический состав контактных роговиков из южной Норвегии

	1	2	3	Примечания
SiO^2	62,80%	52,51	47,93	Среди изверженных пород не имеется представителей с такой химической характеристикой.
TiO^2	1,36	—	0,76	
Al^2O^3	19,74	20,64	20,34	
Fe^2O^3		10,00	4,35	
FeO	1,98	0,92	8,63	
MnO	0,02	—	0,13	
MgO	1,34	2,91	5,58	
CaO	0,87	3,55	1,64	
Na^2O	1,22	3,79	4,70	
K^2O	6,55	3,05	4,88	
P^2O	0,60	—	—	
S	0,52	—	—	
	2,71	2,60	0,72	
$\overline{RO}^2SiO^2O$	0,77 : 5,40	0,92 : 3,4	—	
R^2O : RO	1,4 : 1	1 : 1,5	—	
α	2,24	1,68	—	

№ 1. Роговик 1-го класса, андалузито-кордиеритовый. Гольдшмидт.
№ 2. „ 2-го „ плагиоклазо-андалузито-роговообманковый. Гольдшмидт.
№ 3. Роговик 3-го класса, плагиоклазо-биотитовый. Гольдшмидт.

Там, где внутренняя контактная зона содержит пироксен, а наружная амфибол, температурный предел лежит приблизительно около 550° (это температура превращения амфибола в пироксен). Для суждения о температуре, при которой совершается контактный метаморфизм, имеет значение также отсутствие тридимита (температура превращения кремнекислоты в тридимит 800°); но здесь надо принять во внимание давление и тот факт, что тридимит может образоваться в условиях метастабильных и при других температурах.

Кроме модификаций кристаллической кремнекислоты и волластонита, для суждения о температуре, при которой совершался контактный метаморфизм, может также служить α- и β-кальцит (температура превращенья $970 \mp 5°$), а также существование в контактной породе несплавленных силикатов, температуры плавления которых известны.

Французские авторы различают в контактном метаморфизме с притоком материала из изверженной породы два процесса: проникание газообразных веществ или горячих жидких растворов (imbibition) и непосредственное проникание расплавленного вещества (injection).

Метаморфизующее действие, производимое глубинными массивами, различно в зависимости от глубины. Так, Барруа указывает, что различные граниты Бретани, происходящие из одного магматического бассейна, производят различное действие на окружающие породы. В то время, как более глубокий гранитный массив произ-



Фиг. 131. Кварцевая жила, пересекающая пегматит (Гластонбери в Коннектикуте). Большие кристаллы полевого шпата вдаются в кварц (темная часть, на которой лежит молоток). (По Бастину).

водит в окружающих породах значительную гранитизацию, ведущую к образованию гнейсов, другие гранитные массивы, залегающие выше, производят лишь контактные действия термального характера (перекристаллизацию) без притока материала в окружающую среду, т.-е. дают обыкновенные контактные роговики.

До известной степени к контактным действиям пневматолитического характера примыкают пегматитовые жилы, связанные с гранитами и сиенитами (фиг. 131 и 132). Минеральные комплексы пегматитовых жил отличаются некоторыми структурными особенностями, как-то: чрезвычайная крупность зерна („гигантоплазматическая структура"), симплектические прорастания—и особенностями

состава, выражающимися как в своеобразии комбинаций, так и в присутствии редких минералов (минералы с редкими землями, с бором, фтором и т. п.). По своему происхождению пегматитовые жилы тесно связаны с магмой, но являются результатом смешанного магматически-пневматолитического или даже магматически-гидротермального процесса, промежуточного между собственно магматическим застыванием и апомагматическими гидротермальными отложениями. Между этими фазами полного магматического цикла — магматическое застывание, пневматолиз, пегматитовые образования и гидротермальные отложения — наблюдается постепенный переход; они образуют различные звенья одного общего процесса застывания магмы, характеризующиеся различной температурой и различным количеством летучих веществ, а выделение этих последних или, как говорит Ниггли, их дестилляция, происходит постепенно и быть может непрерывно.

Способность пегматитовых образований проникать в горные породы (как в гранит, так и в боковую породу) тончайшими жилками и сложной сетью жил и прожилков (см. фиг. 133) говорит о значительной их флюидности. Большое разнообразие минералов, в составе которых фтор или бор играют более или менее существенную роль, служит характерным показателем пневматолитического происхождения этих жил, важного значения фтористых и борных выделений, сопровождающих кристаллизацию кислой и средней глубинной магмы. Достаточно, чтобы в этом убедиться, следующего перечня:

Минералы пегматитовых жил, содержащие фтор: розенбушит — 5,83%, ловенит — 3,82%, вёлерит — 2,98%, хиордалит — 5,83%, мозандрит — 2,9%, иностранцевит — 5,98%, пирохлор — около 4%, меланоцерит — 5,78%, плавиковый шпат — 48,72, турмалин — ок. 0,75%;

Минералы пегматитовых жил, содержащие бор: меланоцерит — 3,19%, гомилит — 16,51%, турмалин — около 9%, датолит — 21,85%, норденшельдин — 25,33%, гамбергит — 37,16%.

К этим двум группам минералов пегматитовых жил следует еще присоединить минералы, содержащие хлор,—содалитовая группа, а также соединения серы (MoS^2, FeS^2, ZnS, PbS, медный колчедан и др.).

Примерами разнообразных и интересных по своему составу пегматитовых жил являются жилы окрестностей Христиании, Ильменских гор, Мадагаскара, Гренландии, Хибинских гор, Забайкалья и Прибайкалья.

Пегматитовые образования, связанные с гранитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами, отличаются большим разнообразием.

Вернадский различает три типа пегматитовых гранитных жил: забайкальский с Li, Cs, Rb, Tl, Be, P, F (фторапатиты

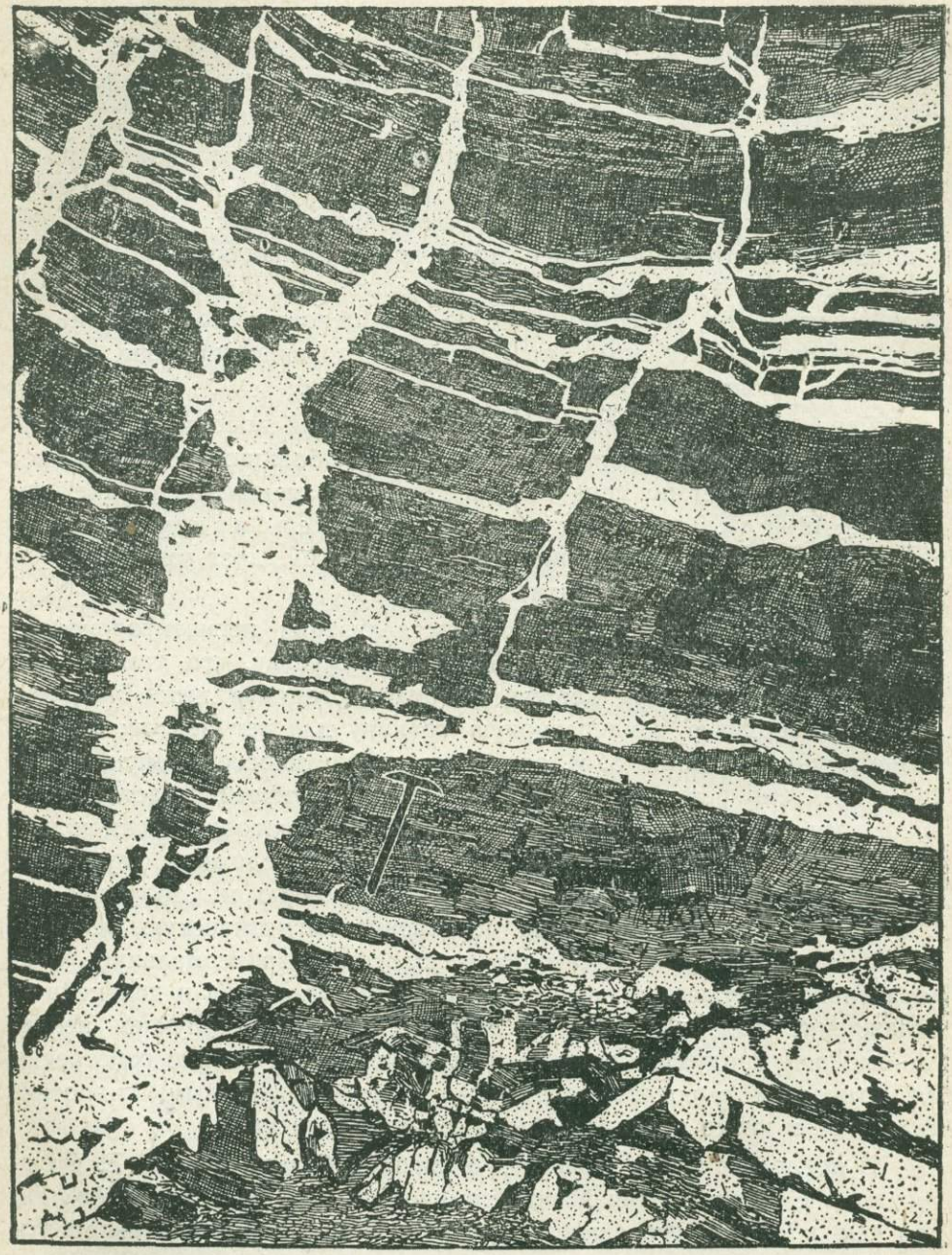
бериллы, турмалины, топазы, литиев. слюды); прибайкальский с Ta, Nb, Zr, Th, M, P, F, T, Si, Y (ортиты, гадолиниты, колумбиты, уранипиты, монациты, ториты, цирконы); адунчилонский с W, Sn, F, Mo, Li, Bi, Al, Be (*оловянный камень, шеелит, вольфрамит*, висмут, топаз, берилл, литиев. слюда).

Лакруа установил для Мадагаскара следующую группировку: I. Щелочные пегматиты, содержащие исключительно или по преимуществу щелочные полевые шпаты; они подразделяются на: 1) микроклиновые пегматиты, которые в свою очередь распадаются на калиевые и натро-литиевые, и 2) ортоклазовые. II. Известково-щелочные пегматиты, содержащие не только щелочные полевые шпаты, но и известково-натриевый (от олигоклаза до андезина); они распадаются на пегматиты гранитовые и диоритовые.

Пегматиты могут иметь состав материнской породы или отличный от нее и представляют, вообще говоря, большое разнообразие, которое возрастает по мере того, как мы углубляемся в изучение пегматитов; Ниггли различает до 20 типов, а Ферсман, в последнее время уделивший большое внимание пегматитам, дает уже 35 типов для едких гранитовых пегматитов.

О температурных условиях кристаллизации пегматитов можно судить между прочим и по тому обстоятельству, что там наблюдается та модификация кварца, которая устойчива ниже 575°; это дает нам верхнюю температурную границу для пегматитов; нижняя температурная граница б. м. определяется критической температурой воды, т. е. температурой, ниже которой апомагматический раствор превращается уже в гидротермальный (сначала пневматолитически-гидротермальный). Связывая эти три фазы остывания сложной глубинной магмы, в особенности гранитовой и ее производных, мы получаем три главные фазы застывания магм: собственно магматическую, пегматитовую (магматически-пневматолитическую) и гидротермальную. Следовательно, учитывая и разные промежуточные звенья и дальнейшее охлаждение до точки кипения воды и ниже, мы получаем непрерывный ряд продуктов кристаллизации магмы, начиная с собственно магматических высокотемпературных и кончая обычными гидротермальными и низко-температурными гидрохимическими.

В последнее время пегматиты были проработаны акад. А. Е. Ферсманом с точки зрения физико-химических идей Niggli и Vogt'a, при чем в основу его анализа положена попытка систематизировать все наши сведения о пегматитах на основе единой схемы. Основные результаты этой работы А. Е. Ферсман любезно изложил в нижеследующих строках:



Фиг. 132. Разветвления пегматитовой жилы в гнейсе Лауфенбург в Швейцарии (по Ниггли).

„Пегматитовый процесс представляет в общем замкнутый процесс, связанный с охлаждением магматического остатка, состоящего из труднолетучей части и некоторого количества летучих компонентов, не удалившихся при высоких температурах в дестиллят (образующий по охлаждении пневматолиты). Охлаждение этого остатка идет по определенным кристаллизационным путям, гораздо более определенным, чем это принято думать, так как три основных фактора — температура, давление и концентрация — в общем довольно определенны: давление мало влияет на ход процесса вообще, концентрация для данного типа породы в основных своих чертах постоянна, а температура является основною переменою, меняющейся в ходе остывания всякого пегматитового процесса (в пределах 700—50°)"

„Для сведения в единую схему всех пегматитов определенного магматического типа мною предложено установить общую геохимическую схему, разделяя весь период охлаждения прежде всего на три физико-химических этапа: магматический, пневматолитический и гидротермальный, при чем границы между этими тремя этапами намечаются двумя критическими точками: верхнею — Q и нижнею — P; эти точки отделяют трехфазовые системы от средней — двухфазовой — флюидно-пневматолитической. Дальнейший анализ этих этапов позволяет подразделить их на десять фаз, а именно: магматическую (A), эпимагматическую (B) и пегматитовую (C), отвечающие в первом этапе трем стадиям процесса кристаллизации из магматического расплава и заканчивающиеся эвтектоидною (котектическою) одновременною кристаллизациею основных веществ расплава. Далее следующий флюидный этап делится на четыре фазы, из коих две первые можно назвать пегматоидными (D_1—E), а следующие два (F — G) — надкритическими; далее ниже критической точки воды начинаются фазы гидротермальные (H — I — K) и, наконец, фаза гипергенная (L), связанная с воздействием поверхностных процессов".

„Градуировка этих фаз для гранитного процесса облегчается изучением точки перехода α- и β-кварца, которая в общем практически отвечает точке Q и может быть принята условно в 600°; вторая точка P отвечает очевидно температуре порядка 375 — 400°. Для пегматитовых расплавов других магм температура точки Q иная: в случае нефелиново-сиенитовых магм—много ниже, для основных магм—выше".

„Вся совокупность минералов, известных в группе пегматитов определенных магм, распределяется закономерно в указанной схеме благодаря чему получается некоторый естественный ряд минералов, причем определенным фазам, оказывается, отвечает с достаточною точностью определенный комплекс выпадающих при них минералов (данного магматического остатка)".

„Таким образом намечается естественная классификация пегматитов, при чем отдельные типы представляют не самостоятельные продукты какой-либо дифференциации магматического остатка, а лишь более определенно выраженные комплексы отдельных фаз".

„Согласно с этим в последовательности понижения температуры, например, для гранитных пегматитов устанавливаются следующие типы:

1. Пегматиты гранатовые, ортитовые и монацитовые.
2. „ с ураном, ниобием, танталом и редкими землями.
3. „ шерловые и мусковитовые.
4. „ берилловые и топазовые.
5. „ литиевые.
6. „ с фосфатами лития, железа, кальция и марганца.
7. „ криолитовые.
8. „ флюокарбонатные.
9. „ сульфидные.
10. „ цеолитные".

„Несколько таких же типов устанавливается и для обоих рядов пегматитов миасскитовой и агпаитовой [1]) магмы, для сиенитовых и основных пород, при чем интересным является то, что пегматиты щелочных гранитов и сиенитов довольно резко отличаются от пегматитов нормальной гранодиоритовой магмы и могут сравниваться лишь с пегматитами нефелиновых пород. Воздействие стенок боковых пород видоизменяет породу пегматитов, и их чистая линия сменяется линиею скрещения или мигматизации, приводя к новым равновесным системам".

„Благодаря замкнутому характеру остаточного пегматитового процесса, его минералы количественно и качественно подчиняются минералогическому правилу В. М. Гольдшмидта и закону двойных соединений Вант-Гоффа. Характерными чертами геохимии гранитных пегматитов является преобладание в них нечетных элементов, нечетной валентности окислов и нечетных осей симметрии (L^3) в кристаллических решетках".

„Анализ пегматитов позволяет таким образом связать весь комплекс свойственных им минералов в единый общий закономерный процесс и этим путем дать не только выводы большого теоретического значения, но и наметить ряд практических выводов".

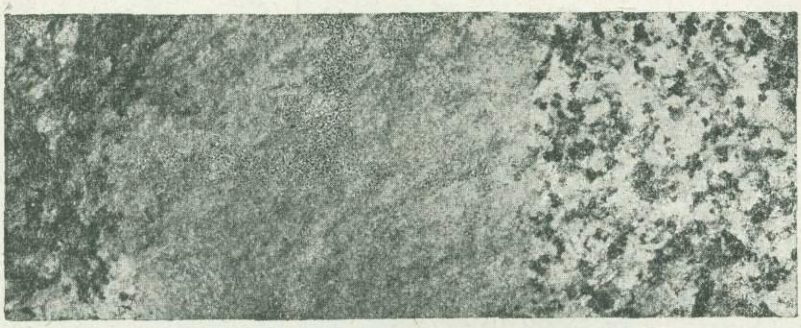
Мелкозернистая лейкократовая фация гранитов, состоящая преимущественно из полевых шпатов и кварца, носит название аплитов. Сюда относятся кварцевые бостониты, тордриллиты,

[1]) Гренландские нефелиновые сиениты.

лестиварит, альсбахит и некоторые другие. Эти аплиты часто более кислы, чем сами граниты, образуют или местную фацию в самом граните, или являются в виде самостоятельных жил (фиг. 133). Аплитовая фация существует и в других группах глубинных пород сиенитах нефелиновых сенитах и др.)

Граниты заключают иногда меланократовые выделения самой разнообразной величины и формы. Эти выделения всегда мелкозернисты и по внешнему виду похожи на минеттовые или лампрофировые породы. Таковы, например, выделения в граните Бавено на Лаго-Маджиоре, которые соответствуют мелкозернистой минетте.

Другой пример представляют выделения в граните Тумагор-Кая (басс. Терека в Центральном Кавказе), имеющие состав рогово-обманкового микрогаббро.



Фиг. 133. Жила аплита в граните. В Кассарском ущелье. Центр. Кавказ (по Б. В. Волькенау).

В южнорусском граните Тарасенко описывает мелкозернистые меланократовые выделения.

В кистинском тоналите меланократовые шлиры имеют состав биотитороговообманкового грейзена, а в дарьяльском граните — лейкократового биотитового микросиенитодиорита.

Хорошим примером меланократовых выделений в гранитах могут служить уже упомянутые мелкозернистые красновато-бурые выделения в известном граните из Бавено на Лаго-Маджиоре в северной Италии. Качественный минералогический состав самого гранита и этих включений одинаков, с той лишь разницей, что в граните плагиоклаз более кислый [1]). Но количественные отношения между составными частями сильно разнятся, как видно из следующего сопоставления.

[1]) В граните олигоклаз-андезин (№ 28—30), в меланократовых выделениях андезин (№ 41—42).

		Меланократовые выделения		Гранит	
Кварц		22,1%		32,5%	
Альбит	Плагиоклаз	29,0	50,2	27,4	38,6
Анортит		21,2		11,2	
Ортоклаз		1,8		20,0	
Биотит		25,9		8,9	

Сопоставление химических анализов показывает, что меланократовые выделения значительно беднее кремнекислотой, несколько беднее калием, но зато богаче магнезией, известью, окислами железа и глиноземом, как показывают нижеследующие неопубликованные анализы Б. В. Волькенау; по своему химическому типу меланократовые выделения соответствуют кварцевому габбро.



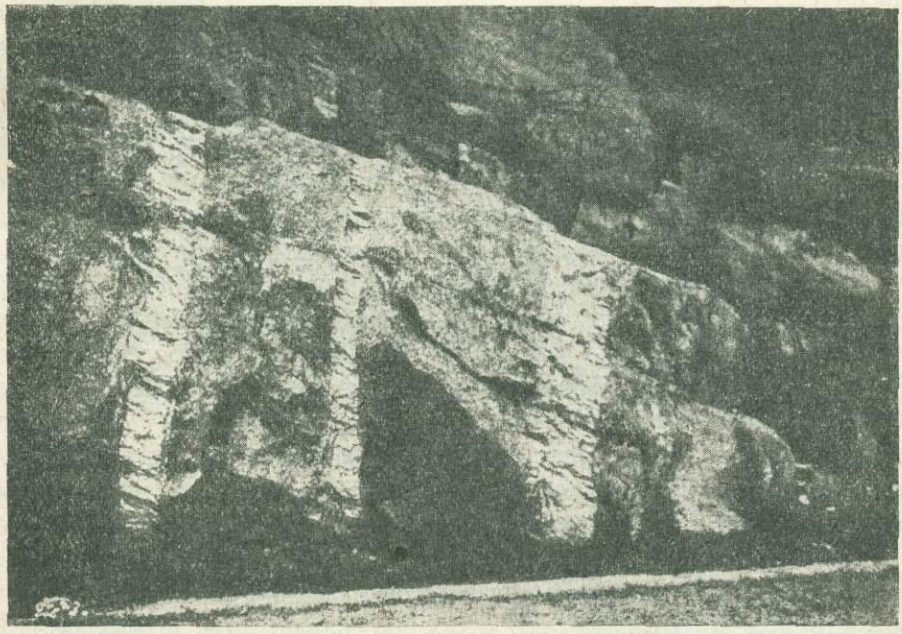
Фиг. 135. Аплиты по верхнему течению р. Зеи у Бампака.

Фот. Н. И. Прохорова.

	Гранит	Меланократовые выделения
SiO^2	71,15%	60,49%
Al^2O^3	13,66	16,06
Fe^2O^3	1,33	1,31
FeO	1,35	5,0
MgO	0,61	3,21
CaO	2,24	4,96
Na^2O	4,02	3,41
K^2O	3,08	3,51
Пот при прокалив	0,85	1,48
Сумма	98,29	99,43

Метасоматические изменения гранитов выражаются в динамометаморфных его изменениях, в явлениях физического и химического его выветривания.

Динамометаморфизм в своей начальной стадии сказывается в виде волнистого погасания кварца, затем наступает изогнутие слюды и даже полевых шпатов, далее частичное, а затем и полное раздробление—так называемая катакластическая структура; такие граниты с катакластической структурой называются прессованными гранитами.



Фиг. 135. Рассланцованные аплитовые жилы в граните. С. Готардская дорога в Швейцарии (по Ниггли).

Процессы выветривания гранитов сводятся к трем различным случаям: физической дезинтеграции, каолинизации и латеритизации.

Физическая дезинтеграция в чистом виде (фиг. 22) характеризует высокогорную область и пустыню; в других климатических условиях она сопровождается более или менее заметной каолинизацией.

Латеритизация присуща тропическому поясу, богатому атмосферными осадками; она может сопровождаться и физическим распадом или же совершается при условии сохранения гранитового сложения и цельности латеритизированного массива.

Наибольшим распространением пользуется процесс каолинизации ортоклаза гранита; так называемые пеликанитовые граниты южнорусской кристаллической полосы с опалообразным продуктом изменения, получившим название пеликанита, представляют пример каолинизации, сопровождаемой накоплением опала (пеликанит — смесь каолина с опалом).

Граниты представляют прекрасный строительный материал, обладающий высокими качествами с точки зрения сопротивления выветриванию. Его отличают прочность, высокое сопротивление сжатию и раздавливанию и высокая климатическая стойкость. Собственно говоря, гранит представляет настолько высокосортный строительный материал, что если нет явных признаков выветрелости или трещиноватости, всякий гранит может быть применен в качестве строительного материала без всяких предварительных испытаний. Тем не менее как в составе, так и в структуре гранитов можно подметить такие особенности, которые определяют большую или меньшую его прочность и пригодность. Прежде всего следует отметить, что мелкозернистым и среднезернистым гранитам приходится отдавать предпочтение перед крупнозернистыми, равномернозернистым перед порфировидными или обнаруживающими наклонность к плоскопараллельному гнейсовидному строению, особенно, если гранит предполагается применить для скульптурных целей. Далее толстопластовая или крупная параллелепипедальная отдельность необходима там, где предполагается добывать крупные монолиты для обелисков, колонн и т. п. Сфероидальная и неправильно-полиэдрическая отдельность значительно понижают строительные качества гранита.

Признаками, определяющими прочность гранита, являются: свежесть полевого шпата (что особенно важно при порфировидном сложении), высокое содержание кварца, незначительное содержание слюды, отсутствие пирита. Наоборот, присутствие более или менее видоизмененных полевых шпатов или их трещиноватость, незначительное содержание кварца, высокое содержание слюды и серный колчедан являются признаками неблагоприятными, значительно понижающими качество гранита и способными даже заставить от него отказаться. В структурном отношении, кроме уже указанного, имеет значение такое расположение кварца, при котором отдельные его зерна между собою соединяются, образуя как бы общий остов породы—так называемое базальное или синдетическое его расположение, согласно Гиршвальду, в отличие от так называемого диспергентного его расположения, когда отдельные зерна кварца лежат изолированно среди других составных частей. Наоборот, для

слюды важно именно диспергентное ее расположение, и вредно скопление ее отдельными участками или прослоями. Само собою разумеется, что даже слабые признаки динамометаморфизма понижают прочность гранита, а более или менее значительно выраженная катакластическая структура может сделать породу негодной для ответственных частей сооружений.

Обладая большой климатической стойкостью и механической прочностью, гранит менее удовлетворителен с точки зрения огнестойкости, так как при внезапных резких колебаниях температуры часто растрескивается.



Фиг. 136. Контакт пегматита с диабазовым порфиритом; слева направо видны четыре зоны. 1. Светлый крупнозернистый пегматит. 2. Эндоконтактное изменение пегматита (мелкозернистый фальдшпатолит). 3. Экзоконтактная зона (просветленный порфирит, богатый титанитом); 4. Нормальный темный амфиболовый диабазовый порфирит. Дарьяльское ущелье в Центр. Кавказе. (По Д. С. Белянкину).

Сопротивление сжатию в среднем колеблется около 1 500 *кг* на *кв. см*, возрастая в очень хороших гранитах до 2 000 и даже до 2 500 и более и опускаясь в плохих ниже 1 000 *кг*.

Граниты пользуются чрезвычайно широким распространением в значительных областях докембрийских отложений и в интрузивных ядрах более или менее сильно денудированных складчатых гор. В Европе они встречаются в Скандинавии, в Великобритании, в Бретани, Нормандии и так наз. Центральном плато во Франции, в Вогезах, Шварцвальде, Гарце, Тюрингии, Саксонии, в Альпах, Пиренеях Карпатах, в Богемских Горах и т. д. Многочисленны области гранитов в Америке: Канада, разные области Соединенных Штатов, Бразилия, Анды и т. д. Чрезвычайно многочисленны граниты в Азии (Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Прибайкалье, Уссурийский край, Гималаи

и др.). В разных местах Африки, на Мадагаскаре, в Австралии также известны более или менее обширные массы гранитов. Таким образом можно сказать, что граниты являются космополитами в географическом отношении, а также и в геологическом, так как они встречаются не только в архейских образованиях, где главная область их распространения, но и в силурийских, и в каменноугольных, и в мезозойских, и даже в третичных.

Граниты играют видную роль среди интрузивных пород СССР и принимают существенное участие в геологическом строении некоторых ее частей.

По условиям залегания, возрасту и парагенетическим соотношениям наблюдается большое разнообразие не только между отдельными крупными районами, но и в пределах одного и того же района. В СССР, с точки зрения парагенезиса, заслуживают особого внимания те гранитные области или те массивы, в которых граниты ассоциируются с представителями габбро-перидотито-пироксенитовой и габбросиенитовой формации — северный и средний Урал и Киево-Волынская часть южной области, или со щелочными породами, нефелиновыми сиенитами и их спутниками — это в Европейской части СССР Таганрого-Мариупольский район, Кольский полуостров, Ильменские горы на Урале, а в Азиатской части СССР — Туркестан и Минусинский край.

В восточной Европе мы имеем четыре большие области распространения гранитов: 1) северную, включающую Финляндию, Мурман, побережье Белого моря, Кольский полуостров, северо-восточное побережье Онежского озера, 2) южную, охватывающую б. губернии: Волынскую, Подольскую, Киевскую, Полтавскую, Екатеринославскую, Херсонскую, Бессарабию и б. Область Войска Донского; 3) юго-восточную, обнимающую северный склон Кавказа; 4) восточную, в состав которой входит Урал. Последние две области, т. е. кавказская и уральская, отчасти сливаются с азиатскими.

В Азиатской части СССР граниты встречаются с большими или меньшими перерывами на всем ее протяжении.

В самых беглых чертах можно следующим образом охарактеризовать граниты некоторых областей СССР.

Гранитовые породы пользуются значительным распространением на с е в е р е РСФСР, по побережью Белого моря и на Мурмане и оттуда спускаются на юго-восточный берег Онежского озера. Повидимому, это отчасти настоящие граниты, отчасти гранитогнейсы из формации кристаллических сланцев. По Б о л д ы р е в у восточный Мурманский берег сложен главным образом архейским гранитом, имеющим иногда гнейсовидную текстуру и состоящим из кварца, плагиоклаза

(от альбита до олигоклаза), микроклина, биотита и других минералов, менее существенных. Этот гранит распадается на две разновидности: красный и серый; из них первый кислее, богаче калием и отличается чрезвычайно обильным развитием вторичного микроклина. В граниты часто включены не вполне резорбированные обломки слюдяных и слюдяно-амфиболовых сланцев (или гнейсов). Гранит прорезан жилами диабазов и отчасти дунитов, а также заключает жилы и шлиры пегматита и кварца.

Граниты северо-восточного побережья Онежского озера изучены Белянкиным. Граниты образуют здесь, к северу от р. Водлы, ряд массивов; там, где с ними соприкасаются габбродиабазы, эти последние произвели в контакте частичное расплавление гранита и обогатились микропегматитом.

Границы Центрального Кавказа в последние годы привлекали к себе внимание многих петрографов и благодаря этому изучены с некоторой подробностью. Являясь здесь доминирующим типом среди интрузивных образований, граниты, с одной стороны, входят в состав центральной оси хребта, с другой—образуют на северном склоне ряд отдельных массивов, более или менее определенно лакколитового типа. Эти лакколиты настолько разнятся между собою по химическому и в особенности по минералогическому составу, что определенно возникает представление о самостоятельности Дариальского, Урухского и некоторых других массивов. При более детальном исследовании обнаружилось вместе с тем, что некоторые из разобщенных на поверхности гранитных массивов, как Дариальский и Кассарский, настолько близки по составу, что приходится допустить общий для них магматический источник, или быть может даже их подземное соединение. Более детальное исследование отдельных гранитных массивов показало также сложность строения некоторых из них: апофизы, аплиты, меланократовые выделения; то, что казалось одним лакколитом, распадается в некоторых случаях на два массива или даже больше; таков Дариальский раздвоенный массив, таков и Кассарский с отдельным маленьким массивчиком при входе в ущелье с южной стороны у урочища св. Николая.

Из южнорусских гранитов и гранитоидов отметим киевские породы. В Киевской гранитовой области раппакивиобразные гранитовые породы образуют три массива: 1) Корсунский или Каневский массив, в окрестн. мест. Корсуни Каневского уезда на берегах р. Роси и ее притоков; 2) Городищенский или Черкасский массив, в окрест. мест. Городища Черкасского у. на берегах р. Ольшанки; 3) Малинский или Радомысльский массив, в окрестн. мест. Малина Радомысльского у. на берегах р. Ирши. Хотя между гранитами этих трех

массивов и наблюдаются некоторые различия в структуре, минералогическом составе, в сопровождающих их породах, но химический состав их настолько близок, что их приходится считать за продукты кристаллизации одного общего магматического бассейна. Вместе с тем химический состав заставляет считать эти породы не за гранит в тесном смысле слова, а за адамеллит. На сходство этих пород с дацитовой магмой указывает и Лучицкий, но он тем не менее называет их гранитами. Принадлежность к адамеллитовому типу вытекает и из значительного содержания плагиоклаза, которого обыкновенно не меньше, чем щелочного полевого шпата, а в некоторых случаях, по указанию Лучицкого, плагиоклаз составляет даже 43% всей породы. Адамеллитовый характер этих рапакиви еще более подчеркивается тем обстоятельством, что вместе с этим рапакиви, а отчасти в виде включений в нем встречаются и настоящие граниты. С этой точки зрения самый термин „рапакиви" приобретает значение структурного термина: это овоидофировая гранитовая порода, безразлично, является ли она настоящим гранитом или гранитоидом. Каневский рапакиви занимает площадь в 75 *кв. км*; площадь выборгского рапакиви по Зедергольму [1]) составляет 12000 *кв. км*.

Граниты Кривого Рога являются характерными гранитогнейсами.

Граниты и гранодиориты Сибири. В Сибири граниты пользуются значительным распространением на Алтае, в Саянах, в Яблоновом хребте, в Енисейском округе, в Прибайкалье и Забайкалье и т. д. Значительная часть этих гранитовых пород богата плагиоклазом и относится к адамеллитовому ряду.

Прибайкалье и Забайкалье представляют чрезвычайно важную и обширную область распространения кристаллических пород. В частности, и граниты играют здесь существенную роль. Постройка Сибирской дороги дала толчок изучению этих пород, и в настоящее время мы имеем уже более или менее подробные данные о гранитовых породах Кругобайкальской и Западно-Амурской дороги, а также районов, тяготеющих к ним. В частности, юго-западное Забайкалье—так называемая Селенгинская Даурия, было исследовано В. А. Обручевым, а собранные им породы были исследованы группой студентов под руководством Обручева и Гудкова.

В Селенгинской Даурии граниты и связанные с ними сиениты пользуются значительным распространением; обширный массив Цаган-Дабана представляет огромный очень древний гранитный

[1]) T. M. P. M. 1891, XI, p. 6.

лакколит; кроме того, выходы гранитов, обыкновенно уже связанных с кристаллическими сланцами, встречаются почти во всех хребтах Селенгинской Даурии.

В минералогическом отношении эти граниты представляют довольно большое разнообразие. Господствующими являются здесь микропертитовые и ортоклазо-плагиоклазовые граниты; им подчинены микроклиновые граниты, аплиты, пегматиты и аляскитовые породы; цветными составным частями являются биотит и роговая обманка; мусковит встречается редко, пироксены также; метаморфические явления выражаются в механических деформациях, в серицитизации, каолинизации и отчасти хлоритизации.

В северной части Сахалина, у. м. Рымника, гранит (ортоклазо-микроклино-плагиоклазовый) образует прожилки в глинистом сланце; вкратце его описала В. М. Дервиз.

Кварцевые диориты

К гранитам тесно примыкают по структуре, по условиям залегания, по контактным действиям кварцевые диориты. Отличительной их особенностью является полевошпатовая составная часть, принадлежащая к ряду кислых плагиоклазов, от андезина до олигоклаза. Часто к плагиоклазу примешивается в виде спорадической составной части ортоклаз, и таким образом через так называемые тоналиты и банатиты устанавливаются переходы к гранодиоритам, в состав которых ортоклаз и плагиоклаз входят приблизительно в равных количествах, а через эти последние и к гранитам. С другой стороны, по мере уменьшения содержания кварца, этот последний сходит постепенно на степень спорадической примеси, и таким образом устанавливается связь с диоритами. Однако, и по химическому составу и по своему распространению кварцевые диориты теснее примыкают к гранитам, чем к диоритам, которые являются основными породами и связаны переходами с группой габбро.

По цветной составной части кварцевые диориты распадаются на слюдяные, роговообманковые, авгитовые, гиперстеновые и некоторые смешанные типы.

Кварцевые диориты представляют тип кислой магмы, значительно менее распространенный, чем граниты, встречающиеся спорадически в связи с гранитовыми породами, а также и в виде самостоятельных массивов; его эффузивной фацией являются кварцевые порфириты и дациты.

Разные представители кварцевых диоритов были описаны в разное время под разными названиями, как-то: тоналит, банатит, гладкаит и др.

Средний тип кварцевых диоритов соответствует следующей формуле (при содержании кремнекислоты 62—66%):

$$1{,}5\overline{RO}R^2O^3 6{,}4\ SiO^2 \quad a = 2{,}8 \qquad R^2O : RO = 1 : 2{,}4.$$

Кроме разных типов кварцевых диоритов, которые были в разное время описаны под разными названиями, как-то тоналиты, банатиты, гранодиориты и др., следует отметить особую группу, которая была описана Спёрром из Аляски под названием иентнитов. Отличительной особенностью этих „иентнитов" является содержание скаполита, который рассматривается, в отличие от норвежских скаполитовых диоритов, как первичная составная часть. Если скаполит действительно является существенной первичной составной частью, эту группу следует выделить под названием „скаполитовый кварцевый диорит".

Ограничивая термин кварцевые диориты такими породами, в которых полевой шпат исключительно или почти исключительно плагиоклаз, и рассматривая адамеллиты, как плагиоклазовые граниты, т. е. как настоящие гранитовые породы, в которых есть существенное содержание плагиоклаза, можно от них отделить группу промежуточных между кварцевыми диоритами и адамеллитами пород, которые лучше всего обозначать термином гранодиориты и банатиты. Эти гранодиориты обнимают тоналит, отчасти банатит и некоторые другие породы. По цветной составной части здесь наблюдается довольно большое число разновидностей, среди которых следует отметить также породы с первичным хлоритом, как, например, так называемый хлоритовый банатит из Садона на Кавказе.

К этой же группе принадлежит и порода, описанная Дэли под названием виндзорита и которая является как бы щелочным банатитом.

Крайний лейкократовый, т. е. меланоптоховый, член в группе кварцевых диоритов, соответствующий аляскитам среди гранитов, состоит из кварца и плагиоклаза; Гольдшмидт называет эту породу тронтьемитом.

Кварцевые сиениты и граносиениты (сиенитограниты)

Лишь изредка, по большей части в виде краевой фации, встречаются породы, в которых кварца сравнительно мало и цветных составных частей по сравнению с бесцветными больше, чем в гранитах. Эти породы заслуживают выделения в особый тип „кварцевых сиенитов", который от сиенитов отличается кислотностью и более зна-

чительным содержанием щелочей, а от гранитов, наоборот,—меньшей кислотностью и более высоким содержанием $\overline{RO}$.

Но кроме кварцевых сиенитов с незначительным содержанием кварца существуют породы, которые занимают такое же промежуточное положение между гранитами и сиенитами, как гранодиориты между гранитами и диоритами или габбросиениты между габбро и сиенитами. Примерами могут служит два нижеприведенных анализа; как видно эти породы очень близки к породе, которая является средним между настоящими гранитами и настоящими сиенитами; в литературе такие породы иногда неправильно описываются как граниты.

	I	II	Магматические формулы
SiO^2	64,68	64,85	
TiO^2	0,35	0,67	
Al^2O^3	15,89	15,24	I. $1{,}35\overline{R}OR^2O^3 6{,}4SiO^2$
Fe^2O^3	1,99	2,55	$R^2O : RO = 1{,}09$
FeO	2,18	2,36	$\alpha = 2{,}94$
MnO	0,15	0,16	
MgO	1,16	1,82	
CaO	3,27	3,16	
BaO	0,15	0,05	II. $1{,}48\overline{R}OR^2O^3 6 . 2SiO^2$
Na^2O	4,01	3,36	$R^2O : RO = 1:1{,}2$
K^2O	5,12	4,65	$\alpha = 2{,}73$
P^2O^5	0,21	0,20	
H^2O+	0,59	—	
H^2O-	0,17	0,91	
Сумма . . .	99,92	99,92	

I. Сиенитогранит из Русской Буйловки.
II. Среднее из гранита и сиенита (по данным Дэли).

Нормаркиты

Этот тип гранитоида, установленный Брёггером в южной Норвегии, может быть рассматриваем, как бедный кварцем и лишенный плагиоклаза щелочной гранит. Натриевые полевые шпаты, эгирин и щелочные роговые обманки являются характерными составными частями этих гранитоидов.

Нормаркиты встречаются в различных областях щелочных гранитов и сиенитов. И по химическому, и по минералогическому составу они примыкают к гранитам, а не к сиенитам, к которым их относит Розенбуш. Эффузивным эквивалентом нормаркитов являются кварцевые трахиты, как можно убедиться из следующего сопоставления:

Нормаркиты: 1.RO $R^2O^3$5.6SiO^2 $\alpha = 2{,}68$ $R^2O : RO = 4.5 : 1$

Кварцевые трахиты: $\overline{RO}$ $R^2O^3$5.4SiO^2 $\alpha = 2{,}55$ $R^2O : RO = 5.1 : 1$.

Это, следовательно, слабо кислые щелочные породы, занимающие промежуточное положение между щелочными гранитами и щелочными сиенитами.

Химический состав нормаркитов

	1 Tonsenâs, окр. Христиании.	2 Среднее из 7 анализов (по Дэли)
SiO^2	64,04	64,36
TiO^2	0,62	0,45
Al^2O^3	17,92	16,81
Fe^2O^3	0,96	1,08
FeO	2,08	2,71
MnO	0,23	0,15
MgO	0,59	0,72
CaO	1,00	1,55
Na^2O	6,67	5,76
K^2O	6,08	5,62
H^2O	1,18	0,70
P^2O^5	—	0,09
	100,38	100,00

Производные от кислой магмы

Сиениты и сиенитовые порфиры

Сиенитовые породы, с одной стороны, являются производными кислой магмы, с другой — примыкают и к формации габбро.

Согласно прежним минералогическим классификациям изверженных пород, под названием сиенита понимали ортоклазо-рогово-

обманковые, а впоследствии также ортоклазо-пироксеновые и ортоклазо-слюдяные глубинные породы, которые, казалось бы, от гранитов отличаются лишь отсутствием кварца. Однако, сиенит отличается от гранита не только отсутствием кварца, но и иным отношением между полевошпатовой и цветной составной частью; он является по сравнению с гранитом более богатым цветными составными частями.

Существуют сиениты, в которых полевой шпат исключительно щелочной — это так называемые щелочные сиениты. Но в наиболее распространенных сиенитах наряду с ортоклазом (или микроклином) наблюдается более или менее значительное содержание известково-натриевого полевого шпата, как и во многих гранитах. В этом отношении характерным представляется известный сиенит из Плауэна у Дрездена; для него Белянкин и Томкеев дают такой состав: 37% микроклина и 33% плагиоклаза, 17% роговой обманки, 5% второстепенных составных частей и 11% кварца: это, следовательно, не просто сиенит, а кварцевый сиенит и при этом ортоклазо-плагиоклазовый.



Фиг. 137. Лестиваритовая дайка среди змеевиков Среднего Урала. Г. Большой Камень близ Верхне - Уфалейского завода. Фот. Д. С. Белянкина.

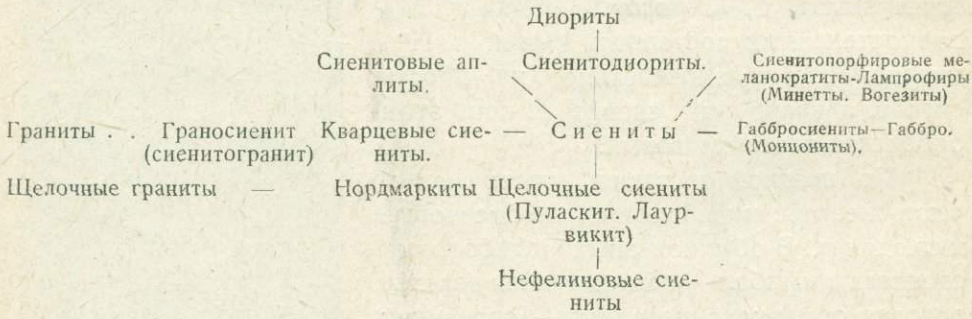
По цветной составной части различают сиениты: амфиболовые, пироксеновые и слюдяные. В обыкновенных амфиболовых сиенитах амфибол — обыкновенная зеленая роговая обманка, в щелочных—баркевикит или арфведсонит, иногда рибеккит. Точно так же в обыкновенных пироксеновых сиенитах пироксен—авгит или диопсид, в щелочных — эгирин или эгирин-авгит. В слюдяных сиенитах всегда бурый биотит.

Полевошпатовая составная часть представлена ортоклазом, пертитом или микропертитом, анортоклазом, редко микроклином, альбитом. Если имеется плагиоклаз, то это обыкновенно олигоклаз, а также олигоклазальбит или андезин. Из второстепенных составных частей следует упомянуть ильменит, магнетит, апатит, циркон, ортит. В кварцевых сиенитах имеется заметное содержание кварца; в щелочных сиенитах, переходных к нефелиновым сиенитам—нефелин, содалит, кальцит и некоторые редкие минералы, как то: мозандрит, ринкит и др.

Как во всех семействах глубинных пород, так и в сиенитах наблюдаются две ветви: меланократовая и лейкократовая. Эта последняя в пределе приводит к чисто фельдшпатолитовой фации, и следует ожидать, что каждой глубинной породе должна отвечать своя фельдшпатолитовая фация. Для щелочных сиенитов такой член и найден Брёггером в виде тёнсбергита, состоящего существенно почти исключительно из богатого известью натриевого микроклина; он может быть рассматриваем, как крайний лейкократовый продукт дифференциации лаурвикитов. Это, следовательно, натриевый микроклинит. Широко распространенной фельдшпатолитовой фацией сиенитов являются бостониты (и тождественный с ними линдеит), залегающие обыкновенно в виде жил. Быть может сюда же, а отчасти к диоритовым фельдшпатолитам, следует отнести и альбититы.

Структура сиенитов обычно типично-гранитовидная, но встречаются разновидности с гнейсовидным сложением, а также гранитопорфировые.

Взаимоотношения сиенитов с другими интрузивными породами могут быть иллюстрированы следующей табличкой:



Габбросиениты широко развиты в южнорусской кристаллической полосе. Небольшая группа кварцевых сиенитов обнимает вполне определенный характерный тип: сюда принадлежит между прочим окерит Брёггера. К кварцевым щелочным сиенитам примыкает до известной степени и нордмаркит.

Примерами русских сиенитодиоритов могут служит сиенитодиорит с Выйского пруда в Тагильском округе и такситовый сиенитодиорит с Березовки в Южно-заозерской даче. К сиенитодиоритам относятся также и спессартиты.

Щелочные сиениты характеризуются не только щелочными полевыми шпатами, но и щелочными пироксенами (эгирин) и амфиболами (арфведсонит, рибеккит). Они тесно связаны не только с обыкновенными сиенитами, но и с нефелиновыми сиенитами. Наиболее распространенными их представителями являются пуласкиты и лаурвикиты.

Аналогично гранитовым порфирам сиенитовые породы тоже встречаются в виде гранитопорфировых разностей, залегающих в форме небольших массивов или жил и образующих краевую фацию на сиенитах. Среди них встречаются все представители сиенитовых пород.

Сиенитовые аплиты аналогичны гранитовым аплитам, но не содержат кварца. Совершенно амелановые, т. е. лишенные цветной составной части, сиенитовые аплиты называются бостонитами и бостонитовыми порфирами; они часто также связаны с кварцевыми бостонитами, которые надо уже рассматривать, как амелановые аплитовые граниты. К числу аплитов щелочных сиенитов принадлежит так называемый леставарит (фиг. 137).

Бостониты (и линдеиты) обыкновенно принадлежат к семейству щелочных сиенитов.

Подобно гранитам и сиениты дают начало, с одной стороны, пегматитам и аплитам (сиенитаплиты), с другой, меланократовым типам. Эти последние обладают мелкозернистым сложением и обыкновенно гранитопорфировой структурой и залегают в виде жил. Они известны под названием минетт и вогезитов, которые Розенбуш относит к группе своих лампрофиров. Минетты по преимуществу ортоклазо-биотитовые или ортоклазо-биотито-амфиболовые породы, а вогезиты ортоклазо-амфиболовые или ортоклазо-пироксеновые. Минетты всегда заключают кальцит, который равномерно пронизывает всю породу и, повидимому, является первичной составной частью.

Минетты имеют и своих эффузивных представителей. Таковыми можно считать уайомингит и орендит Кросса, а также и некоторые другие породы. В настоящее время насчитывают уже довольно много эффузивных представителей меланократовых жильных пород сиенитового и отчасти диоритового ряда, которые Розенбуш объединил под названием лампрофиров. В этом надо видеть еще новое подтверждение того, что жильные породы, имея своих аналогов и среди глубинных и среди эффузивных пород, не заслуживают выделения в особую равноценную им группу.

В своем распространении сиениты примыкают или к гранитам или к габбро, а щелочные—к нефелиновым сиенитам или к щелочным гранитам. Будучи связаны переходными звеньями с этими породами, они редко образуют более или менее значительные массивы, а чаще встречаются в виде массивов, по своим размерам значительно уступающим гранитам, гранодиоритам, габбро и анартозитам. Порфировидные разности встречаются обыкновенно в виде жил. Для некоторых сиенитов и сиенитовых порфиров характерна ассоциация с значительными месторождениями магнитного железняка. Некоторые

авторы рассматривают этот магнитный железняк, как магматическое выделение из сиенита; однако, более вероятно, что сиениты были прорваны магнетитовой магмой. Сюда относятся г. Благодать на Урале, Кирунавара и Луоссавара в Шведской Лапландии.

Сиениты получили свое название от Сиены в Египте, где, однако, порода, давшая этой группе свое название, оказалась впоследствии гранитом. Классическим прототипом сиенитов считается роговообманковый сиенит из Плауэна в окрестностях Дрездена. Типичные щелочные сиениты распространены в южно-норвежской петрографической провинции, а обыкновенные сиениты—в Шведской Лапландии.

В СССР сиениты известны в различных областях. Особого внимания заслуживают сиениты южнорусской кристаллической области, где они связаны переходами с габбро, и сиениты Урала (г. Благодать, г. Высокая, Н. Тагил и многие другие).

В Селенгинской Даурии, согласно Обручеву и его сотрудникам, сиениты делятся на микропертитовые и известково-щелочные: эти две группы в свою очередь распадаются на роговообманковые, биотито-роговообманковые, биотитовые, пироксеновые и биотито- и роговообманково-пироксеновые. По условиям залегания они делятся на массивные и жильные.

В отношении химического состава сиениты характеризуются следующими признаками: это средние, насыщенные кремнекислотой породы, богатые одноокисями; в обыкновенных сиенитах щелочные земли преобладают над щелочами, в щелочных—наоборот. С этой точки зрения можно сказать, что трахиты являются эффузивными эквивалентами не всех сиенитов, а только щелочных, а обыкновенным сиенитам соответствуют ортофиры и альбитофиры.

Средний тип сиенитов

$$1 \cdot 8ROR^2O^35 \cdot 6SiO_2 \qquad \alpha = 2{,}34 \cdot R^2O : RO = 1 : 2{,}2.$$

Сиенит из Плауэна:

$$1 \cdot 5ROR^2O^25 \cdot 61SiO^2 \qquad \alpha = 2{,}34 \cdot R^2O : RO = 1 : 1{,}3.$$

Сиенит из Цаган-Дабана:

$$1 \cdot 6ROR^2O^3 \cdot 56SiO^2 \qquad \alpha = 2{,}4 \cdot R^2O : RO = 1 : 1{,}5.$$

Ларвикит (щелочной сиенит):

$$1{,}10ROR^2O^3 \cdot 4{,}07SiO^2 \qquad \alpha = 1{,}98 \cdot RO^2 : RO = 1 : 1.$$

Пределы колебаний для русских сиенитов таковы:

$$2{,}5 > RO > 1{,}4 \qquad 2{,}5 > \alpha > 2{,}3 \text{ (или } 2{,}2).$$

Следовательно, символы среднего типа — $\frac{1.8}{2.4}$ и для пределов: — $\frac{1,4-2,5}{2,2-2,5}$.

Сопротивление сжатию 1500—2000 *кг* на *кв. см.*

Химический состав сиенитов может быть иллюстрирован следующими анализами:

	1	2	3	4	5	6	7
	Роговообманковый сиенит	Пироксеновый сиенит	Слюдяной сиенит	Щелочной сиенит	Кварцевый сиенит	Микропертитовый сиенит	Средний состав
SiO^2 . . .	60,52	58,65	59,86	56,85	65,63	59,71	60,19
TiO^2 . . .	0,88	1,09	0,75	—	сл.	—	0,67
Al^2O^3 .	16,65	14,24	16,68	21,56	13,85	15,09	16,28
Fe^2O^3 . .	2,97	4,43	2,78	3,44	2,02	5,37	2,74
FeO . . .	2,15	4,55	3,00	1,14	2,80	2,25	3,28
MnO . .	—	—	—	—	сл.	—	0,14
MgO . .	2,32	3,06	3,51	0,85	2,79	2,58	2,49
CaO . . .	4,73	5,96	3,96	5,26	3,43	4,44	4,30
Na^2O . .	4,43	5,46	3,58	6,07	1,84	3,12	3,98
K^2O . . .	4,39	9,05	4,30	3,66	6,25	5,86	4,49
H^2O . . .	0,91	—	1,44	0,52	1,17	1,16	1,16
P^2O^5 . . .	0,29	—	—	—	сл.	—	0,28
Сумма . .	100,20	106,49	99,86	99,35	99,78	99,58	100,00

1. Сиенит из Плауэна у Дрездена. Среднее из анализов Наккена и Вашингтона
2. Авгитовый сиенит. Поселок „Юлия" Минусинского уезда.
3. Слюдяной сиенит. Фронау, Шварцвальд.
4. Лаурвикит (Бисковен у Лаурвика, Ю. Норвегия).
5. Кварцевый сиенит. Фольмерсдорф, Силезия.
6. Микропертитовый сиенит с хребта Цаган-Дабан в Селенгинской Даурии.
7. Среднее из 50 анализов, по Дэли.

Нефелиносиенитовая или интрузивная щелочная формация

В отличие от *гранитовой* и *габбро-перидотито-пироксенитовой* формаций нефелиновые сиениты количественно играют в составе кристаллической части земной коры подчиненную роль.

Сюда относятся как собственно нефелиновые сиениты, так и некоторые тесно с ними связанные щелочные сиениты, а также ийолит, уртит, бекинкинит и довольно разнообразные жильные породы.

Прежде нефелиновые сиениты охотнее называли элеолитовыми, вследствие того, что нефелиновый минерал представлен в них элеолитом (серицитизированный нефелин). Для разных типов нефелиновых сиенитов, в зависимости от их структуры и от характера того цветного минерала, который в них ассоциируется с нефелином и ортоклазом, были предложены разные названия, заимствованные от тех местностей, в которых впервые находили тот или иной из этих типов: миаскит, фойяит, дитроит, луяврит, лаурдалит, ковит, личфильдит, хибинит и др.

С точки зрения генезиса интрузивных щелочных пород важно отметить, что они приурочены всегда к гранитовым областям, и никогда не наблюдается переходов между ними и представителями габбро-норитового семейства; они часто сопровождаются известняками. Это обстоятельство послужило даже для Дэли основанием для того, чтобы высказать такой взгляд, что нефелиновые сиениты образовались вследствие дифференциации базальтовой магмы от вплавления в нее известняков, и этот взгляд разделяется многими петрографами. Однако, многие особенности химического и минералогического состава нефелиновых сиенитов сближают их с кислой магмой, как производные от которой эти породы здесь и рассматриваются.

Обращаясь к минералогическому составу нефелиновых сиенитов и тесно с ними связанных щелочных интрузивных пород, следует отметить, что характерной минералогической комбинацией, определяющей принадлежность горной породы к нефелиновым сиенитам, является комбинация нефелина с щелочным полевым шпатом. Этот последний может быть ортоклазом, анортоклазом, пертитом или микропертитом, даже альбитом; в этом отношении нефелиновые сиениты могут быть разбиты на натриево-калиевые (наиболее распространенные), натриевые („канадиты“ и мариуполиты), и калиевые. К натриевой группе нефелиновых сиенитов, в состав которой входят канадиты, принадлежат и те породы из района Мариуполя, которые получили от Морозевича название мариуполитов. Это разнообразные по структуре и текстуре породы, зернистые, гнейсовидные, порфировидные, сливные и иные: главные составные части эгирин, альбит, нефелин, в подчиненном количестве содалит, канкринит, лепидолит; второстепенные минералы: циркон, беккелит, пирохлор, плавиковый шпат и др. В большинстве нефелиновых сиенитов плагиоклазов совершенно нет, или они встречаются лишь в виде случайной незначительной примеси. Однако, известны и такие типы, в которых плагиоклаз приобре-

тает значение, равноценное с щелочным полевым шпатом; это те породы, которые на Мадагаскаре получили от Лакруа название нефелиновых монцонитов.

Другой характерной особенностью минералогического состава нефелиновых сиенитов является широкое распространение, наряду с обыкновенным авгитом или без него, щелочных пироксенов и амфиболов: акмита, эгирина, арфведсонита, рибеккита, гастингсита и др., а также баркевикитовых и катофоритовых амфиболов и энигматита. Третьей и быть может наиболее важной характерной особенностью следует считать частое нахождение различных цирконо-силикатов, титано-силикатов, часто богатых железом и известью, каковы: розенбушит, хлордалит, мозандрит, а также эвдиалит, ейколит, катаплеит, астрофиллит, лампрофиллит и другие; некоторые из этих минералов отличаются более или менее заметным содержанием редких земель. Наконец, особый отпечаток на минералогический состав многих нефелиновых сиенитов налагает присутствие первичного кальцита или канкринита. Содержание кальцита в некоторых нефелиновых сиенитах очень значительно; в миаскитах оно достигает 4,5%. Присутствие в составе некоторых из упомянутых минералов водорода и фтора, нахождение этих же минералов в пегматитовых жилах невольно заставляет думать, что в их образовании принимали участие минерализаторы, а следовательно, что кристаллизация нефелиновых сиенитов протекала в условиях, аналогичных условиям образования пегматитовых жил: фтор, углекислота, водород, вода и быть может еще некоторые особенности этой магмы объясняют и своеобразные особенности ее минералогического состава.

Количественный минералогический состав миаскитов может быть представлен следующим образом по последним данным Е. А. Кузнецова:

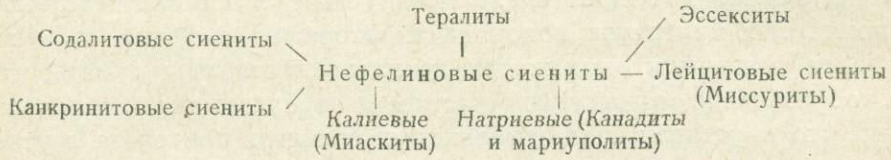
Плагиоклаза	14,5—39%
Ортоклаза	49—35%
Нефелина	29—16%
Биотита	3— 9%
Второстепенных минералов . . .	2—0,5%
Кальцита	2,5—0,5%

Одна из равновидностей по Белянкину состоит, за вычетом второстепенных составных частей: из 40% плагиоклаза (в том числе 5% анорт.), 27% ортоклаза, 22% нефелина, 11% роговой обманки.

Нефелиновые сиениты в тесном смысле слова, т. е. породы, в которых полевой шпат исключительно или почти исключительно щелочной, в некоторых случаях связаны с такими интрузивными ще-

лочными породами, в которых наряду со щелочным полевым шпатом имеется и известково-натриевый, в количественном отношении приблизительно равноценный с ним. Это породы, которые можно называть вместе с Лакруа нефелиновыми монцонитами, или, по Розенбушу, эссекситами, или, имея в виду, что мы термину монцонит предпочитаем термин Тарасенки габбросиенит, нефелиновыми габбросиенитами. Сюда же принадлежат и так называемые миссуриты и шонкиниты. От этих последних нетрудно уже перейти к таким щелочным интрузивным породам, в которых полевой шпат исключительно или почти исключительно плагиоклаз; эти породы можно назвать тералитами или нефелиновыми габбро. Лейкократовая ветвь нефелиновых сиенитов ведет к таким крайним членам, как ийолиты, уртиты. Наконец, калиевые щелочные глубинные породы, в которых вместо нефелина имеется лейцит, составляют лейцитовые сиениты (миссурит).

Сопоставляя вышеуказанное, мы приходим к следующей группировке:



Гранитопорфировые обыкновенно жильные породы из формации нефелиновых сиенитов носят название нефелиносиенитовых порфиров, или, как их обыкновенно обозначали раньше, элеолитовых (нефелиновых) порфиров.

По полевошпатовой составной части мы различаем калиевые, натриевые и калиевонатриевые нефелиновые сиениты. По цветной составной части можно установить три ряда, а именно: пироксеновые, амфиболовые и слюдяные, в числе которых есть много разновидностей; между этими тремя рядами есть, конечно, и переходные звенья.

Пироксеновые нефелиновые сиениты обнимают лаурдалиты и различные пироксеновые фойяиты, слюдяные—миаскиты, дитроиты, личфильдиты и нек. др., амфиболовые описаны в Канаде, Мексике и др.

Из особых типов нефелиновых сиенитов следует упомянуть еще эвдиалитовый сиенит, катаклейитовый, содалитовый, лампрофиллитовый, анальцимовый.

Представителями лейцитовых сиенитов являются породы, аналогичные нефелиновым сиенитам, но характеризующиеся псевдолейцитами, т.-е. *параморфозами ортоклаза и нефелина по лейциту*. Сюда относится также бороланит и некоторые другие.

В структурном отношении следует отметить наклонность нефелиновых сиенитов к гнейсовидному полосатому, грубофлюидальному сложению. Таковы миаскиты, фойяиты, луявриты и нек. др.

Породы из формации нефелиновых сиенитов были описаны под многими названиями. Сюда относятся следующие породы:

Миаскит. Фойяит. Дитроит. Хибинит. Личфильдит. Лестиварит. Ковит. Канадит. Тингуаит. Умптекит. Ийолит. Уртит. Монмутит. Бороланит. Луяврит. Канкринитовый сиенит. Содалитовый сиенит. Миссурит. Мариуполит. Бекинкинит. Мельтейгит. Фергусит.

Нефелиновые сиениты представляют большое разнообразие типов, если принять во внимание особенности структуры, второстепенные составные части, а также количественные взаимоотношения между бесцветными и цветными составными частями. Эти разновидности во многих случаях могут быть обозначаемы при помощи таких терминов, как „лейкократовый" и „меланократовый", „баркевикитовый", „титанавгитовый" и т. п., не прибегая к помощи особых названий, заимствованных от географических названий. Так, например, мельтейгит — это меланократовый ийолит, бекинкинит — меланократовый нефелиновый сиенит с баркевикитом, фазинит — меланократовый с титанавгитом, турьит — нефелино-мелилитовый сиенит и т. д.

В химическом отношении особенность нефелиновых сиенитов и других членов описываемой формации определяется двумя моментами: во-первых, это породы основные, недосыщенные кремнекислотой, что и находит себе выражение в существенном содержании в них нефелина и часто минералов содалитовой группы; во-вторых, это породы щелочные, т.-е. в них щелочи заметно преобладают над щелочными землями и притом в них часто отсутствуют известково-натриевые полевые шпаты. Далее характерными особенностями этих пород является участие циркония и титана в составе силикатов, а также присутствие в них редкоземельных элементов. Наконец, важное значение фтора, водорода, воды, углекислоты вытекает из присутствия в этих породах большого числа минералов с существенным содержанием этих веществ. Таким образом с точки зрения особенностей химического состава, в частности, по высокой щелочности, редким землям, фтору, углекислоте, магма нефелиновых сиенитов примыкает не к основной, а к кислой магме, производной от которой она и является.

Химический тип нефелиновых сиенитов определяется следующими пределами:

$$\overline{RO} : R^2O^3 = 1 \text{ до } 1.3 \qquad R^2O : RO = 3.2 : 1, \qquad \alpha = 1.9 \text{ до } 2.$$

Для нефелиновых сиенитов СССР средний тип:

$$1.17\,\overline{RO}R^2O^3\,3.98\,SiO^2 \quad a = 1.93 \quad R^2O : RO = 3.8 : 1,$$

т. е. $+\frac{1.17}{1.93}$. Колебания: $+\frac{0.9-1.25}{1.8-2,1}$ или $+\frac{0.65-1.38}{1.6-2,2}$.

Относительно происхождения пород из семейства нефелиновых сиенитов еще в 1892 г. было указано Хибшем на значение ассимиляции. Впоследствии Дэли был установлен взгляд, что они являются результатом дифференциации базальтовой магмы, вследствие ассимиляции известняков; эту точку зрения разделяют многие, и в том числе в последнее время и Брёггер. Совершенно иную точку зрения высказывает Боуэн. Исходя из того, что при высоких температурах, между 1170° и 1530°, калиевые полевые шпаты дают инконгруентный расплав, т. е. распадаются на лейцит и свободную кремнекислоту, и что лейцит в свою очередь в интрузивных породах распадается на нефелин и ортоклаз, он считает возможным образование нефелиновых сиенитов из гранитной магмы и без участия известняков. Так как, однако, и лейцит в дальнейшем процессе кристаллизации магмы снова в ней растворяется, и в результате получается все-таки полевой шпат, то это представление является искусственным; к нему относится то, что уже было сказано в главе о дифференциации.

Фай, Смит и нек. др. выдвигают значение летучих компонентов в процессе формирования нефелиновых сиенитов. Об образовании нефелиновых сиенитов из гранитной магмы, но в контакте с известняками и путем сплавления с ними говорит Фай; на это же указывают для формации Банкрофт в Канаде, Адамс и Барло.

Вообще говоря, в нефелиновых сиенитах натрий преобладает над калием; существуют, однако, как уже указано, и случаи с преобладаньем калия; Лакруа называет их итсиндритами.

Гранитопорфировые представители нефелиносиенитовой магмы издавна известны под названием гизеккитовых и либенеритовых порфиров; названия были даны в предположении, что либенерит и гизеккит новые минералы; на самом деле они являются лишь продуктами изменения нефелина (например, псевдоморфозами мусковита по нефелину), и потому правильнее называть эти породы нефелиновыми порфирами. Существуют также и лейцитовые порфиры, т.-е. породы, соответствующие лейцитовым сиенитам и характеризующиеся вкрапленниками псевдолейцитов.

Жильная порода, описанная Брёггером под названием „хедрумит", является полным аналогом пуласкита, т.-е. принадлежит к щелочным сиенитам. По химическому составу хедрумит является как бы интрузивным тефритом.

Химический состав нефелиновых сиенитов

	1 Миаскит	2 Хибинит	3 Лаурвикит	4 Роговообманковый сиенит	5 Содалитовый сиенит	6 Сахалинский сиенит	7 Средний состав	8 Средний состав миаскита
SiO^2 . .	56,10	54,14	54,55	52,24	56,26	60,30	54,63	55,99
TiO^2 . . .	0,50	0,95	1,40	—	0,15	0,71	0,86	0,55
Al^2O^3 . . .	22,03	20,61	19,07	26,95	21,19	19,88	19,89	21,63
Fe^2O^3 . .	0,30	3,28	2,41	—	0,75	2,62	3,37	1,58
FeO . . .	4,50	2,08	3,12	2,14	1,37	—	2,20	1,84
MnO . . .	0,30	0,25	0,17	—	0,06	сл.	0,35	0,18
MgO . . .	0,72	0,83	1,98	0,29	1,87	0,76	0,87	0,80
CaO . . .	0,70	1,85	3,15	4,00	0,49	1,60	2,51	1,98
Na^2O . . .	6,73	9,87	7,67	6,06	5,86	7,07	8,26	7,09
K^2O . . .	6,54	5,25	4,84	6,73	11,42	5,15	5,46	6,70
H^2O . . .	1,40	0,40	0,72	2,77	—	1,49	1,35	0,85
P^2O^5 . . .	—	—	0,74	—	—	9,21	0,25	0,07
ZrO^2 . . .	—	0,92	—	—	NaCl 0,09	SO^3 0,65	—	0,03
CO^2 . . .	—	—	—	(2,50)	0 24	—	—	1,04
	99,82	100,55	99,82	101 16	F—0,25 100,0	100,44	100,00	—

1. Черемшанка у Миасса; Урал.
2. Часночора в Хибинском массиве; Кольский полуостров.
3. Лёве, окрестн. Христиании.
4. Верховья реки Тагабы-Собаг в Туркестане (И. Преображенский).
5. Оттуда же.
6. Мыс Толстого на Сахалине (Дервиз).
7. Среднее из 43 анализов, по Дэли.
8. По Е. А. Кузнецову (содержит еще: BaO — 0,13, S — 0,05, Cl — 0,03).

Магматические формулы:

1. $1{,}26\,\overline{RO}R^2O^3 4{,}2SiO^2$ $\quad a = 2{,}01$ $\quad R^2O : RO = 1{,}8 : 1$
2. $1{,}35\,\overline{RO}R^2O^3 4{,}05SiO^2$ $\quad a = 1{,}86$ $\quad R^2O : RO = 2{,}5 : 1$
5. $1{,}36\,\overline{RO}R^2O^3 4{,}4SiO^2$. $\quad a = 1{,}86$ $\quad R^2O : RO = 2{,}8 : 1$
6. $\overline{RO}R^2O^3 4{,}7SiO^2$. $\quad a = 1{,}9$ $\quad R^2O : RO = 4{,}6 : 1$
7. $1{,}24\,\overline{RO}R^2O^3 4{,}2SiO^2$. $\quad a = 2{,}4$ $\quad R^2O : RO = 2{,}1 : 1$

Представителями аплитовых жильных пород, соответствующих нефелиновым сиенитам, являются так называемые тингуаиты, в которых наряду с господствующей комбинацией щелочного поле-

вого шпата и нефелина имеется эгирин или эгиринавгит и в небольшой группе вместо эгирина биотит или амфибол.

Химический тип тингуаитов может быть представлен следующей формулой:

$$1.27\ \overline{RO}R^2O^3 4.47\ SiO^2 \qquad a = 2.0 \qquad R^2O : RO = 6 : 1.$$

Розенбуш, Брёггер и некоторые другие авторы выделяют группу кварцевых тингуаитов, которая иначе называется гроруди-тами. Правильнее сохранить только это последнее название, так как кварцевые тингуаиты отнюдь не тингуаиты, а жильные аплитовые представители щелочных гранитов.

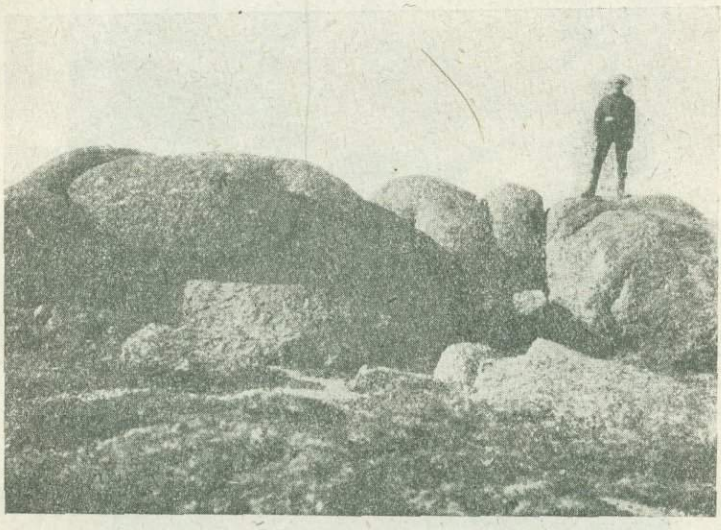
Аналогично тингуаитам имеются соответствующие представители и нефелиновых монцонитов.

Геологически с формацией нефелиновых сиенитов тесно связаны и щелочные сиениты. СССР как Европейская, так и Азиатская заключает в себе несколько очень интересных и своеобразных областей нефелиновых сиенитов. На севере это—Кольский полуостров, наиболее крупный из всех известных нефелиносиенитовых массивов, давший в описаниях Рамзая целый ряд новых типов, а в последние годы подробно изученный экспедицией Ферсмана (Куплетским). На Урале мы имеем знаменитые Ильменские горы с их миаскитами, описанием и изучением которых мы обязаны Густ. Розе, Карпинскому, Белянкину, Е. А. Кузнецову. На юге в Приазовской кристаллической полосе нефелиновые сиениты изучены Морозевичем и Гинзбергом. В азиатской СССР важной областью щелочных интрузивных пород является Туркестан, затем Минусинский край, Прибайкалье (Ботогольский Голец), Сахалин; поскольку совместно с нефелиновыми сиенитами рассматриваются и тешениты, следует назвать и Закавказье (Курсеби у Кутаиса). Каждая из этих областей отличается своими характерными особенностями. Так ботогольские породы отличаются высоким содержанием железа, миаскиты, сахалинские и туркестанские породы — низким, а кольские и мариупольские—средним. В миаскитах, ботогольских и туркестанских породах много калия.

Господствующий крупнозернистый нефелиновый сиенит Кольского полуострова называют иногда, согласно Рамзаю, хибинитом. Эта область замечательна по обилию эвдиалита и многих других интересных минералов и богата интересными пегматитовыми жилами. В хибинской нефелиновой формации замечательны грандиозные скопления апатитов, связанных с иполито-уртитовыми породами преимущественно в виде апатито-нефелиновой породы, которую Влодавец назвал апанеитом и неапаитом[1]). То обстоятельство, что здесь

[1]) По начальным слогам минералов апатита и нефелина, согласно новой терминологии, предложенный Белянкиным.

по преимуществу фторапатит является, пожалуй, еще одним доводом в пользу образования нефелиновых сиенитов из гранитной, а не габбровой магмы, ибо апатитовые жилы, связанные с габбро, принадлежат к хлорапатиту. Отдельная область нефелиновых сиенитов на южном побережье Кольского полуострова у Турьего мыса характеризуется породой, получившей от Рамзая название турьяита и состоящей из 35% мелилита, 27% нефелина, 37% биотита, 5—10% апатита, перовскита, титанита. Оттуда же под названием турьита Белянкиным и Куплетским описана порода, состоящая из 20% анальцима, 20% кальцита, 20% граната, 39% слюды и около $4^1/_2$% апатита.



Фиг. 138. Шаровые формы выветривания нефелинового сиенита. Хибинские горы. Ловчорр.
Фот. Б. М. Куплетского.

Следует также упомянуть нефелиновые сиениты Чешской губы, описанные Белянкиным и Влодавцем.

Элеолитовые сиениты западного Сахалина, описанные Дервиз, образуют жилы мощностью до 30 *м* на мысе Толстого у самой русско-японской границы. По структуре здесь различаются две разновидности: гранитовидная и трахитовидная; последняя более богата пироксеном и содержит больше нефелина и анальцима. Составные части сахалинских нефелиновых сиенитов: анортоклаз, микропертит, нефелин, анальцим, эгириновый диопсид и эгирин, биотит. Большим распространением пользуются на Сахалине также щелочные сиениты, лейкократовые, состоящие преимущественно из щелочных полевых шпатов (микропертит, альбит) и небольшого количества биотита, а также вторичного эпидота.

Нельзя не отметить, что нефелино-сиенитовые формации Сахалина, Ботогола, Минусинского края и Ильменских гор лежат в широтной полосе от 50 до 55° с. ш., по преимуществу около 55°; а если взять пределы более широкие—до 60°, то в эту зону попадет и район Христиании.



Фиг. 139. Кукисвумчоррское месторождение апатита. Хибинские тундры.
Фот. В. И. Влодавца.

Геологически к формации нефелиновых сиенитов примыкают эссекситы, фергуситы, миссуриты и т. п., а также разные лейкократовые и меланократовые типы как глубинные, так в особенности жильные.

Плагиоклазо-фельдшпатидовые глубинные породы

(тералиты, фергуситы, миссуриты и т. п.).

В сущности говоря, все эти породы тесно примыкают к формации нефелиновых сиенитов. Однако, с точки зрения минералогического состава, можно провести последовательную систематику

и среди пород с фельдшпатидами, аналогично полевошпатовым породам. В таком случае мы имеем:

1. Ортоклазо-фельдшпатидовые породы — семейство нефелиновых сиенитов.

2. Ортоклазо-плагиоклазовые фельдшпатидовые породы — нефелиновые монцониты.

3. Плагиоклазо-фельдшпатидовые породы — тералиты (с нефелином), миссуриты и фергуситы (с псевдолейцитом).

4. Фельдшпатидовые породы без полевых шпатов — *йолиты*, уртиты, бекинкиниты, фергуситы (?), турьиты, турьяиты, риденитыи т. п.; все эти породы можно объединить под общим названием *интрузивных базанитов*.

Тералиты и миссуриты, примыкая к нефелиновым сиенитам, в то же время могут быть рассматриваемы как щелочные габбро; породы, объединяемые под названием интрузивных базанитов, являются щелочными аналогами ультраосновных габбро.

Тералиты состоят из лабрадора (иногда и андезина), нефелина, баркевикитовой роговой обманки или титанистого авгита (также эгиринавгита) и некоторых второстепенных составных частей. Примесь ортоклаза обусловливает переходы к нефелиновым сиенитам. Иногда наблюдаются меланократовые фации и даже перидотитовая и пироксенитовая; в этом отношении наблюдается известный параллелизм с формацией габбро. Миссурит содержит псевдолейцит, т. е. кристаллы лейцита, распавшиеся на аггрегаты нефелина и ортоклаза с сохранением наружной формы лейцита.

Распространение этих пород не очень значительно; они встречаются в Богемии, Тироле, на Катценбуккеле и в нек. других областях.

Химический облик таков:

Тералит — $2.51\,\overline{RO}\,R^2O^3\,4.12\,SiO^2$ $\alpha = 1.49$ $R^2O : RO = 1 : 4.$

Миссурит — $5.97\,\overline{RO}\,R^2O^3\,6.62\,SiO^2$ $\alpha = 1.47$ $R^2O : RO = 1 : 7.8.$

Эффузивная фация кислой магмы

В терминологии эффузивных пород наблюдается известная двойственность. Дело в том, что древние, т. е. домезозойские, излившиеся породы носят одни названия, а соответствующие им третичные и современные лавы—другие. Эта терминология сложилась в те времена, когда думали, что между древними и новыми породами имеются существенные различия, и что разным периодам присущи разные породы. Впоследствии обнаружилось, что между совершенно параллельными друг другу палеовулканическими и неовулканическими

Химический состав тералитов и миссуритов

	1	2	
SiO^2	45,06	46,06	1. Средний состав тералитов по Розенбушу - Озанну (4 анализа)
TiO^2	1,72	0,73	
Al^2O^3	16,56	10,01	
Fe^2O^3	4,79	3,17	2. Миссурит. Highwood Mountains, Монтана.
FeO	7,04	5,61	
MnO	0,11	сл.	
MgO	5,11	14,74	
CaO	9,27	10,55	
Na^2O	5,29	1,31	
K^2O	2,50	5,14	
H^2O	1,93	1,44	
P^2O^5	0,62	0,21	
	100.00	99,57	

породами нет различия ни в химическом составе, ни в структуре, ни по условиям залегания, а единственное различие заключается в более или менее заметном видоизменении палеовулканических пород, в раскристаллизовании аморфного базиса и в наличии в них некоторых вторичных минералов. Тогда возникло два течения. Одно из них (по преимуществу англичане) предлагает просто отказаться от особых названий для палеовулканических и неовулканических пород, а называть и те и другие одним именем, например, кварцевые порфиры и липариты—кварцевыми порфирами, диабазы и базальты – базальтами и т. п. Другое направление, намеченное Брёггером, переносит центр тяжести не на возраст, а на степень свежести и на обусловленный этим молодой или древний облик породы и потому различает палеотипные и кайнотипные породы, сохраняя за ними особые названия. Мы будем в дальнейшем придерживаться именно этого взгляда.

В интрузивных породах кислой магмы всегда имеется в большем или меньшем количестве кварц, который является для кислых пород минералом симптоматическим. В эффузивных породах кислой магмы дело обстоит иначе: избыточная кремнекислота могла выделиться в виде кварца (иногда тридимита или кристаллобалита) или остаться в растворе неиндивидуализированной аморфной основной

массы, т. е. в виде так называемого потенциального кварца. Те кислые эффузивные породы, в которых имеется налицо кварц, обозначают прилагательным „кварцевый", например, кварцевый порфир, кварцевый порфирит и т. п.; те же эффузивные кислые породы, в которых избыточная кремнекислота находится в виде потенциального кварца (который может быть выявлен пересчетом химического состава породы) отмечают прилагательными „кислый" или приставкой „окси", например, оксипорфир, оксипорфирит, оксикератофир и т. п.

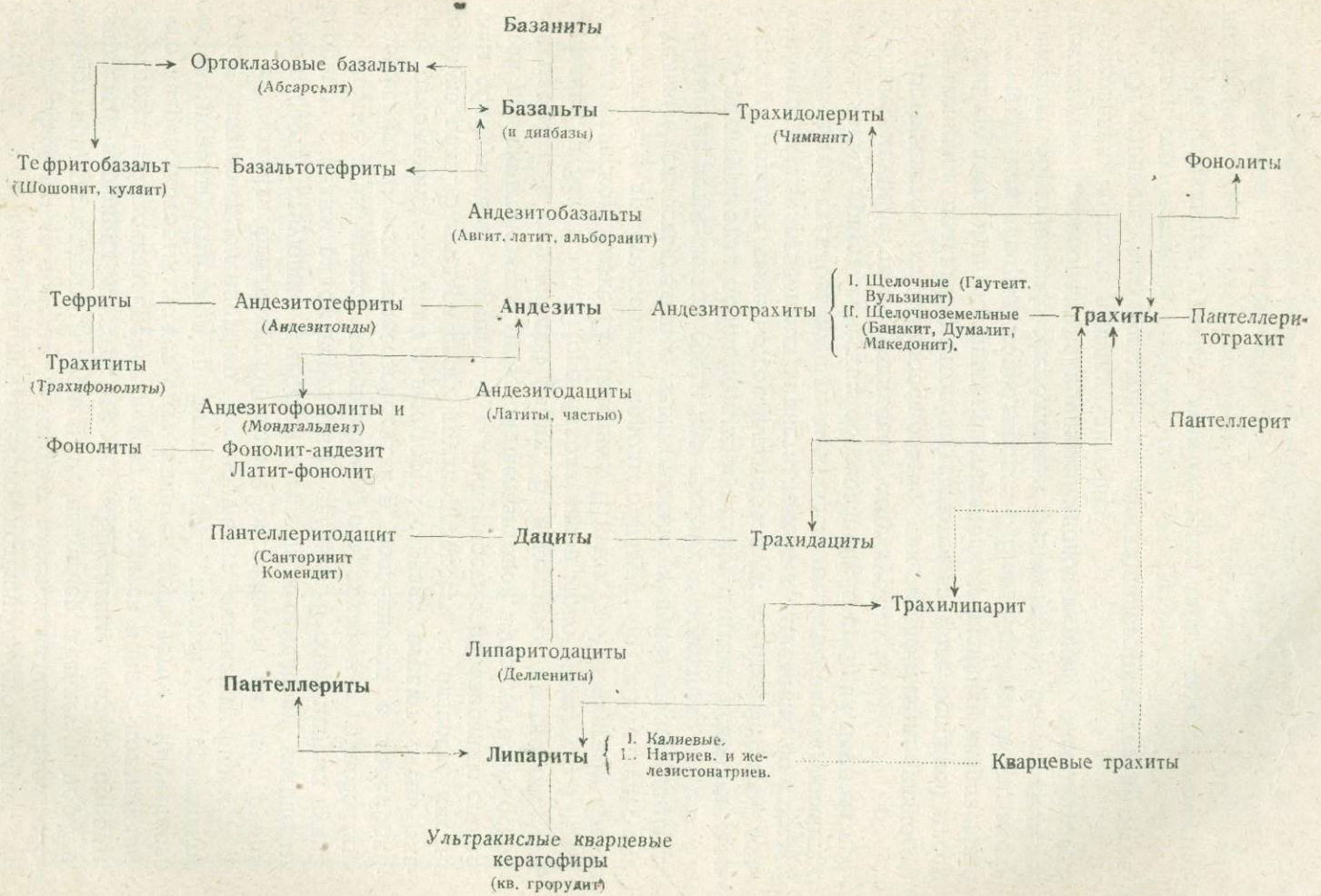
Эффузивная фация кислой магмы распадается на две группы пород, соответствующие семейству гранитов и семейству кварцевых диоритов с целым рядом переходных звеньев. В современных вулканах кислые лавы играют подчиненную роль, также и в кайнозойских извержениях. В верхнепалеозойских и в особенности в докембрийских отложениях эти лавы в некоторых случаях играют очень значительную роль. Благодаря своей трудноплавкости и вязкости кислые лавы обнаруживают значительную наклонность к образованию стекловатой или скрытокристаллической (фельзитовой, литоидитовой) основной массы и к стекловатой фации. В некоторых местностях, как, например, в Закавказье (Ново-Николаевка и Ново-Баязет у о. Гокчи), в Иэллостонском Парке Соединенных Штатов, в Арагвинском Сырхе на Кавказе и др., стекловатые породы образуют более или менее значительные самостоятельные тела (потоки, конусы) таких размеров, которые не встречаются среди лав средних и основных.

Структура этих пород по преимуществу плотная; основная масса в кислых породах чаще всего фельзитовая (т. е. тесная смесь мелких, иногда неопределимых, кристаллических выделений со стеклом или без него), стекловатая или микрофельзитовая (расстеклованная, но без явных кристаллических образований); в средних породах преобладает микролитовая (трахитовая) структура.

Встречаются как эвпорфировые, так и афировые разности. Вкрапленники полевых шпатов выделяются на фоне основной массы в виде крупных идиоморфных кристаллов; вкрапленники кварца часто оплавлены, как говорят, корродированы. В кислых лавах встречаются прекрасно образованные сферолитовые разности, а в более или менее стекловатых своеобразные крупные многокамерные сферолитовые образования, носящие название литофиз.

Отдельность часто пластоватая, иногда полиэдрическая, но встречается и столбчатая.

На следующей странице дана обзорная табличка всех эффузивных пород.


Базаниты
Ортоклазовые базальты
(Абсарсыт)
Базальты
(и диабазы)
Трахидолериты
(Чиминит)
Фонолиты
Тефритобазальт
(Шошонит, кулаит)
Базальтотефриты
Андезитобазальты
(Авгит, латит, альборанит)
Тефриты
Андезитотефриты
(Андезитоиды)
Андезиты
Андезитотрахиты
I. Щелочные (Гаутеит. Вульзинит)
II. Щелочноземельные (Банакит, Думалит, Македонит).
Трахиты
Пантеллеритотрахит
Трахититы
(Трахифонолиты)
Андезитофонолиты и
(Мондгальдеит)
Андезитодациты
(Латиты, частью)
Пантеллерит
Фонолиты
Фонолит-андезит
Латит-фонолит
Пантеллеритодацит
(Санторинит
Комендит)
Дациты
Трахидациты
Трахилипарит
Липаритодациты
(Деллениты)
Пантеллериты
Липариты
I. Калиевые.
II. Натриев. и железистонатриев.
Кварцевые трахиты
Ультракислые кварцевые
кератофиры
(кв. гроруднт)

Кислые порфиры и кератофиры, липариты

Эффузивные породы гранитовой магмы в кайнотипной фации представлены липаритами, в палеотипной кислыми порфирами (т. е. кварцевыми порфирами и оксипорфирами) и кислыми кератофирами (т. е. кварцевыми кератофирами и оксикератофирами). Термин кератофиры понимается разными авторами различно; мы будем здесь под *кератофирами (кислыми) понимать палеотипные лейкократовые* более или менее сильно диагенизированные протопневматолитическими процессами лавы гранитовой и гранитоидной магмы. В минералогическом отношении они характеризуются первичным альбитом или альбитизированными плагиоклазами, незначительным содержанием цветной составной части или даже полным отсутствием ее, литоидитовым характером аморфной части основной массы, в которой стекло *как таковое не сохранилось. Кератофировые лавы образовались из* натриевой кислой магмы, богатой летучими компонентами. Кроме того, характерна частая их геологическая связь с основными альбитовыми лавами так называемыми спилитами; у нас интересный пример такого рода соотношения представляет древняя вулканическая область Карадага в Крыму.

Липариты и кварцевые порфиры распадаются на калиевые и натриевые: *эти последние представляют довольно большое разнообразие* и могут быть подразделены на несколько типов, а именно:

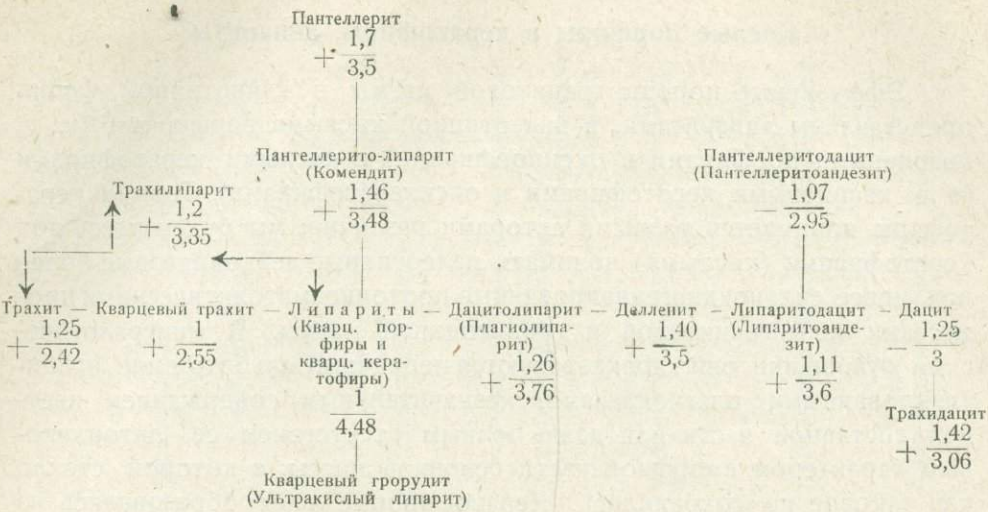
Натриевые липариты (*железистонатриевые*) { Лейкократовые { Рибеккитовый липарит; Мезолитовые { Эгириновый липарит; Меланократовые = (Грорудит)

К липаритам, которые называют также риолитами в тесном смысле, примыкает несколько других типов кислых лав, из которых *некоторые являются соединительными звеньями, связывающими липа*риты с дацитами и с трахитами. Эти соотношения можно представить следующим образом (см. стр. 300).

Некоторые из этих типов также представляют известное разнообразие; так, например, кварцевый трахит распадается на натриевый (таймырит) и калиевый (тосканит).

Пределы вариаций для липаритов могут быть выражены следующим образом $+\frac{0{,}85-1{,}23}{3{,}85-5{,}11}$, а средний состав: $+\frac{1{,}04}{4{,}48}$, среднее содержание SiO^2 — 73,38%, а пределы колебаний 70,60 — 76,16.

Палеотипные липариты, т. е. кислые порфиры, представляют меньше разнообразия. Они также распадаются на калиевые и натриевые, и эти последние часто называют кислыми кератофирами или кварцевыми альбитофирами.



Эффузивы кислой магмы, конечно, всегда очень богаты кремнекислотой, т. е. содержат ее столько же или даже немногим более, чем соответственные интрузивные породы. Однако, не всегда это богатство кремнекислотой выражается явно в виде кварца, а во многих случаях остается в скрытом виде в основной массе в виде потенциального кварца. На стр. 297 было указано, что такие породы отличают приставкой „окси" от тех, в которых есть кварц и которые обозначаются прилагательным „кварцевый": таковы кварцевый порфир и оксипорфир, кварцевый кератофир и оксикератофир.

Другие авторы отмечают это различие иной терминологией, так, например, Лакруа отмечает кислые лавы без кварца окончанием „оид", например, риолитоид, делленитоид, дацитоид и т. п. Белянкин выражает это прилагательным, указывающим на кварц, например, дацит и кварцевый дацит.

Кварцевые порфиры и оксипорфиры обыкновенно окрашены в красные, бурые, иногда зеленые цвета; липариты чаще всего являются белыми, серыми, светложелтыми, иногда красноватыми.

Липариты, кварцевые порфиры и оксипорфиры отличаются, как вообще все кислые породы, более или менее значительным преобладанием полевошпатовой составной части над цветной. Существуют, однако, и такие разновидности, в которых цветная составная часть совершенно отступает на задний план или даже отсутствует; это, следовательно, меланоптоховая, или амелановая фация. Сюда принадлежат некоторые аплиты, альсбахит, тордриллит, который Спёрр считает за эффузивный эквивалент аляскита.

Среди кислых порфиров, кератофиров и аплитов имеются такие, в которых содержание кремнекислоты превышает 75% и достигает

78—80%. Это представители ультралейкократовой и ультракислой магмы, одним из примеров которой может служить описанный Карпинским кварцевый грорудит из Забайкалья.

От этих пород уже почти один шаг до кварцевых жил с небольшой примесью мусковита или ортоклаза или даже без этой примеси, т.-е. к пирогенным кварцевым жилам, которые можно рассматривать, как крайний член аплитового ряда, связанного с гранитами или кварцевыми диоритами.

По структуре основной массы оксипорфиры, кварцевые порфиры и липариты распадаются на четыре ряда, не считая мелких промежуточных типов: микрогранитовый, фельзитовый (и литоидитовый), витрофировый и сферолитовый. Красная окраска основной массы во многих случаях обусловлена первичными или вторичными выделениями окиси железа. Иногда основная масса является не компактной, а пористой, и в порах иногда отлагаются минералы, которым следует приписать пневматолитическое происхождение, как, например: тридимит, файялит и некоторые др. Следует также отметить флюидальные или даже полосатые структуры, которые в стекловатых разностях получили название эвтакситовой структуры. Обыкновенно основная масса количественно значительно преобладает над вкрапленниками; такие породы, в которых наблюдается обратное отношение, т.-е. которые являются близкими к гранитовому сложению, получили от Рихтгофена название невадитов. Наоборот, очень бедные вкрапленниками или совершенно афировые разности известны под названием фельзитов или для липаритов—литоидитов.

Вкрапленники кварца нередко оплавлены (см. фиг. 34). Однако, не всякое закругление части кварцевого кристалла, особенно в виде односторонней бухты с сохранением идиоморфизма на другом конце, можно считать оплавлением, т.-е. магматической корродией. Лемлейн показал, что в таких случаях мы имеем не оплавление, а механическое распадение сростков.

Цветная составная часть представлена биотитом, амфиболами или пироксенами; соответственно различают биотитовый, амфиболовый и пироксеновый ряд с соответствующими подразделениями. Другое подразделение липаритов и кварцевых порфиров основано на том, что одни из них соответствуют магме обыкновенных гранитов, а другие—гранитов щелочных; эти последние характеризуются щелочными пироксенами, преимущественно эгирином и щелочными амфиболами, рибеккитом, арфведсонитом и другими, а также коссиритом; это по преимуществу породы натриевого ряда, которые вместе с тем относительно богаты окисью железа.

Стекловатые разности известны под разными названиями, которые первоначально были даны именно стекловатым разностям гранитовой магмы, но впоследствии превратились в чисто структурные термины, независимо от состава; таковы обсидиан—стекло с кристаллитами, смоляной камень—такое же стекло, но более или менее богатое водой и обладающее жирным блеском, перлит—стекловатая порода с концентрическими трещинами и с наклонностью к сферолитовой структуре, сферолитовая порода (сферолитовый липарит и сферолитовый порфир, или пиромерид), наконец, пемза, т.-е. сильно пузыристая, вспенившаяся от бурного выделения газов стекловатая порода. Кроме обычных процессов выветривания, которые ведут между прочим и к образованию каолина из порфиров, липариты иногда обнаруживают своеобразное разложение поствулканическими газами, главным образом, серной кислотой; они при этом делаются пещеристыми и обогащаются серной кислотой, алунитом и некоторыми другими аналогичными соединениями, а также и превращаются в так наз. квасцовые камни, опалы и т. п. В кварцевых порфирах и оксипорфирах характерны процессы серицитизации, часто в связи с динамометаморфными изменениями, которые ведут к образованию так наз. порфироидов. Под этим названием известны, однако, и более или менее глубоко метаморфизованные туфовые отложения.

Химический облик липаритов и кварцевых порфиров, а также примыкающих к ним типов кислых лав может быть иллюстрирован следующими формулами:

	Магматическая формула	Коэффициент кислотности a	$R^2O : RO$
Липариты	$ROR^2O^38 . 34SiO^2$	4,18	2,3 : 1
Кварцевые порфиры . . .	$ROR^2O^38 . 1SiO^2$	4,1	1,96 : 1
Пантеллериты	$1.7\ ROR^2O^38 . 8SiO^2$	3,54	1,6 : 1
Делленити	$1.25\ ROR^2O^37 . 58SiO^2$	3,38	1,3 : 1
Кварцевые трахиты	$ROR^2O^35 . 4SiO^2$	2,55	5 : 1
Дацитолипариты	$1,26\ ROR^2O^3 . 9SiO^2$	3,76	2,4 : 1
Комендит	$1,46\ ROR^2O^37 . 67SiO^2$	3,48	4,45 : 1
Тосканит	$1,45\ ROR^2O^36 . 72SiO^2$	3,02	1 : 1,3
Санторинит	$1,8\ ROR^2O^37 . 86SiO^2$	3,02	1 : 1,5
Трахилипариты	$1,2\ ROR^2O^37 . 1SiO^2$	3,35	1,8 : 1
Липаритоандезит	$1,25\ ROR^2O^37 . 22SiO^2$	3,41	2 : 1
Дациты	$1,25\ ROR^2O^36 . 33SiO^2$	3,42	1 : 1,5



Фиг. 140. Размытые липариты и обсидиан (темный налево внизу). Ах-Даг на Ахманганском хребте. Армения.
Фот. Б. М. Куплетского.

Липариты и кварцевые порфиры, вообще говоря, пользуются гораздо менее значительным распространением, чем эффузивные члены основной магмы. Тем не менее существуют области, в которых они играют довольно значительную роль. Таковы Венгрия и Седмиградия, Евганеи, область Скалистых гор в Калифорнии и указанные ниже районы СССР. Из современных вулканов следует отметить остров Липари, от которого эти породы и получили свое название. Кварцевые порфиры встречаются в каменноугольных и пермских отложениях разных частей Германии (*Силезия, Саксония, Тюрингия* и др.), ок. Лугано, в разных местностях Великобритании и мн. др.

Постепенными переходами липариты (аналогично и кварцевые порфиры) связаны с дацитами, с трахитами; кроме того, к ним примыкают такие несколько своеобразные типы, как пантеллериты, *отчасти комендиты* и т. п.

Между липаритами и дацитами есть определенный промежуточный тип липаритодацитов: характеристика среднего типа липаритодацита такова: $+\frac{1,11}{3,6}$; процентное содержание SiO^2 — 69,45%; пределы колебаний: $70,5 > SiO^2 > 68,5$ и $3,4 > a > 3$.

В СССР кварцевые порфиры пользуются значительным распространением на Алтае, в Муголжарах, в Селенгинской Даурии, встречаются также на Урале и спорадически в других областях. Главными областями распространения липаритовых пород и примыкающих к ним интрузивных типов являются лакколиты южного берега Крыма (так называемые тавриты), лакколиты Пятигорска, Центральный Кавказ (Сырх, Кюген-Кая), Армянское плоскогорье.

Кварцевые профиры Селенгинской Даурии распадаются на две группы: собственно кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры; первые в зависимости от присутствия и состава вкрапленников распадаются на эвпорфировые породы с микровкрапленниками кварца и полевого шпата (по терминологии авторов,—В. А. Обручева и его сотрудников, это кварцевые порфиры собственно) или только кварца („фельзитовые порфиры" авторов) и афировые породы („фельзиты" авторов); основная масса обыкновенно микрогранитовая, реже микрофельзитовая, гранофировая или сферолитовая. У кварцевых кератофиров основная масса по большей части микрогранитовая, вкрапленники — полевые шпаты, реже биотит, роговая обманка, кварц.

Дациты и кислые порфириты

Дациты, кварцевые порфириты и оксипорфириты относятся друг к другу, как андезиты и порфириты, как липариты и кислые

Для иллюстрации химического состава липаритов (риолитов) и кварцевых порфиров могут служить следующие анализы:

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO^2	72,60	72,30	73,94	74,19	70,77	69,51	75,79	74,19
TiO^2	0,30	0,33	—	—	—	0,26	—	0,61
Al^2O^3	13,88	14,77	12,07	10,12	15,80	14,97	14,03	12,24
Fe^2O^3	1,43	1,55	4,45	2,09	0,86	2,53	1,94	1,41
FeO	0,82	1,01	—	—	2,74	0,96	—	0,04
MnO	0,12	0,09	—	—	—	0,16	—	0,08
MgO	0,38	0,52	0,13	1,38	0,52	0,48	0,59	0,13
CaO	1,32	1,38	0,35	1,99	0,25	0,84	0,80	0,71
Na^2O	3,54	2,28	0,83	3,15	5,03	6,24	2,55	4,04
K^2O	4,03	4,56	6,68	7,01	2,70	2,78	3,46	4,64
H^2O	1,52	1,09	0,60	0,46	1,00	1,43	0,52	2,37
P^2O^5	0,06	0,09	—	—	—	—	—	—

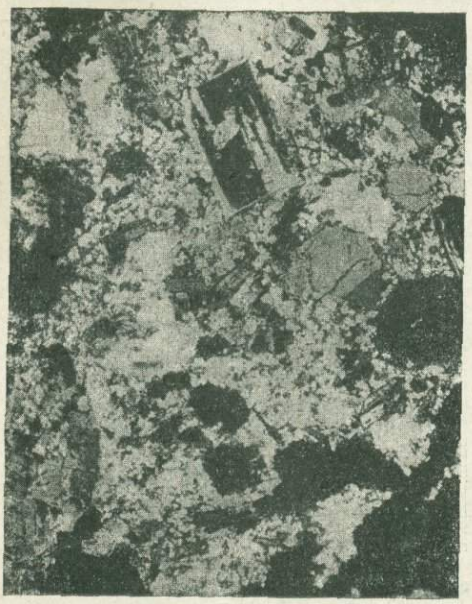
1. Средний состав липаритов (из 64 анал.) по Дэли.
2. Средний состав кварцевых порфиров (из 50 анал.) по Дэли.
3. Кварцевый порфир с о. Гохланда (Лемберг).
4. Фельзитовый порфир (жильный) с рудн. Балегинского, хреб. Цаган-Дабан в Селенгинской Даурии (Обручев).
5. Кварцевый кератофир с р. Рыбной в Енисейском округе (Мейстер).
6. Оксикератофир. Карадаг в Крыму (Б. Стена).
7. Микролитовый липарит с р. Удунчи в хребте Хамбинском, Селенгинская Даурия (Обручев).
8. Липарит с. Кюген-Кая в Чегемском ущелье, Центр. Кавказ.

порфиры. В сущности можно было бы отбросить название кварцевые порфириты и говорить только о дацитах, различая кайнотипные разности от палеотипных.

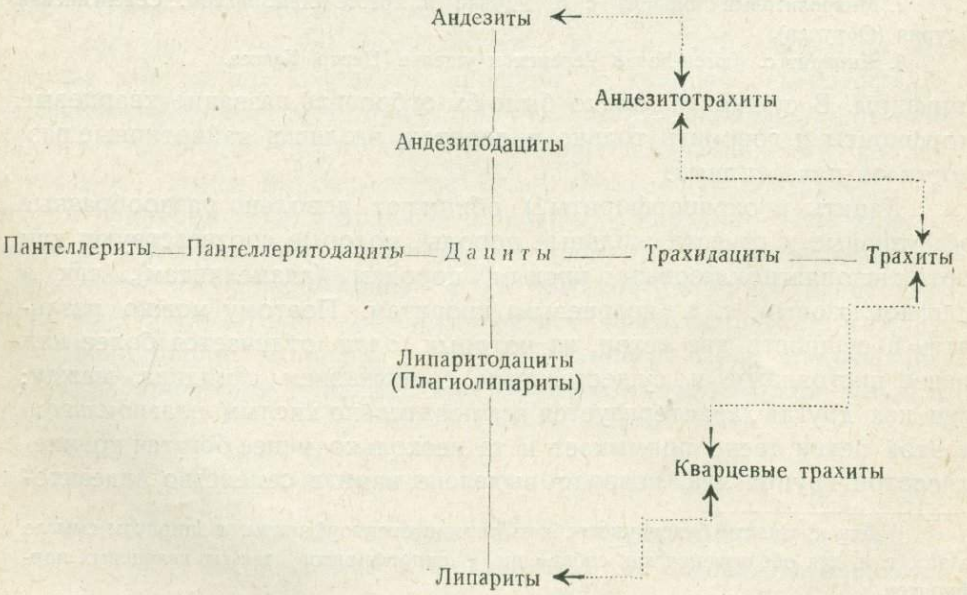
Дациты и оксипорфириты [1]) обнимают довольно разнообразные эффузивные и отчасти жильные породы, которые соответствуют как ортоклазоплагиоклазовым кислым породам (адамеллитам), так и плагиоклазовым, т. е. кварцевым диоритам. Поэтому можно различать в сущности две ветви, из которых одна отличается более или менее постоянным и существенным содержанием санидина, между; тем как другая характеризуется исключительно кислым плагиоклазом к этой ветви тесно примыкает и та несколько менее богатая кремнекислотой группа лав, которая выделена нами в семейство андезито-

[1]) Для краткости будем употреблять термин оксипорфириты в широком смысле слова, т. е. для обозначения как собственно оксипорфиритов, так и кварцевых порфиритов.

дацитов. Через посредство андезитодацитов дациты примыкают как в химическом отношении, так и в своем распространении к формации настоящих андезитов. С другой стороны, чисто дацитовая ветвь тоже заключает группу более бедную кремнекислотой, но в то же время более богатую щелочами, которая связывает таким образом эти дациты с трахитами. Наконец, возрастание кислотности и щелочности ведет к образованию таких более кислых лав, которые составляют уже переходные звенья к липаритам. Далее, при возрастании содержания одноокисей получается ветвь, переходная к пантеллеритам. Все эти соотношения можно встретить также и в группе кислых порфиритов. Взаимоотношения дацитов с соседними типами эффузивных пород могут быть представлены следующей схемой:



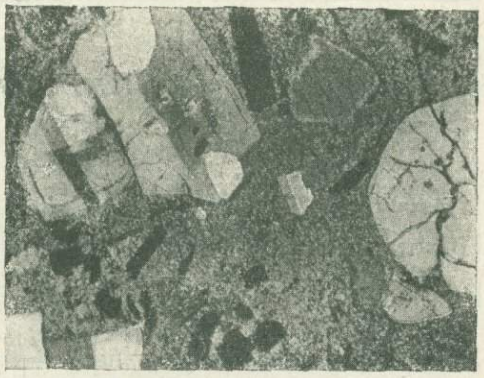
Фот. 141. Микроструктура гранданита. Центр. Кавказ, Дых-Су.
По Д. С. Белянкина.



Магматические характеристики для дацитов таковы: средний тип SiO^2 — 65.86%, символ $= \frac{1 \cdot 26}{3}$, пределы комбинаций: SiO^2—68.5—68.3%, символ $= \frac{1-1 \cdot 52}{2 \cdot 67-3 \cdot 33}$.

Интрузивные дациты, образующие лакколиты, обладают полнокристаллической структурой и являются неоадамеллитами, т. е. в сущности породами интрузивными; Белянкин называет их грандацитами (см. фиг. 141).

Дациты и кварцевые порфириты, вообще говоря, являются породами порфировыми. В структурном отношении наиболее кислые примыкают к липаритам, между тем как в более основных и переходных к андезитодацитам наблюдаются обыкновенно андезитовые основные массы. По структуре поэтому здесь можно различать фельзодациты, витродациты, дациты с трахитовой или с андезитовой основной массой и т. п.



Фиг. 142. Микроструктура дацита (кварцевого дацита). Центр. Кавказ, Калько на южн. склоне Архотского перевала.

Фот. Д. С. Белянкина.

Вкрапленниками являются полевые шпаты, по преимуществу кислые плагиоклазы, но также и санидин; есть дациты, в которых имеются вкрапленники кварца (Белянкин называет их кварцевыми дацитами (см. фиг. 142), но обыкновенно избыток кремнекислоты остается в неиндивидуализированной части основной массы, которая всегда кислее всей породы в целом. Интересный пример этого представляет порода с гребня Хреты в Казбекском массиве, отличающаяся своеобразной гиалоплазматической структурой; стекло в ней по химическому составу липаритовое.

По цветной составной части и здесь, как в семействе липаритов, мы имеем три ветви с некоторыми промежуточными между ними звеньями, а именно: биотитовую, роговообманковую с базальтической роговой обманкой и пироксеновую с авгитом (диопсидом) или гиперстеном. Как и в других семействах, биотитовый ряд является наиболее кислым, пироксеновый наиболее основным, роговообманковый занимает промежуточное положение.

Как и всякие другие эффузивные породы, дациты и кварцевые порфириты образуют потоки или покровы, иногда жилы; они иногда сопровождаются туфами.

Наиболее характерными областями распространения дацитов, откуда они получили и свое название, являются Венгрия, Седмиградия, в СССР — Центральный Кавказ. Кварцевые порфириты известны в пермских отложениях во многих местах, например, в Эльзасе, в Силезии, в Баварском Лесу и т. д.

Химический облик дацитов и сопредельных типов эффузивных пород может быть представлен в таком виде:

	Магматические формулы	Коэффициент кислотности α	$R^2O : RO$
Дациты и кислые порфириты	$1{,}25RO.R^2O^3.6{,}33SiO^2$	3,02	1 : 15
Андезитодациты	$1{,}6\overline{RO}.R^2O^3.5{,}85SiO^2$	2,50	1 : 3
Липаритодациты	$1{,}11\overline{RO}.R^2O^3.7{,}63SiO^2$	3,6	1,18 : 1
Трахидациты	$1{,}42\overline{RO}.R^2O^3.6{,}76SiO^2$	3,06	1,47 : 1
Пантеллеритодациты . .	$1{,}67\overline{RO}.R^2O^3.6{,}89SiO^2$	2,95	1 : 3,5

Дациты, как уже указано, пользуются значительным распространением на Кавказе. Тип кавказских дацитов, встречающийся и в некоторых других областях, отличается отношением щелочей к щелочным землям, приближающимся к единице. В этом отношении эти дациты занимают как бы промежуточное положение между обычными дацитами и липаритами и составляют липаритовую ветвь дацитов. Это как бы щелочноземельные аналоги кварцевых трахитов; сторонники новых названий вероятно назвали бы их кавказитами.

Тип трахидацитов тоже встречается не только на Кавказе, но и в других областях; эти породы описаны также Манассе из Эритреи, сюда же принадлежит и пеперино, или некролит.

К пантеллеритодацитам относятся некоторые лавы Эльбруса, в частности, вершинная лава (Дубянский) и лава с Мамисонского перевала; сюда же следует отнести также и санторинит и тосканит.

Тип андезитодацита был установлен на лавах Казбека, но он пользуется значительным распространением и в других частях Центрального Кавказа. И по кислотности, и по содержанию щело-

Химический состав дацитов и кварцевых порфиритов

	1	2	3	4	5	6	7
SiO^2	67,67	64,48	66,68	65,18	62,38	60,30	68,29
TiO^2	0,33	сл.	0,67	0,64	0,60	—	0,26
Al^2O^3	16,81	18,32	17,52	16,97	17,38	18,44	16,21
Fe^2O^3	2,47	3,70	3,44	1,44	3,91	2,54	1,20
FeO	1,35	1,89	0,24	2,73	0,90	2,92	1,09
MnO	0,04	0,10	—	—	—	—	—
MgO	1,23	0,49	1,73	0,18	3,51	3,34	1,30
CaO	3.31	3,88	3 27	5,81	5,15	5,53	2,34
Na^2O	4,18	3,70	4,26	4,01	4,52	3,03	4,47
K^2O	2,53	2,86	2,16	3,18	1,97	3,12	3,14
H^2O	—	1,21	0,80	0,44	0,16	6,68	2,10
P^2O^5	0,08	—	—	—	—	—	—
	100,00	—	—	100,58	—	99,60	100,40

1. Средний состав дацитов (из 30 анализов по Дэли).
2. Дацит Непискало. Кельское плато. Центральный Кавказ.
3. Дацит с Фидар-Хоха в Центральном Кавказе.
4. Трахидацит. Магландори, Центральный Кавказ.
5. Андезитодацит. Поток Хорисара. Трусовское ущелье в Центральном Кавказе.
6. Андезитодацит. Лава Казбека; сел. Блота.
7. Липаритодацит. Вулкан Сырх на Кельском плато.

чей андезитодациты занимают середину между настоящими дацитами и андезитами; многие из них являются гиперстеновыми породами. Не подлежит сомнению, что среди пород, описанных как дациты или как андезиты, имеется и в других вулканических областях немало представителей андезитодацитов. Сюда, между прочим, относятся некоторые лавы Экуадора, часть латитов.

Тип липаритодацитов, хорошо выделяющийся на Кавказе, тоже, повидимому, пользуется значительным распространением. Характерным представителем является вулкан Арагвинский Сырх на Кельском плато; сюда же относятся и пятигорские лакколиты, средний состав которых от Дервиз получил название трахилипарита. Сюда же относится делленит (или дацитолипарит) Свенониуса и некоторые породы с г. Маседон около Мельбурна в Австралии, описанные Скэтсом, наконец, риодациты Уинчеля.

Дациты Селенгинской Даурии принадлежат к биотитовым породам; основная масса микролитовая, псевдосферолитовая и витрофировая; они сопровождаются туфами.

Трахиты, порфиры и кератофиры

Трахиты и их палеовулканические, или палеотипные, аналоги ортофиры, ортоклазовые порфиры (вкрапленники ортоклаз) и в кератофиры (вкрапленники альбит или альбитизированный плагиоклаз) являются эффузивной фацией сиенитовой магмы в широком смысле слова. Как и в сиенитах, здесь имеются две ветви: одна обнимает обыкновенные трахиты, соответствующие обыкновенным сиенитам, другая — щелочные трахиты, соответствующие щелочным сиенитам. Щелочные трахиты, иначе натриевые или натрожелезистые, отличаются тем, что в них полевой шпат исключительно щелочной (санидин, анортоклаз), амфиболы и пироксены также щелочные. Эти щелочные трахиты примыкают к фонолитам, между тем как обыкновенные трахиты связаны переходными звеньями и по своему распространению с андезитами, с дацитами и даже с базальтами. Существует ветвь трахитов, содержащая избыток кремнекислоты, это — так называемые кварцевые трахиты, которые связаны переходами с липаритами, дацитами и даже с пантеллеритами (см. схему на стр. 311).

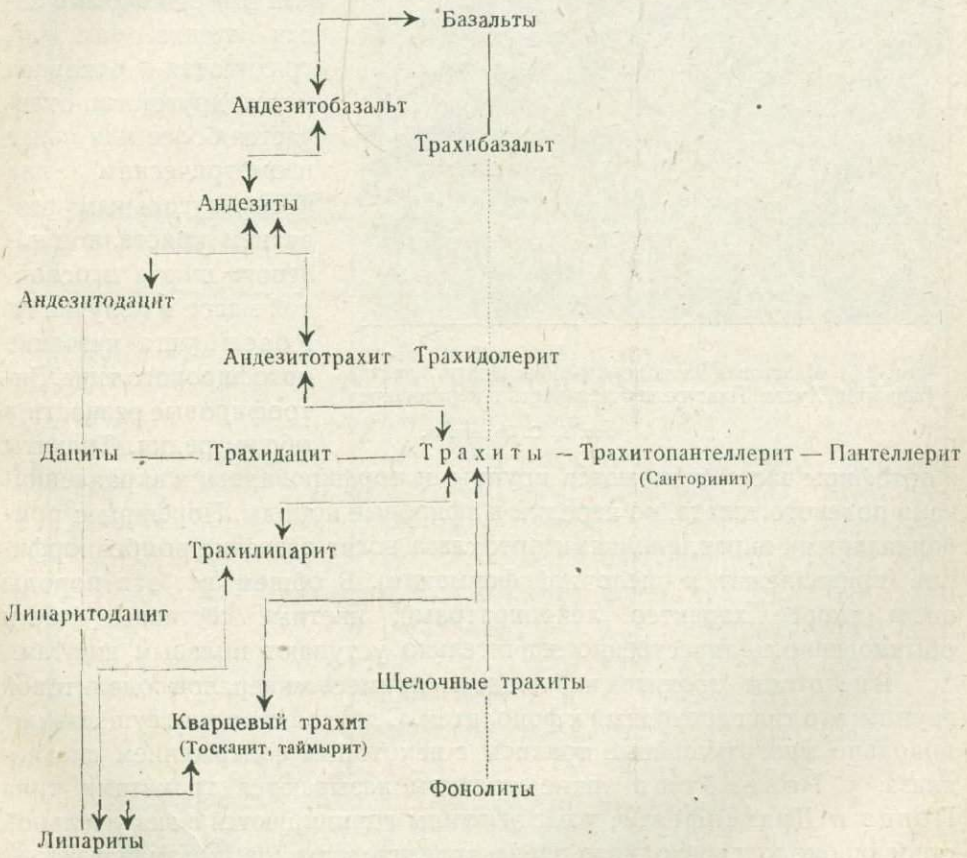
Трахиты обыкновенно окрашены в светлые цвета, часто они белесоватосерые, иногда в изломе шероховатые вследствие очень мелкой пористости. Порфиры темнее и вообще отличаются так же от трахитов, как кварцевые порфиры от липаритов. И те, и другие залегают в виде потоков или покровов и нередко сопровождаются туфами.

По химическому составу от обыкновенных трахитов отличаются трахиты щелочные, в которых вследствие избытка щелочей и цветные составные части (пироксены и амфиболы) являются щелочными; эти щелочные породы, особенно натриевая их ветвь, отличаются также сравнительно более высоким содержанием железа. Кератофиры относятся к трахитам и порфирам так же, как оксикератофиры к липаритам и оксипорфирам: это палеотипные лейкократовые эффузивные аналоги сиенитовой магмы, альбитовые, очень бедные цветной составной частью или даже вовсе ее не содержащие. Это лавы натриевой сильно диагенизированной протопневматолитическими процессами магмы.

Порфиры или бескварцевые порфиры, как иногда говорят, палеостипные эквиваленты трахитов, распадаются на ортоклазовые (ортофиры) и альбитовые (альбитофиры).

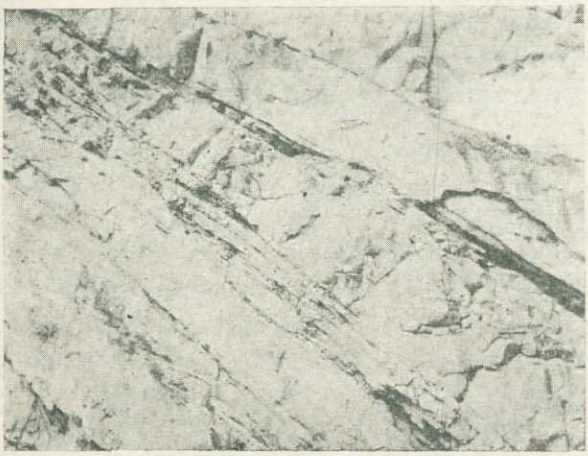
Другое подразделение по химическому составу заключается в противопоставлении калиевых и натриевых трахитов; следует отметить, что большинство щелочных трахитов относится именно к натриевым породам. Если повышение щелочности сопровождается также некоторым повышением кислотности, то получаются так называемые кварцевые трахиты, от которых есть переходные звенья и к липаритам. Если же повышение щелочности сопровождается, наоборот, понижением кислотности, то получаются переходы к фонолитам. Повышение кислотности без увеличения щелочности ведет к дацитам, а понижение щелочности в связи с понижением кислотности связывает трахиты с андезитами.

Взаимоотношения трахитов с другими семействами излившихся пород могут быть иллюстрированы следующей схемой:



Порфировидными вкрапленниками являются большие плоские кристаллы санидина, придающие типичным трахитам очень характерный вид.

По минералогическому составу здесь наблюдаются те же три ветви, как и в липаритах, т.-е. биотитовая, амфиболовая и пироксеновая. Мы имеем биотитовые, авгитовые (диопсид), гиперстеновые, роговообманковые разности с переходами между ними, среди щелочных трахитов и ортофиров-эгириновые, арфведсонитовые, рибеккитовые и катофоритовые разности; в щелочных породах часто полевой шпат тоже натриевый. У кератофиров основная масса часто микрокристаллическая или приближающаяся к фельзитовой, а вкрапленники группируются кучками (так наз. гломеропорфировая структура).



Фиг. 143. Пластовая жила кератофира. Центр. Кавказ, Балкария, Хулам. Пластовая отдельность в кератофире.

Фот. Д. С. Белянкина.

В структурном отношении для трахитов и порфиров характерна микролитовая, почти или совершенно лишенная стекла, так наз. трахитовая основная масса; другой тип отличается более или менее изометрическим или четырехугольным развитием кристаллов полевого шпата в основной массе и получил от Розенбуша название ортофирового типа. Витрофировые разности в общем редки. Трахиты и ортофиры часто отличаются крупными порфировидными вкрапленниками полевого шпата, но нередки и афировые породы. Порфиры с ромбоидальными вкрапленниками ортоклаза носят название ромбенпорфиров (принадлежат к щелочной формации). В общем все эти породы носят скорее характер лейкократовый, цветные составные части обыкновенно количественно значительно уступают полевым шпатам.

В некоторых трахитах наблюдается примесь минералов содалитовой группы; это тип переходный к фонолитам. С другой стороны, существуют довольно многочисленные трахиты с некоторым содержанием плагиоклаза; у Розенбуша такие трахиты называются трахитами типа Понца и Драхенфельс; у нас эти типы группируются в значительной степени около переходного звена андезитотрахитов (трахиандезитов).

Трахиты распространены в Штирии, в Оверни, откуда один тип и получил название домита, на о. Искии, в Карпатах, в Тоскане, в разных местах Италии и в Колорадо.

Кератофиры тесно связаны как с оксикератофирами, так и со спилитами; эти три группы альбитовых (или альбитизированных) лав образуют характерную формацию, в которой имеются и переходные типы, например, кератоспилиты.

Химический тип трахитов и порфиров может быть охарактеризован следующими формулами:

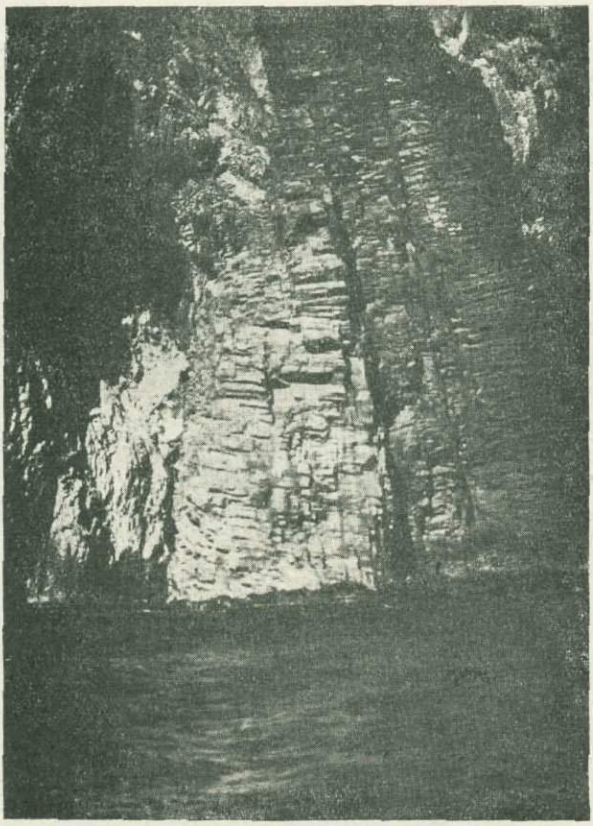
	Магматическая формула	Коэффициент кислотности α	$R^2O : RO$
Трахиты	$1{,}27\overline{RO}R^2O^35 . 31SiO^2$	2,48	1,26 : 1
Порфиры	$1{,}7\overline{RO}R^2O^35 . 8SiO^2$	2,21	1 : 1,4
Кварцевые трахиты	$\overline{RO}R^2O^35 . 4SiO^2$	2,55	5,1 : 1
Андезитотрахиты	$1{,}4\overline{RO}R^2O^34 . 46SiO^2$	2,07	1 : 1,2
Трахититы	$1{,}25\overline{RO}R^2O^33 . 4SiO^2$	1,79	1 : 1,1
Трахидациты	$1{,}42\overline{RO}R^2O^3 . 676SiO^2$	3,06	1,47 : 1
Трахилипариты	$1{,}2RO\overline{R^2O^3}7 . 1SiO^2$	3,35	1,8 : 1
Кератофир	$1{,}36R^2O^35 . 1SiO^2$	2,28	1 : 1

Химический состав трахитов и порфиров

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO^2	60,68	56,36	59,41	65,55	63,61	57,55	60,02	59,75
TiO^2	0,38	0,48	1,00	0,68	—	1,58	0,60	0,72
Al^2O^3	17,74	20,10	19,06	16,81	16,34	13,67	13,21	17,39
Fe^2O^3	2,64	2,86	0,87	2,26	4,30	12,86	7,58	3,97
FeO	2,62	2,01	3,42	1,11	2,06	1,17	0,03	3,22
MnO	0,06	0,01	—	—	сл.	—	0,08	0,13
MgO	1,12	1,15	2,05	0,41	0,37	0,52	0,90	1,81
CaO	3,09	1,73	4,09	2,07	1,42	1,20	1,08	1,86
Na^2O	4,43	7,65	2,58	6,58	6,21	2,09	5,07	7,07
K^2O	5,74	4,97	5,29	4,18	5,54	7,77	6,24	1,62
H^2O	1,25	1,20	1,55	—	0,77	1,45	2,23	2,23
P^2O^5	0,24	0,48	0,29	0,07	—	0,15	0,07	—

1. Средний состав трахитов (из 48 анализов), по Дэли.
2. Средний состав порфиров (ромбенпорфиров), по Дэли.
3. Биотитовый трахит из La Cava у Витербо в Италии.
4. Роговообманковый домит. Puy de Dome, Овень, Франция.
5. Эгириновый трахит. Зибенгебирге (Kühlsbrunnen).
6. Порфир. Röthelgehäu у Табеца. Тюрингия.
7. Кератофир. Bärenrücken. Гарц.
8. Кератофир. Крым. Карадаг (Карагач).

Из областей распространения порфиров можно назвать Тюрингию, Саарскую область, район рейнских сланцевых формаций (так называемые лампорфиры-кератофиры), Морван во Франции, Вогезы, Шведскую Лапландию и много других областей. Для щелочных трахитов характерны Зибенгебирге в Германии, Мон-Дор и некоторые другие области во Франции, восточная Африка, Мадагаскар, Гвинея, Квинслэнд и т. д.



Фиг. 144. Оксикератофиры с горизонтальной призматической отделаностью. Карадаг Хоби-Тепе. Крым.
Фот. А. М. Дьяконова.

В СССР трахиты редки; они встречаются на Кавказе и в Закавказье. Порфиры (и кератофиры) распространены довольно широко на Урале, в Сибири, встречаются в центральном Кавказе, в Крыму.

Фонолиты

Эффузивные эквиваленты нефелиновых сиенитов, независимо от их геологического возраста, называются фонолитами. Многие районы средней Германии, Богемия, Центральная Франция, Сардиния и

многие другие области заключают в себе потоки или купола фонолитов, иногда сопровождаемых и туфами. И по структуре, и по некоторым переходным звеньям фонолиты, с одной стороны, примыкают к трахитам—это трахитовидные фонолиты Розенбуша; с другой стороны – они связаны с теми ультраосновными породами, которые мы объединяем под названием базанитов; это, повидимому, в особенности относится к лейцитовым фонолитам. Эта ветвь фонолитов обладает структурой, близкой к нефелинитам, и выделяется Розенбушем под названием нефелинитовидных фонолитов. Существуют также витрофировые разности и стекла.

Настоящие наиболее распространенные фонолиты, т. е. нефелиновые фонолиты—это эффузивные эквиваленты настоящих нефелиновых сиенитов. Существуют, однако, и лейцитовые фонолиты. Особую ветвь составляют те породы, которые известны под названием лейцитофиров; это фонолитовидные породы, в которых санидин и нефелин заменяются лейцитом и гаюином. В химическом отношении эти породы отличаются очень высоким содержанием одноокисей, приближающим их к пантеллеритам; содержание щелочей и щелочных земель приблизительно одинаковое, коэффициент кислотности меньше, чем у настоящих фонолитов, приблизительно как у диоритовых пород; они занимают в системе место рядом с трахититами и андезитотрахитами.

Химический состав фонолитов и лейцитофиров иллюстрируется нижеследующей табличкой:

	1	2	
SiO^2	57,45	49,83	1. Средний состав фонолитов (из 25 анализов), по Дэли.
TiO^2	0,41	0,71	
Al^2O^3	20,60	19,00	2. Средний состав лейцитофиров (из 8 анализов), по Дэли.
Fe^2O^3	2,35	3,17	
FeO	1,03	3,59	
MnO	0,13	0,17	
MgO	0,30	1,79	
CaO	1,50	5,69	
Na^2O	8,84	7,19	
K^2O	5,24	6,15	
P^2O^5	0,12	0,78	
H^2O	2,04	1,93	

Магматические формулы:

Фонолиты	$1{,}13\overline{RO}R^2O^3 4{,}44SiO^2$	$R^2O : RO = 4{,}3 : 1$	$a = 2{,}15$
Лейцитофиры . .	$1{,}8\ \overline{RO}R^2O^3 4\ 03SiO^2$	$R^2O : RO = 1 : 1$	$a = 1{,}65$

Фонолиты образуют потоки или купола, но иногда они сопровождаются туфами. Геологически фонолиты связаны, с одной стороны, с трахитами, с другой — с тефритами и базанитами. Встречаются в разных формациях, начиная с карбона.



Фиг. 145. Вулканические туфы с бомбами кератофира около дер. Мухолатки на южном берегу Крыма.

Фот. Д. И. Щербакова.

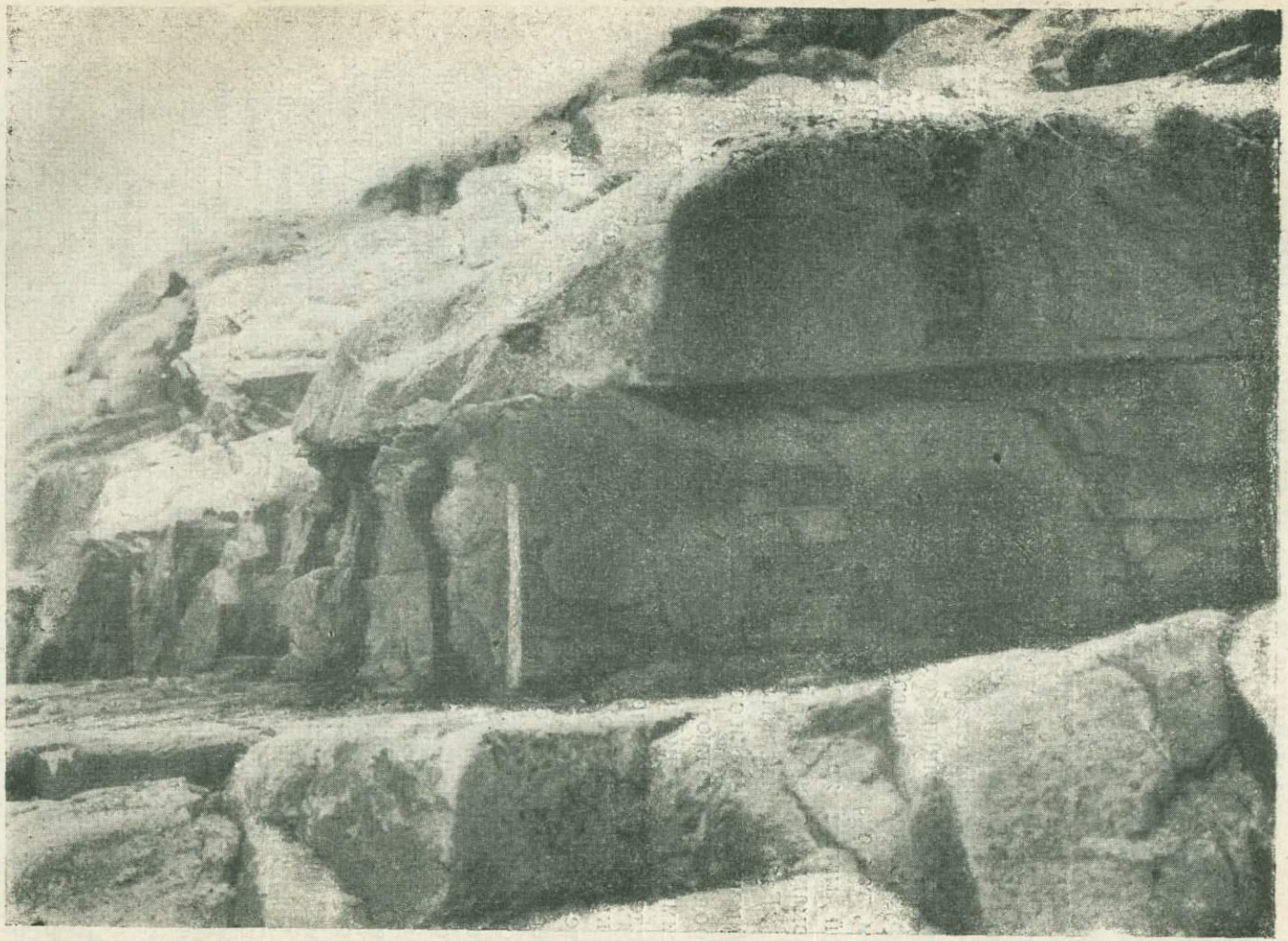
Фонолиты распространены в разных вулканических областях Германии, например: Хегау, Фогельсберг, Кайзершуль и др., в Богемии, в Оверни, на Азорских и Канарских островах, на островах Зеленого Мыса, в восточной Африке, в Колорадо и в некоторых других местностях.

ОСНОВНАЯ МАГМА И ЕЕ ПРОИЗВОДНЫЕ

Основная магма, иначе базальтовая или габброидная, отличается невысоким содержанием кремнекислоты, приблизительно не более 50% — она недосыщена кремнекислотой, — высоким содержанием щелочных земель и, в частности, закиси железа и магнезии. Она, повидимому, менее богата и водяными парами и другими летучими составными частями, среди которых здесь более существенную роль играет хлор, а не фтор и бор, как в кислой магме. С основной магмой генетически связаны магматические месторождения таких металлов, как железо, медь, никкель, хром, платина и платиновые металлы. В отличие от кислой магмы, среди пород основной магмы эффузивные члены играют более видную роль, чем глубинные. Главным, так сказать, центральным семейством среди интрузивных пород этой магмы являются породы габбро-пироксенито-перидотитовой формации, а среди эффузивной фации—базальты и диабазы.

Габбро, базальты и диабазы являются продуктами непосредственной кристаллизации основной магмы; остальные члены группы основных пород представляют продукты дифференциации или ассимиляций, или ассимиляции и дифференциации одновременно. Если в чистых своих представителях основная магма более или менее резко отличается от кислой, подобно тому как эта последняя в чистых своих представителях более или менее резко отграничена от основной магмы, то вместе с тем следует отметить, что существуют такие крайние члены производных как от кислой, так и от основной магмы, которые приходится рассматривать, как связующие звенья между ними, и такие породы, которые, с одной стороны, примыкают к кислой магме, а с другой, к основной. Такое положение занимают, например, диоритовые породы, такое же положение свойственно и тем ультраосновным породам с достаточно значительным содержанием щелочей, которые нами объединяются под названием тералитов в интрузивной фации и базанитов в фации эффузивной; эти породы и геологически и посредством переходов связаны, с одной стороны, с габбро и базальтами, т. е. примыкают к основной магме, с другой — с нефелиновыми сиенитами и фонолитами, т. е. через них примыкают и к кислой магме.

Основная, или базальтовая, магма по представлению одних авторов (Дэли и много других) существует в жидком виде; по мнению других возникает путем плавления твердых частей литосферы, вследствие понижения давления (Рейер), вследствие периодического накопления тепла от радиоактивного распада (Джолй) или расплавлением инфраплутонической эклогитовой зоны (Фермор).



Фиг. 146. Пластовая жила габбродиабаза в граните; восточное побережье Онежского озера.

Фот. Т. М. Океовой.

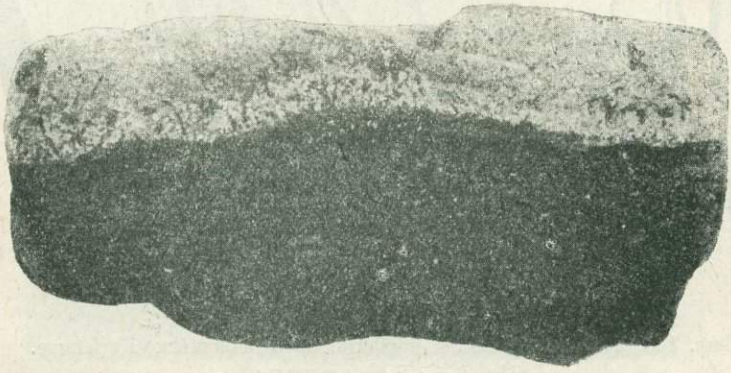
Интрузивная фация

Формация габбро-норитовая

1-ый тип: Габбро-перидотито-пироксенитовая формация.

2-ой тип: Габбро-анортозито-габбросиенитовая формация.

Следующая по своему значению после гранитовой габбровая формация пользуется в пределах СССР значительным распространением. Правда, породы этой формации не образуют таких значительных масс, как гранитовые; но если взять всю совокупность пород основной магмы как интрузивных, так и эффузивных, то можно сказать, что в количественном отношении породы кислой и породы основной магм приблизительно равноценны.



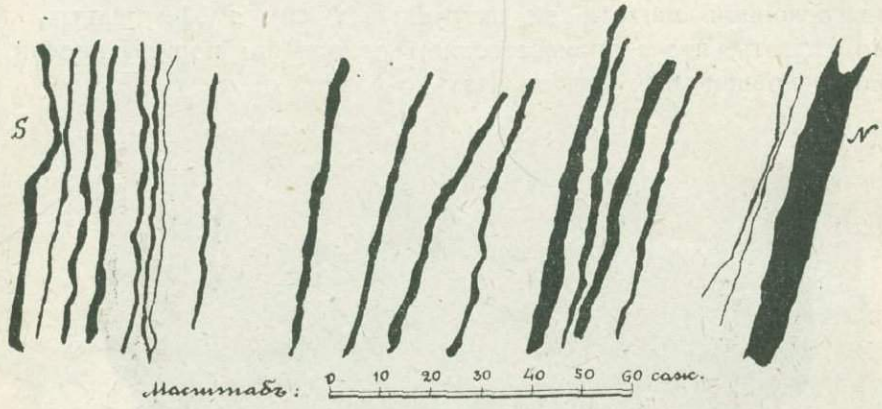
Фиг. 147. Контакт габбродиабаза (темный внизу) с аплитом (гранофиром) на зап. бер. Онежского озера. (По С. А. Яковлеву).

В европейской части СССР главные области распространения пород описываемой здесь формации — это б. Олонецкий край и север СССР, Урал и южнорусская кристаллическая полоса. На Кавказе роль интрузивных пород этой формации сравнительно незначительна, но эффузивная фация пользуется здесь значительным распространением. В Сибири имеются представители и той, и другой фации, но опять-таки особенно значительна роль эффузивных пород.

Взаимоотношения между гранитовыми породами и представителями группы габбро представляют особый интерес с точки зрения дифференциации и вопроса о том, происходят ли габбро и граниты из одной общей родоначальной магмы или нет. Вряд ли можно считать этот вопрос достаточно освещенным; но некоторые из имеющихся данных для Финляндии, для Сибири, для Урала, для Гарца и

в особенности для южнорусской кристаллической полосы, говорящие о том, что возраст гранитов и габбро неодинаков в тех местах, где они встречаются совместно, могут быть рассматриваемы, как указания на самостоятельность основной и кислой магм, как это уже было изложено выше (см. стр. 215).

Сложное название разбираемой здесь формации, употребленное в заголовках, не обнимает всей совокупности пород, входящих в состав данной формации (т. е. интрузивной основной щелочноземельной формации): не упомянуты форелленштейны и некоторые другие, но оно в достаточной мере подчеркивает сложность и



Фиг. 148. Жилы диабазов и порфиритов в дарьяльском граните.
(По Д. С. Белянкину).

пестроту состава формации габбро. Сильная дифференцированность и связанная с этим сложность состава характерна для формации габбро в гораздо большей степени, чем для гранитовой формации. В этом отношении особенно интересна уральская формация, которая хорошо иллюстрируется примером Денежкина Камня.

Формация габбро представляет в сущности два типа: один из них является резко щелочноземельной или ультращелочноземельной (алькалиптоховой) фацией и характеризуется более или менее значительной ролью пироксенитов и перидотитов; это уральский тип, для которого характерны мелкозернистые или афанитовые жилы, ультращелочноземельные и ультраосновные (микродиориты, микрогаббро, пироксениты, перидотиты), из которых некоторые описаны Дюпарком под особыми названиями (пылаит, казанскит, несит и др.). Другой отличается сравнительно большим содержанием щелочей,

ортоклазовой фацией и связан целым рядом переходов с сиенитами; это южнорусский тип. Сопоставляя эти два типа с формациями габбро в других странах, мы видим, что норвежская и часть канадских относятся к типу южнорусских. К ультраосновной и ультращелочноземельной (алькалиптоховой, пикроплетной[1]) ветви формации габбро принадлежат и пиренейские породы, описанные Лакруа под названием арьежитов.

Обычная форма залегания для пород габбро-пироксенито-перидотитовой формации — глубинные массивы, частью интрузивно-лакколитового характера, частью батолитового. Размеры этих массивов



Фиг. 149. Габбродиабаз. Карелия, Титта-Ламба.
(По В. М. Тимофееву).

в общем значительно уступают гранитовым, но тем не менее иногда достигают значительной величины, особенно у анортозитов. Пироксениты, перидотиты, иногда анортозиты, мелкозернистые и порфировидные габбро (габбропорфирит), а также габбросиенитовые или монцонитовые породы встречаются и в виде жил; одним из таких примеров является жильный микромонцонит (или микрогаббросиенит), который был описан под названием куллаита (Геннг).

Жильные габбро, диабазовые порфириты, диориты и диоритовые порфириты, нередко объединяемые под общим названием зеленокаменных пород, часто в большом количестве рассекают гранитные массивы. Хорошим примером могут служить зеленокаменные

[1]) *Алькалиптоховый означает бедный щелочами, пикролетный — богатый магнезией.*

жилы в дарьяльском граните по Военногрузинской дороге, часть которых изображена на прилагаемом схематическом чертеже Д. С. Белянкина (фиг. 148).

Возрастные отношения габбро-пироксенито-перидотитовой формации в общем такие же, как у гранитов.

С точки зрения минералогического состава габбро можно определить как интрузивную основную породу, существенными частями которой являются основной плагиоклаз, от анортита до лабрадора, и какой-нибудь представитель группы пироксенов и амфиболов. При такой характеристике габбро легко отграничивается от диоритов, для которых полевой шпат более кислый, обыкновенно андезин, что сказывается и в химическом составе. Первоначально габбро в тесном смысле слова называли только те породы, в которых цветная составная часть представлена диаллагом; хотя это наиболее распространенный тип габбро, но все же это лишь одна из его разновидностей; габбро авгитовое, роговообманковое, бронзитовое, гиперстеновое встречаются также нередко; последние два типа габбро первоначально назывались и теперь еще охотно называются норитами. В габбро очень часто наблюдается сочетание двух или нескольких представителей группы пироксенов и амфиболов, например, авгитороговообманковое, гиперстено-диаллагоновое и т. п.; нередко в одной и той же породе встречается одновременно даже несколько минералов этой группы — так называемое полимелановое габбро. Наряду с двумя главными составными частями габбро, в них часто также встречается оливин, но резкое противопоставление оливинового габбро безоливиновому, как это делалось раньше, не оправдывается ни особенностями химического состава, ни отсутствием резкой границы между ними. В габбро южнорусского типа этой формации спорадически появляется примесь ортоклаза, которая в некоторых переходных типах, так называемых габбросиенитах, приобретает значение существенной составной части. Постоянной второстепенной составной частью, которая в некоторых крайних членах этой формации достигает значения существенной составной части, является магнитный железняк с более или менее значительным содержанием титана, т. е. так называемый титаномагнетит. Другие второстепенные составные части: апатит, хромит, шпинели, магнитный колчедан, сернистые соединения меди, иногда с примесью никкеля и кобальта. Как титаномагнетит, так и сульфидные соединения образуют в некоторых случаях значительные скопления, настоящие рудные месторождения магматического происхождения.

Как уже указано, относительные количества главных составных частей подвержены в габбро значительным колебаниям; наряду

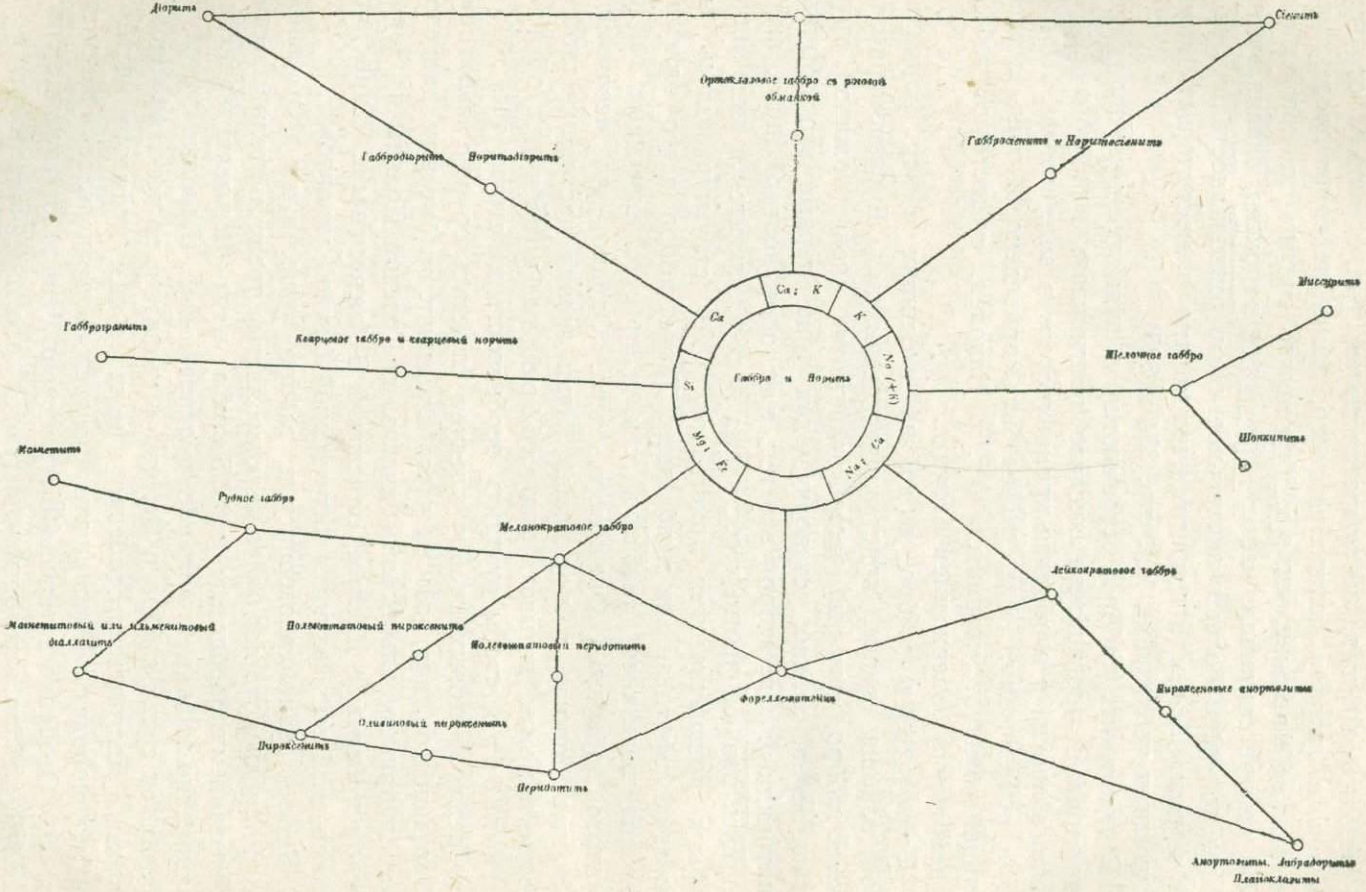
с типичным габбро, которое можно рассматривать, как эвтектический или мезолитовый тип, наблюдается целый ряд уклонений от этого типа как в сторону меланократового, так и лейкократового типа. Принимая во внимание, что в габбро можно считать за нормальный случай четыре составные части: плагиоклаз, пироксен, оливин, магнетит, мы получаем более значительное число разновидностей и членов этой формации, чем в гранитах, что можно иллюстрировать нижеследующими табличками (см. стр. 324 и 325).

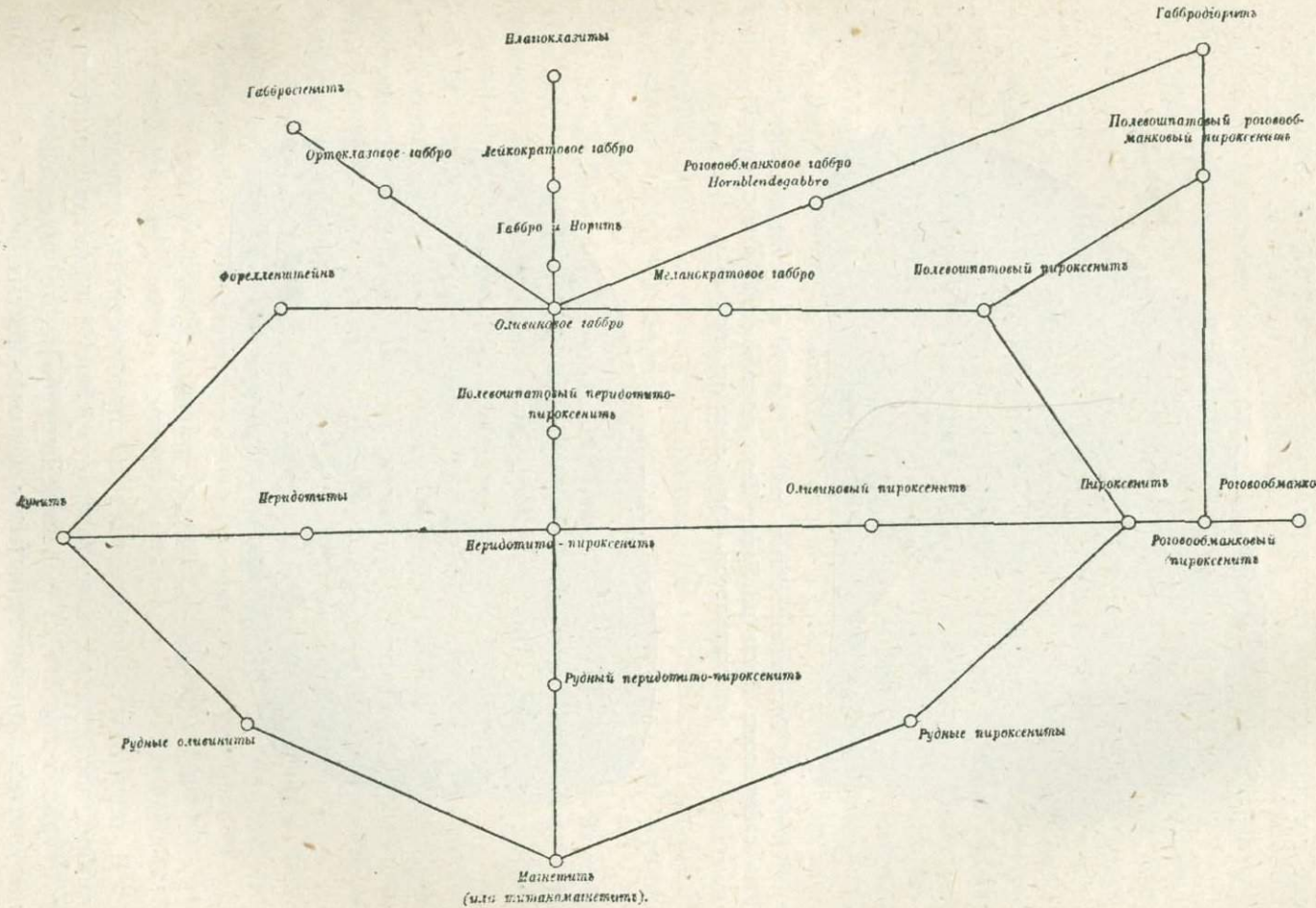
В некоторых габбро встречаются в виде гнезд и прожилков гранофировые прорастания кислого плагиоклаза или ортоклаза и кварца, а иногда и свободная кремнекислота в виде кварца. И то, и другое, повидимому, всегда может быть приведено в связь с ассимиляцией гранитов, кварцитов и т. п. Наконец, существуют габбро и с некоторым содержанием биотита.

Структура габбро и других входящих в эту формацию пород, вообще говоря, кристаллическизернистая. В равномернозернистых габбро, которые часто отличаются очень большой крупностью зерна, можно установить два типа: первый это обычный гранитовидный тип; второй это тот, в котором полевой шпат, выделяющийся раньше цветных составных частей, является в виде идиоморфных призматических кристаллов, т. е. структура здесь так называемая офитовая или диабазовая. Такие габбро часто описывались под названием диабазов, как, например, известные габбро западного побережья Онежского озера. Однако, это несомненно глубинные породы, т. е. с нашей точки зрения настоящие габбро, которые и можно называть или габбродиабазами или офитовыми габбро, чтобы отметить особенность их структуры.

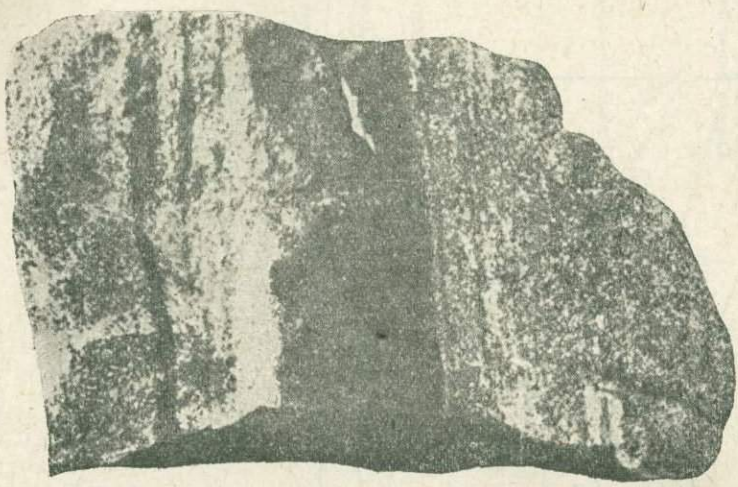
Среди офитовых габбро следует отметить группу альбитовых габбро-диабазов, или, как их часто называют, альбитовых диабазов, таков, например, альбитовый диабаз из Красной Поляны на Черноморском побережье Кавказа, описанный Белянкиным. Такие „альбитовые диабазы" являются интрузивной фацией спилитов.

Кроме равномернозернистых габбро существуют и порфировидные, среди которых более мелкозернистые представители известны под названием габбропорфиритов. Бербахиты — это мелкозернистые, обыкновенно жильные, габбро без вкрапленников. Шаровые структуры встречаются среди габбро реже, чем у гранитов, но все-таки описаны из разных местностей; особенно замечательным примером является корсит, порода с о. Корсики, которая прежде причислялась к диоритам (фиг. 53). Особенно интересный структурный тип габбро представляют полосатые габбро, в которых чередуются полосы лейкократового и меланократового характера или же полосы полевого шпата и цветных ми-

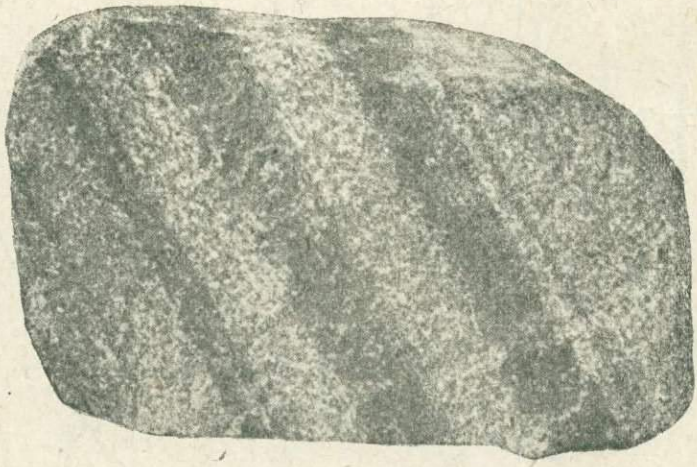

Диорит
Сиенит
Оттолазовое габбро со рвовой обмазкой
Габбродиорит
Норитодиорит
Габбросиенит и Норитосиенит
Мисдорит
Габброгранит
Кварцевое габбро и кварцевый норит
Щелочное габбро
Шонкинит
Комптонит
Рудное габбро
Меланократовое габбро
Лейкократовое габбро
Магнетитовый или хромитовый баллагит
Полевошпатовый пироксенит
Полевошпатовый перидотит
Оливиновый пироксенит
Пироксенит
Перидотит
Форреллентанит
Пироксеновые амортозиты
Амортозиты, Лабрадоритые Плагиоклазиты
Габбро и Нориты
Ca
Ca ; K
K
Na (+K)
Na + Ca
Na
Mg + Fe
Si


Габбродиорит
Плагиоклазиты
Габбросиенит
Ортоклазовое габбро
Лейкократовое габбро
Роговообманковое габбро
Hornblendegabbro
Полевошпатовый роговообманковый пироксенит
Габбро и Норит
Форелленштейны
Меланократовое габбро
Полевошпатовый пироксенит
Оливиновое габбро
Полевошпатовый перидотито-пироксенит
Дуниты
Перидотиты
Оливиновый пироксенит
Пироксенит
Роговообманковая порода
Перидотито - пироксенит
Роговообманковый пироксенит
Рудный перидотито-пироксенит
Рудные оливиниты
Рудные пироксениты
Магнетиты
(или титаномагнетиты).

нералов. Такие породы известны в Шотландии и на Денежкином Камне на Урале, где они представляют большое разнообразие и заключают также полосы чистого титаномагнетита. (Фиг. 60, 61, 62, 150, 151, 152).



Фиг. 150. Титаномагнетитовые темные полосы в полосатом габбро с Денежкина Камня *на Урале. Перо на темном слое иллюстрирует* его магнитность (кусок стоит вертикально).



Фиг. 151. Полосатое габбро с Денежкина Камня *на Урале.*

В некоторых пироксенитах и горнблендитах, изредка также в габбро, наблюдается такситовая структура в виде так называемого структурного таксита, т. е. в виде неправильного чередования в породе участков крупнозернистых и мелкозернистых.

Мономинеральные породы формации габбро, пироксениты и анортозиты иногда отличаются чрезвычайно большой крупностью зерна, являются гиганто-плазматическими.

Одной из важнейших и наиболее интересных пород из габбровой формации уральского типа следует считать д у н и т ы, материнскую породу платины.

Дуниты это темнозеленые, в выветрелой коре желтые, сравнительно мелкозернистые породы, состоящие из неправильных зерен оливина, разобщенных первичным протопневматолитическим серпентином и более или менее богатые хромистым железняком; тагильские дуниты на Урале содержат самородную платину. Там, где обнажена значительная толща дунита (Ляпинский Урал), или где эта толща пройдена буреньем (Тагил), можно убедиться в том, что глубокие части дунитового массива представляют настоящую мономинеральную оливиновую породу без змеевика: серпентинизация характеризует верхние части дунитовых массивов под влиянием летучих компонентов магмы, стремившихся в верхние части массива и производивших там изменения минералогического состава в виде протопневматолитического серпентина. Дуниты часто содержат некоторое количество энстатитового пироксена, который можно обнаружить пересчетом химического анализа, путем переплавления или путем перекристаллизации в твердом состоянии; если этого энстатитового пироксена больше 5%, иногда 10—15%, то породу следует уже называть не дунитом, а саксонитом.

Южноафриканские платиноносные дуниты отличаются от уральских тем, что их оливиновый минерал принадлежит к богатому железом оливину, так называемому хортонолиту, т. е. это особые хортонолитовые дуниты.

В анартозитах нередко наблюдается так называемая протокластическая структура, т.-е. такие переломы и даже раздробления составных частей, которые не могут быть приписаны позднейшим механическим воздействиям, а должны быть рассматриваемы как явление первичное.

В некоторых оливиновых габбро и форелленштейнах наблюдаются коррозионные каемки на оливинах там, где они соприкасаются с плагиоклазом—так называемая келифитовая структура (фиг. 82 и 83).

Шестьдесят четыре анализа русских габбро и норитов дают возможность установить следующие пределы для коэффициентов RO и α.

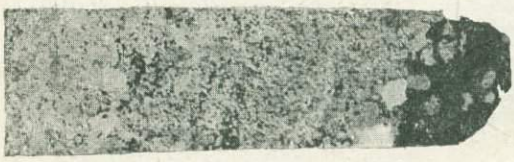
$\overline{RO} = 1{,}9 \ldots 3{,}95$; это соответствует 65,6% всех анализов; если взять более тесные пределы, например, 2—3,5, то и это обнимает 51,5%, т.-е. больше половины всех анализов.

α в 64% анализов укладывается в рамки $1{,}7 > \alpha > 1{,}3$ или в 45,3% в более узкие рамки $1{,}6 > \alpha > 1{,}35$; кроме того, есть группа ультраосновных габбро с $\alpha < 1{,}20$ (и даже чаще всего меньше 1,1); таких анализов 18,7%.

В общем можно сказать, что коэффициент кислотности представляет в габбро более постоянную величину, чем $\overline{RO}$.

Таким образом мы получаем для габбро такой символ: $\frac{1{,}9 - 3{,}95}{1{,}7 - 1{,}3}$ или для наиболее типичных представителей $\frac{2 - 3{,}5}{1{,}6 - 1{,}35}$.

В химическом отношении габбро вполне соответствуют базальтам и характеризуются недосыщенностью кремнекислотой, значительным преобладанием щелочных земель над щелочами и высоким содержанием магнезии и железа. В зависимости от относительных количеств оснований, можно различать типичное магнезиальное и известковое габбро, щелочноземельное и щелочное. В нормальных своих представителях габбро являются резкими выразителями типичных особенностей основной магмы, с одной стороны, щелочноземельной—с другой; две вышеуказанные ветви формации габбро в химическом отношении характеризуются тем, что уральская обыкновенно сопровождается ветвью ультращелочноземельной, а южнорусская, наоборот,—щелочной; минералогически и химически, но не геологически, к этим так называемым щелочным или ортоклазовым габбро примыкают те породы, иногда объединяемые под общим названием щелочных габбро, которые характеризуются более или менее существенной примесью нефелина или лейцита и были описаны под названием миссурита, шонкинита и т. п. Сюда же принадлежат быть может и некоторые тешениты [1]), т.-е. анальцимовое габбро. Следует пожалеть о том, что при производстве анализов габбро и других членов этой формации недостаточно обращали внимание на определение в них хрома, никкеля, кобальта, меди, платины, так как тесная связь с этими породами, с одной стороны, платины и платиновых металлов, с другой—хрома, никкеля и кобальта — придает таким определениям особенное значение.



Фиг. 152. Полосатая микроструктура в габбро с Денежкина Камня на Урале, переход от мезократовой фации через меланократовую к магнетитовой с немногими остатками силикатов.

[1]) Часть тешенитов принадлежит к интрузивным базанитам (см. ниже).

С точки зрения химического состава, можно установить для габбро два типа: обыкновенное габбро (тип южнорусский, норвежский, Гарца и мн. др) и ультраосновное, вместе с тем ультращелочноземельное (т.-е. алькалиптоховое) габбро (тип Урала).

Средний валовой состав габбро может быть представлен следующей магматической характеристикой:

$$2.6\,\overline{RO}\,R^2O^34.12SiO^2 \qquad R^2O:RO = 1:9 \quad \alpha = 1{,}5.$$

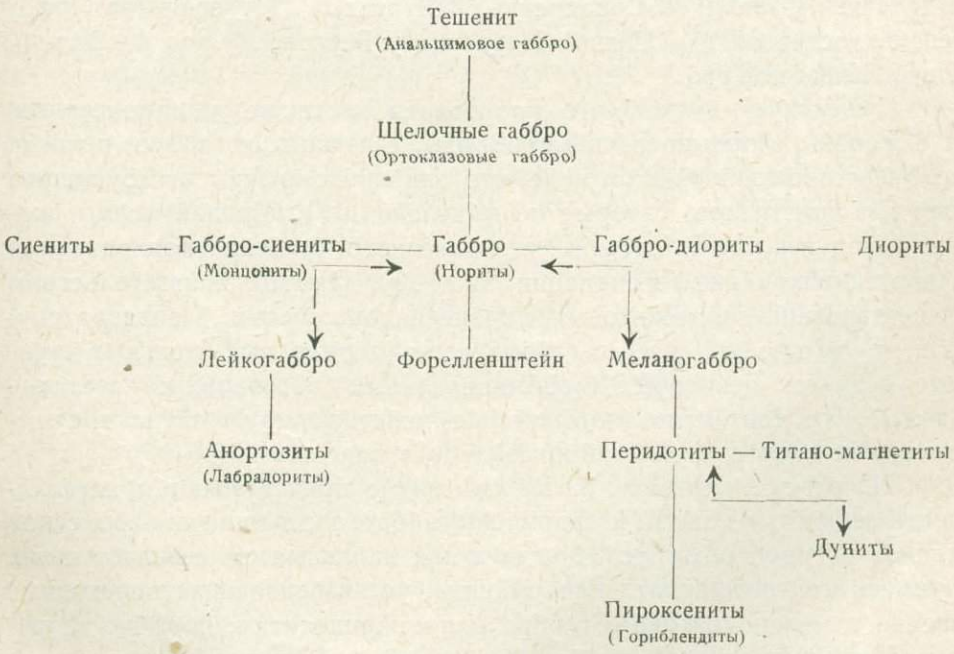
Несколько более основным является состав оливинового габбро, вычисленный Дэли из 17 анализов и дающий такую формулу:

$$2.75\,\overline{RO}\,R^2O^3\,3.94\,SiO^2, \text{ при } \alpha = 1{,}36 \text{ и } R^2O:RO = 1:11.$$

Ультраосновное габбро имеет следующий состав:

$$3.51\,\overline{RO}\,R^2O^3\,3.18\,SiO^2 \qquad \alpha = 1{,}14 \qquad R^2O:RO = 1:38.$$

Взаимоотношения габбро с соседними семействами глубинных пород могут быть иллюстрированы нижеследующей табличкой:



Все разнообразие пород из семейства габбро, с точки зрения минералогического состава, могло бы быть исчерпано соответствующими прилагательными: авгитовое габбро, гиперстеновое габбро, анортитовое габбро и т. п. Однако, некоторые из исторически укоренившихся

терминов продолжают употреблять в настоящее время. Из числа этих терминов запомним следующие:

Норит — габбро с ромбическими пироксенами; гиперит — авгито-гиперстеновое габбро; форелленштейн (троктолит)—габбро без пироксена и амфибола, т.-е. плагиоклазово-оливиновая порода из семейства габбро, эвкрит—анортитовое габбро; это название применяется и к авгито-анортитовым метеоритам; соссюритовое габбро (аллалинит)—габбро, в котором полевой шпат превращен в соссюрит (цоизит или смесь цоизита и альбита); битовнитовый или анортитовый форелленштейн иногда называют алливалитом в отличие от лабрадорового, который носит название троктолита.

Связанные с габбро-норитовой формацией полевошпатовые породы известны под общим названием анортозитов или лабрадоритов. Это полнокристаллические, часто очень крупнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза, обыкновенно лабрадора или битовнита; спорадически в них встречается пироксен или титаномагнетит. Иногда в них наблюдается протокластическая структура. Лабрадориты образуют значительные массивы в восточной Канаде (Лабрадор и дальше на запад), в Соединенных Штатах, в Норвегии (на Лофотенских островах и в Южной Норвегии у Бергена), у нас на Волыни и в б. Киевской губ.

Существует взгляд, что анортозиты, а также и пироксениты, т. е. вообще мономинеральные породы, связанные с габбро, никогда не существовали в жидком виде, что они представляют агломерацию твердых кристаллов, которые по выделении из габбровой магмы скоплялись в некоторых частях магматического бассейна под влиянием гравитационной дифференциации (Боуэн). Однако, доказательством существования анортозитовых, пироксенитовых и т. п. расплавов служат не только их связь с габбро через переходные звенья и крупные размеры некоторых мономинеральных массивов, но и такие факты, как контактметаморфические действия анортозитов и существование анортозитов и пироксенитов в виде жил.

Пироксениты и горнблендиты представляют кристаллически-зернистые породы из формации габбро, состоящие из пироксенов или из роговой обманки. Иногда в них наблюдается незначительная примесь полевого шпата или оливина, устанавливающая переходные звенья к меланократовому габбро или к перидотитам; подобно лабрадоритам и пироксениты иногда обладают очень крупнозернистым сложением. Различают пироксениты авгитовые, диаллаговые (диаллагиты или диаллагоновые породы), гиперстеновые или бронзитовые (гиперстениты и бронзититы) и некоторые другие. Существуют пироксениты, богатые титаномагнетитом—так называемые рудные пироксениты и косвиты.

Пироксениты широко распространены на Урале, например, Денежкин Камень, Тагильский округ, Косьвенский Камень, Синие Горы у Баранчи и др.

Перидотиты состоят из оливина и пироксенового минерала, иногда вместо пироксена — амфибол и изредка слюда. Оливин часто более или менее сильно серпентизирован, а иногда и пироксен, так что как из пироксенитов, так и из перидотитов получаются змеевики. Встречаются и рудные минералы, титано-магнетит; структура полнокристаллическая. В зависимости от пироксена или амфибола перидотиты получают разные названия; так авгитовый перидотит называется пикритом, диаллаговые с роговой обманкой — верлитами, перидотиты с ромбическим пироксеном — гарцбургитом или саксонитом, амфиболовые—кортландитом; если присутствует одновременно и моноклинический и ромбический пироксен, то порода называется лерцолитом и др.

Постепенными переходами габбро сливается с диоритами; по химическому составу можно выделить промежуточное звено, которое представляет тип габбро-диорита. В зависимости от относительных количеств щелочей и щелочноземельных элементов получаются две ветви. Одна из них — та, в которой щелочи сходят почти на нет — это ультраосновные и ультращелочноземельные габбровые породы, сопровождаемые и своеобразными жильными породами. Наоборот, при повышенном содержании щелочей получается некоторая примесь ортоклаза; через такие ортоклазовые габбро (в которых ортоклаз является совершенно второстепенной составной частью) получается переход к таким, в которых ортоклаз и плагиоклаз играют приблизительно одинаковую роль. Такие породы получили от Тараценки название габбро-сиенитов (и норито-сиенитов); с другой стороны, Брёгер назвал их монцонитами, так как давно известный под этим названием авгитовый сиенит с г. Монцони в Тироле оказался именно ортоклазоплагиоклазовой породой.

Постепенных минералогических и химических переходов от габбро к гранитам нет, о чем уже была речь на стр. 215 и след. Там, где найдены породы, промежуточные между гранитами и габбро, которые иногда называют габбро-гранитами, они оказались породами гибридными, т.-е. такими, которые получились от смешения гранитной магмы с габбро, путем или ассимиляции гранита габбровой магмой или путем смешения магм.

Несколько особняком стоят кварцевые габбродиабазы (или, как некоторые авторы говорят, кварцевые диабазы). Это жильные породы или пластовые жилы, заключающие от 2,5% до 10% и более кварца и микропегматита, выполняющего, в виде последнего выделения, неправильные промежутки между остальными составными частями. Если исклю-

чить те случаи, когда кварц является заведомо вторичной составной частью, остается группа своеобразных пород, отличающихся от нормальных диабазов кварцем (и микропегматитом) и отсутствием хлорита. Химический облик этих пород не согласуется с их минералогическим составом: при таком коэффициенте кислотности присутствие первичного кварца становится непонятным. Следует поэтому думать, что это породы гибридные, что габброидная магма претерпела известные изменения и, в частности, обогащение кремнекислотой вследствие ассимиляции богатых кремнекислотою пород, прорванных магмой; на самом деле, такие кварцевые габбродиабазы, по большей части, ассоциируются с кварцитами или песчаниками, иногда с глинистыми сланцами или гранитами (фиг. 146 и 147).

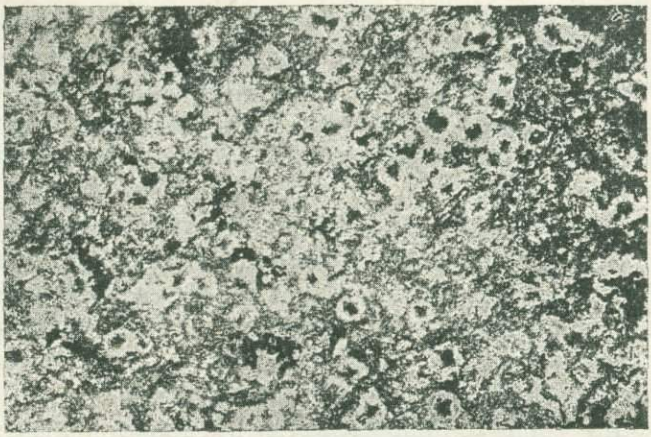
Иногда микропегматитовые (гранофировые) прожилки и втеки приписывают (Белянкин) гранитной эвтектике, выплавленной из гранита под контактным действием габбро.

Контакты и процессы видоизменения пород из формации габбро

Многие контакты габбро-норитовых пород не отличаются от обычных типов роговиковых контактов глубинных пород. Существует, однако, ряд контактов иного типа, которые отличаются, главным образом, притоком из габбро в окружающую породу натрия. Эти контакты обыкновенно описывались как контакты диабазов и были установлены в те времена, когда еще не делали должного различия между настоящими диабазами и габбродиабазами. Повидимому не подлежит сомнению, что значительное число контактов, описанных как диабазовые, на самом деле должно быть отнесено к нашим габбродиабазам или офитовым габбро. Здесь следует отметить, кроме обычных, как уже упомянуто, роговиковых пород, еще *спилозиты* (фиг. 153), *десмозиты* и *адинолы*. Под спилозитами понимают светлые пятнистые породы, по внешнему облику напоминающие пятнистые сланцы гранитных контактов, но состоящие почти целиком из альбита и хлорита. Десмозиты отличаются от спилозитов полосчатым сложением. Адинолы, это — песчаникообразные породы, состоящие из альбита и кварца и образовавшиеся частью путем непосредственной инъекции кислого продукта отщепления от диабазовой магмы. Существует еще один тип диабазовых контактов, который говорит, повидимому, о сплавлении диабазовой породы с окружающим ее сланцем; это так называемые основные контактные роговики Центрального Кавказа.

Белянкиным исследован контакт диабаза с глинистым сланцем в Красной Поляне на Кавказе. Глинистый сланец превращен в спилозит с хлорито-альбитовыми конкрециями; спилозит значительно обогащен натрием и, кроме того, отличается от глинистого сланца меньшим содержанием кремнезема, отчасти калия и воды, и более высоким содержанием глинозема. Обогащение натрием Белянкин приписывает выносу его из диабаза, вследствие пренитизации полевого шпата.

Для габбро и габбро-диабазов описаны некоторые случаи интересных контактов с изверженными породами, где явления ассимиляции и сплавления, сопровождающиеся образованием гибридных



Фиг. 153. Спилозит.

пород или, по крайней мере, обогащением габбро в контакте с аномальными для него составными частями, могут считаться установленными. Таковы контакты габбро с гранитом, описанные Харкером, таковы контакты габбро с гранитами на восточном берегу Онежского озера и др. В результате сплавления с гранитом в Шотландии образовалась гибридная порода, получившая от Харкера название марскоита. В контакте с гранитами на восточном берегу Онежского озера габбро заимствовало из гранита гранофир, т.-е. сравнительно легкоплавкую, быть может—эвтектическую, смесь полевого шпата и кварца, как это описано Белянкиным, который говорит в таких случаях об оживлении, так сказать, регенерации гранита (ср. представления Хольмквиста). Возможно, что все гранофировые пятна и прожилочки, которые наблюдаются в некоторых габбро и габбро-диабазах, представляют такого рода чуждые посторонние массы, получившиеся от частичной ассимиляции наиболее

легкоплавких составных частей прорванных габбро пород. Это предположение относится, например, к гранофировым выделениям габбро-диабазов западного побережья Онежского озера, залегающих среди кварцитов, точно также габбро-диабазов на острове Валааме (Лебедев считает их за продукты дифференциации).

Взаимодействие между породой, производящей контактметаморфизм, и той, которая его претерпевает, вероятно гораздо более глубоко и гораздо чаще выражается не только в экзоморфизме, но и в эндоморфизме. При этом играет роль не только ассимиляция путем сплавления, но также и стремление к выравниванию состава по обе стороны контактной плоскости путем пневматолитического переноса и обмена (Гольдшмит), а также путем диффузии; в этом отношении интересны наблюдения Белянкина над диффузией в динасовых кирпичах. Такой обмен имел в виду и Джонсон-Левис в своей осмотической теории дифференциации и Никитин при объяснении образования магнетита горы Высокой взаимодействием сиенитовой магмы и известняка; в последнее время о диффузии в процессах контактметаморфизма говорит и Адамс.

Габбро-диабазы дают иногда пример поучительной эндоконтактной зоны, в которой офитовый более или менее крупнозернистый габбро-диабаз, по мере приближения к контакту, становится более мелкозернистым, переходит в порфирит с микролитовым полевым шпатом и вкрапленниками полевого шпата, а в самом контакте делается совершенно афанитовым и даже отчасти стекловатым. Такие эндоконтактные зоны хорошо развиты в габбро-диабазах западного берега Онежского озера, а также в одном случае на Урале, описанном Чернышевым, и на Кавказе (Белянкин).

Видоизменения, которые претерпевают габбро в процессе метаморфизма, чрезвычайно характерны и поучительны. Здесь, прежде всего, следует отметить чрезвычайно широко распространенное превращение пироксеновой, а иногда и оливиновой, составной части в амфибол. Эти случаи обыкновенно описывались под названьем уралитизации, но правильнее их называть амфиболизацией, имея в виду, что процесс не всегда выражается в той специфической форме, которая в свое время получила от Розе название уралита. При этом получаются или волокнистые, или компактные амфиболы. Так как этот процесс амфиболизации совершается в зоне глубинного метаморфизма, то естественно, что амфиболизированные габбро часто обнаруживают признаки динамометаморфизма в виде тех или иных проявлений катакластических явлений. Это и подало повод считать и самый процесс амфиболизации за явление молекулярной перегруппировки под влиянием внешних механических воздействий. Однако, прини-

мая во внимание, что процесс амфиболизации должен сопровождаться выделением некоторого количества извести, так как амфиболы обыкновенно богаче магнезией, чем пироксены, из которых они образуются, и что эта известь часто остается внутри амфиболизированной породы в виде кальцита, цоизита и т. п., следует признать, что здесь совершается глубокий гидрохимический процесс, лишь сопровождаемый и, быть может, отчасти поддерживаемый явлениями катакластическими. То обстоятельство, что параллельно с амфиболизацией идет часто превращение плагиоклаза в радиальнолучистые аггрегаты цоизита (образование так называемого соссюрита) или скаполит, объясняет, почему иногда глубоко метаморфизированные габбро, в которых пироксен превращен в амфибол, а плагиоклаз в соссюрит или скаполит, не обнаруживают в своем общем валовом химическом составе сколько-нибудь значительных изменений. Поэтому среди процессов метаморфизации габбро следует отметить также соссюритизацию и скаполитизацию. Сюда относятся породы, описанные под названьем уралитовых габбро, соссюритовых габбро, скаполитовых диоритов.

Амфиболизация габброноритовых пород, как уже указано, часто совершается без заметного изменения валового химического состава; хорошую иллюстрацию этого представляет следующий пример, описанный Тилем.

	Офитовое габбро (из Scourie) в % %	Происшедший из него полевошпатовый амфиболит в % %
SiO^2	47,45	49,78
TiO^2	1,47	2,22
Al^2O^3	14,83	13,13
Fe^2O^3	2,47	4,35
FeO	14,71	11,71
MgO	5,00	5,40
CaO	8,87	8,92
Na^2O	2,97	2,39
K^2O	0,99	1,05
CO^2	0,36	0,10
H^2O	1,00	1,14
	100,12	100,19

В более высокой зоне метаморфизации наблюдается не амфиболизация, а серпентинизация. Процесс озмеикования в широких размерах наблюдается среди меланократовых представителей габбро и, в особенности, среди пироксенитов и перидотитов. Серпентиниза-

ция часто сопровождается накоплением железных руд, гидросиликатов никкеля, чисто механическим обогащением, в процессе метатетической переработки, хромистым железняком.

Превращение полевого шпата в цоизит ведет к образованию так называемого соссюрита; процесс соссюритизации довольно широко распространен в породах из семейства габбро. Хлоритизация, эпидотизация, талькизация также нередко являются процессами метаморфизации пород из семейства габбро, ведущими к образованию тальково-хлоритовых сланцев, эпидозитов, горшечного камня и т. п.

В наиболее глубинной зоне метаморфизации габбро-норитовые породы заменяются полевошпатовыми амфиболитами и эклогитами (см. главу о метаморфизме).

С породами габбро-пироксенито-перидотитовой магмы связаны интересные и практически важные месторождения полезных ископаемых, как магматические, так и апомагматические. К магматическим относятся месторождения: титано-магнетита, сульфидных руд меди, сопровождаемых также никкелем, хромистого железняка, платины. Эпигенетическими являются гидросиликатные руды никкеля и месторождения хромита. Наконец, следует отметить, что с породами из семейства габбро связаны апатитовые жилы, например, в Норвегии, играющие по отношению к габбро ту же роль, как пегматитовые жилы по отношению к гранитам, сиенитам, нефелиновым сиенитам.

Иногда габбро-диабазовые породы подвергаются и процессу каолинизации, а в тропическом климате — латеритизации.

Химический состав пород габборовой формации может быть иллюстрирован следующими анализами. (См. табл. на стр. 337).

Диориты и диоритовые порфириты

Хотя диоритовые породы часто геологически связаны через посредство кварцевых диоритов с кислой магмой, их все же можно рассматривать, как производные основной магмы.

Диориты принадлежат к тем породам, распространение которых оказывается все менее и менее значительным по мере того, как мы ближе подходим к их изучению, точнее — определяем границы этого типа и отграничиваем его от других, по некоторым признакам близких к ним пород. Впрочем, это замечание относится к диоритам в тесном смысле слова; что же касается диоритовых порфиритов, то, по мере расширения области петрографического исследования и углубления в детали, разнообразие этих пород возрастает.

Причина постепенного сужения понятия „диорит" кроется в том, что первоначально под этим названием, в период чисто минералогических классификаций горных пород, понимали всякую кристалли-

Химический состав пород габбровой формации

	1 Средний состав габбро	2 Ультраосновное габбро	3 Пироксенит	4 Перидотит	5 Дунит	6 Анортозит	7 Лабрадорит	8 Соссюритовое габбро	9 Габбро-сиенит
SiO^2	48,24	43,75	56,60	44,99	38,72	54,45	51,06	48,11	52,20
TiO^2	0,97	—	—	0,97	—	—	—	—	2,55
Al^2O^3	17,88	18,02	0,03	5,91	2,55	28,05	22,50	16,98	14,67
Fe^2O^3	3,16	7,50	0,63	3,42	4,50	0,45	4,47	—	1,83
FeO	5,95	5,31	—	8,30	3,76	—	5,07	7,82	11,51
MnO	0,13	—	—	сл.	—	—	0,49	1,88	—
MgO	7,51	10,68	21,19	21,02	41,36	—	1,34	5,67	3,48
CaO	10,99	12,40	17,93	9,79	—	9,68	8,48	17,75	6,69
Na^2O	2,55	1,46	—	0,91	0,57	6,25	4,45	1,82	3,04
K^2O	0,89	0,51	—	0,74	сл.	1,06	1,34	—	2,49
P^2O^5	0,28	—	—	0,05	—	—	—	—	—
H^2O	1,45	1,21	4,65	3,89	7,70	0,55	1,34	—	—
(Пот. при прок.)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,00	100,84	—	101,05	99,16	100,49	100,48	100,03	—

1. Среднее из 41 анализа, по Дэли.
2. Денежкин Камень, Желтая сопка.
3. Гора Биг-Тау, Енис. окр. Сибирь (Ячевский).
4. Верлит, Кристаль Фольс Мичиган.
5. Денежкин Камень на Урале.
6. Rawdon, Морин в Канаде.
7. Городище, Киевский район (Тарасенко).
8. Иттерё в Норвегии.
9. Барашки, Киевский район.

чески зернистую породу, состоящую из плагиоклаза и роговой обманки. Такое определение оказалось в некоторых отношениях слишком широким, в других, наоборот, — слишком узким. Это определение охватывает породы, с генетической точки зрения совершенно разнородные, и в настоящее время, после соответствующих указаний Брёггера, Озанна, Дюпарка и моих, можно следующим образом расчленить и классифицировать кристаллическизернистые плагиоклазо-амфиболовые породы:

1. Диориты (ортодиориты) — изверженная глубинная роговообманково-плагиоклазовая порода с кислым плагиоклазом (андезин до олигоклаза).

2. Амфиболовые габбро — изверженные глубинные породы с основным плагиоклазом (лабрадор до анортита).

3. Габбро-диориты — породы переходные между первыми двумя.

4. *Парадиориты и роговообманковые парагаббро (полевошпатовые амфиболиты)* — зернистые амфиболо-плагиоклазовые породы, принадлежащие к формации кристаллических сланцев (роговообманковые гнейсы, амфиболиты) и образовавшиеся путем перекристаллизации в твердом состоянии.

5. Метадиориты (дейтеродиориты)—вторичные породы, образовавшиеся из габбро и габбро-диабазов путем амфиболизации их пироксена.

6. Псевдодиориты — вторичные зернистые амфиболо-плагиоклазовые породы: а) инъицированные — образовавшиеся путем инъекции гранитной магмы в амфиболиты, и в) гидатогенные — образовавшиеся гидатогенным путем из осадочных пород.

Из приведенного обзора ясно вытекает и вторая поправка, внесенная в понятие „диорит“: эта порода характеризуется не просто плагиоклазом вообще, а более или менее кислым плагиоклазом из ряда андезина; это, иначе сказать, андезиниты Федорова, между тем как такая же порода с более основным плагиоклазом (примыкающим к ряду лабрадора и битовнита) должна быть отнесена к габбро, если мы в классификации и номенклатуре горных пород желаем видеть отражение не только их минералогического и химического состава, но и генетических взаимоотношений.

Наконец, упомянутое выше расширение понятия „диорит“ заключается в том, что цветной составной частью в диорите может быть не только амфибол, но и пироксен, как ромбический, так и *моноклинический, а также биотит.*

Мы остановились с некоторой подробностью на постепенной эволюции понятия „диорит“, так как на этом примере очень ясно выступает все значение углубления не только в минералогический состав, но и в другие соотношения изверженных пород, для правильного их разграничения, и резко бросается в глаза вся недостаточность суммарного минералогического определения горной породы.

В диоритовой группе можно различать три ветви и как бы три различных типа. Одна ветвь, через промежуточный тип габбродиоритов, примыкает к формации габбро; другая, через довольно ши-

роко распространенный тип сиенито-диоритов, — к сиенитам; третья связана с кварцевыми диоритами и, следовательно, с кислой магмой, но это случай редкий, и кварцевые диориты, как общее правило, примыкают к гранитовой, а не к диоритовой магме.

В старых минералогических классификациях диориты стояли близко к диабазам; разницу между ними видели лишь в цветной составной части: роговая обманка — в диорите, авгит — в диабазе. Однако, различия между ними гораздо более существенны и выражаются в минералогическом составе, в химическом составе и в генетических соотношениях.

Меланократовые жильные слюдяно-диоритовые породы носят название керсантита; амфиболовые описаны под названием спессартитов, одинитов и др., которые все вместе взятые объединяются под названием диоритовых порфиритов.

В химическом отношении особенности диоритов сказываются во всех трех параметрах, из которых слагается символ породы: сумма RO в габбро и диабазах выше 2, ближе к 2,5 и даже к 3, а в диоритах она ниже 2 и стремится к 1,5; щелочей в диоритах раза в 4 или 5 меньше, чем щелочных земель, а в габбро и диабазах щелочи часто составляют лишь около $^1/_{10}$ или еще меньше; коэффициент кислотности в габбро и диабазах, в среднем, около 1,5—1,6, а в диоритах — около 1,8.

В минералогическом составе центр тяжести различия лежит не в цветной составной части, ибо и тут и там безразлично, будет ли амфибол или пироксен, и не в относительных количествах полевошпатовой и цветной составных частей, а именно — в характере полевого шпата. Для габбро и диабазов типичен лабрадор и притом основной лабрадор, в некоторых случаях даже битовнит или анортит, а для диоритов — андезин, иногда олигоклаз-андезин или даже олигоклаз. Наконец, в генетическом отношении следует отметить, что диорит — настоящая глубинная порода, между тем как нормальный диабаз является эффузивной формой и притом подводной фацией габбровой магмы, с которой нередко связана система тонких пластовых субинтрузий в отложениях морского дна, т. е. в самых наружных частях литосферы.

Это та точка зрения на генетические взаимоотношения габбро, диабазов и диоритов, которую я развивал уже более 40 лет тому назад. Название диабаз следует сохранить только за вышеуказанной фацией; настоящие интрузии лабрадоро-авгитового состава следует, как уже указано, называть габбро или, во всяком случае, габбро-диабазами, чтобы оттенить их офитовую структуру, но не диабазами. Поскольку же полевой шпат не лабрадор, а андезин, мы имеем перед собою не диабазы, а авгитовые диориты. С этой точки зрения

необходимо пересмотреть и группу так называемых кварцевых диабазов. В одних случаях под этим подразумеваются настоящие кварцевые диориты, в других — это породы, случайно обогащенные кремнекислотой вследствие ассимиляции прорванных кварцевых пород.

Диоритовые порфириты отличаются довольно значительным разнообразием; некоторые из них были описаны под особыми названиями.

Диоритовые порфириты встречаются в виде небольших массивов или жил и представляют в деталях структуры и состава довольно значительное разнообразие.

Диориты встречаются в самых разнообразных местностях, но никогда не образуют значительных массивов. Кроме отдельных самостоятельных небольших массивов, они встречаются также в виде жил или в форме краевой фации гранитов, сиенитов, а также и в связи с габбровыми породами. Распространение настоящих диоритов, вероятно, окажется еще менее значительным, если принять во внимание, что многие породы, описанные, как диориты, на самом деле должны быть отнесены к габбро или к диабазам: таковы, например, диориты Карелии, описанные в свое время Иностранцевым и интересные по разнообразным процессам видоизменения, которые ведут постепенно к превращению их в хлоритовые, тальковые, эпидотовые и т. п. породы.

В СССР диориты распространены в разных частях Урала, в южнорусской кристаллической полосе, на Кавказе и в разных областях Азиатской СССР.

Химический облик диоритов и их взаимоотношения к соседним породам могут быть иллюстрированы следующим образом:

Магматическая характеристика диоритов:

$1.5RO\ R^2O^34\ SiO^2 \qquad a = 1.77 \qquad R^2O : RO = 1:4.3$

Взаимоотношения диоритов с соседними семействами:

Габбро
|
Габбро-диорит
|
Диорит — Кварцевый диорит — Адамеллит — Гранит
|
Сиенито-диорит
|
Сиенит

Химический состав диоритов и диоритовых порфиритов

	1	2	3
SiO^2	55,46	52,05	56,41
TiO^2	0,94	—	0,68
Al^2O^3	16,92	17,96	17,62
Fe^2O^3	2,73	4,09	1,24
FeO	4,80	6,33	3,55
MnO	0,13	0,43	0,08
MgO	4,44	5,03	3,97
CaO	7,33	8,64	8,66
Na^2O	3,63	2,99	3,25
K^2O	2,41	1,61	2,61
H^2O	0,89	0,97	0,90
P^2O^5	0,32	0,31	0,49
	100,00	100,41	99,70

1. Среднее из 14 анализов, по Озанну.
2. Авгитовый диорит, Stony Mt., Колорадо.
3. Роговообманко-слюдяной диорит Red. Mt., Монтана.

Эссекситы

Под названием эссекситы объединяют габброидные породы, более богатые щелочами, чем обыкновенные габбро, и потому содержащие некоторое количество ортоклаза, а иногда также нефелина или минерала содалитовой группы. Относящиеся сюда породы нередко описывались как габбро или долериты, и, вероятно, некоторые их представители и теперь еще скрываются под названием щелочных габбро, ортоклазовых габбро и т. п. Геологически эссекситы обыкновенно связаны с щелочными породами, т. е. с формацией нефелиновых сиенитов. Однако, щелочными породами их, конечно, считать нельзя: это, скорее, недосыщенные кремнекислотой монцонитовые породы. Эффузивными аналогами эссекситов можно считать мелафиры и отчасти тефритобазальты, а также так называемые эссексит-диабазы и тералит-диабазы, т. е. породы, которые тесно примыкают к основной магме. Генетические соотношения этих пород поэтому еще не вполне ясны: с одной стороны, их можно было бы считать за дериваты кислой магмы, поскольку они геологически связаны с формацией нефелиновых сиенитов; с другой стороны, их эффузивные эквиваленты определенно примыкают к базальтам, т. е. должны быть рассматриваемы, как дериваты основной магмы. Лабрадор или иногда

андезин, играющие в их составе существенную роль, указывают на принадлежность к типу габбро; титанистый авгит (иногда даже эгирин-авгит) и баркевиктовая роговая обманка указывают на близость к тешенитам и тералитам.

Эссекситы широко распространены в Канаде, в области щелочных пород, в окрестностях Христиании, на Мадагаскаре, в Гренландии, встречаются и во многих других областях.

Первоначально под этим названием была описана жильная порода из окрестностей Бостона.

Эссекситы окрашены в серый цвет, иногда пятнисты.

Химический облик эссекситов выражается следующим образом:

$$2.1\ RO\ R^2O^3 4\ SiO^2\ \alpha = 1{,}58\ R^2O : RO = 1 : 3{,}4$$

или

$$1.95\ RO\ R^2O^3 4\ SiO^2\ \alpha = 1{,}61\ R^2O : RO = 1 : 3$$

Химический состав эссекситов

	1	2	3	
SiO^2	48,64	48.98	49,70	1. Средний состав по Дэли (из 20 анализ.)
TiO^2	1,86	1,99	1,33	2. Средний состав, по Озанну (из 13 анализ.)
Al^2O^3	17,96	17,35	18,45	3. „Ковит" из Magnet Cove, Арканзас.
Fe^2O^3	4,31	3,83	3,39	
FeO	5,58	6,30	4,32	
MnO	0,19	0,20	сл.	
MgO	4,00	3,52	2,32	
CaO	8,89	7,54	7,91	
Na^2O	4,30	5,54	5,33	
K^2O	2,28	2,73	4,95	
H^2O	0,34	1,24	1,34	
P^2O^5	0,65	0,78	0,40	

Интрузивные ультраосновные породы

(Глубинные фельдшпатидовые бесполевошпатовые породы)

Лишь постепенно становятся известными интрузивные ультраосновные породы, глубинные аналоги базанитовых пород, в которых бесцветной составной частью являются представители фельдшпатидов, нефелин, лейцит, содалитовые минералы, мелилит, без примеси поле-

вых шпатов или лишь с совершенно второстепенным их содержанием. Некоторые представители этих пород и до сих пор известны лишь в виде зернистых вулканических выбросов или эндогенных включений в соответствующих лавах, а не в виде самостоятельных интрузивных тел.

Химический состав интрузивных базанитов

	1	2	3	4	5	6	7
SiO^2 . . .	45,43	47,29	43,70	40,64	43,60	31,41	36,56
TiO^2	—	—	0,89	2,24	2,44	3,88	1,16
Al^2O^3 . . .	28,77	15,46	19,77	10,58	13,60	10,33	11,86
Fe^2O^3 . . .	3,10	12,00	3,35	4,18	3,95	7,91	6,07
FeO	0,40	2,35	3,47	4,18	6,95	6,10	4,24
MnO . . .	—	сл.	сл.	0,28	—	0,27	0,28
MgO . . .	0,22	1,32	3,94	6,47	10,20	6,93	6,10
CaO	1,86	1,61	10,30	19,91	12,10	18,90	19,11
Na^2O . . .	16,16	14,74	9,78	4,75	3,74	4,38	2,59
K^2O	3,38	1,23	2,87	1,86	0,69	3,85	4,20
H^2O	—	1,85	0,89	0,47	2,75	1,11	4,73
P^2O^5 . . .	—	—	1,34	1,91	0,43	4,14	—
CO^2	—		—	—	—	—	8,76
Cl	—	—	—	—	—	—	0,11
	99,32	97.85	100,30	99,90	100,45	99,80	99,77

1. Уртит. Луявр-Урт. Кольск. пол.
2. Тавит. Оттуда же.
3. Йолит. Иивара, Финляндия.
4. Мельтейгит. Окрестн. Фена, Ю. Норвегия.
5. Бекинкинит. Бекинкина, Мадагаскар.
6. Турьит. Турий Нос, Кольский полуостров.
7. Турьяит. Оттуда же.

Наиболее известным и ранее других установленным типом является ийолит, а также жильный уртит. Ийолит из Финляндии состоит из 50% нефелина, 30% эгиринавгита и содержит, кроме того. апатит, титанит, титанистый гранат-иварит. Только что описанный из Норвегии мельтейгит представляет меланократовую фацию ийолита. Уртит с Кольского полуострова, наоборот, является лейкократовым типом; он состоит из 82 — 85% нефелина, 12 — 16% эгирина и ок. 2% апатита. Монмутит надо рассматривать, как роговообманковый уртит, а тавит отличается содержанием содалита. Меланократовые породы этого же ряда, но с баркевикитовой роговой обманкой, называют бекинкинитами, а с титанистым авгитом — фазинитами. Риденит это — нозеано-биотито-пироксеновые выбросы Лаахерского озера, а турьяиты — своеобразные породы, состоящие из мелилита, нефелина, лепидомелана и второстепенных составных частей.

Описанный Белянкиным и Куплетским турьит с Турьего мыса на сев. берегу Кандалакской губы (откуда происходит и турьяит Рамзая), состоит из 20% анальцима, 20% кальцита, 20% известково-железистого граната, ок. 39% слюды и $1^1/_2$% апатита.

Фергуситы это — аналогичные ийолитам лейцитовые, вернее псевдолейцитовые, породы.

Не останавливаясь подробнее на всех этих породах, достаточно лишь отметить, что они представляют глубинные аналоги базанитовой магмы в широком смысле слова, а геологически обыкновенно связаны с формацией нефелиновых сиенитов, почему их и следовало бы считать за производные от кислой магмы.

Химический облик некоторых из этих пород может быть иллюстрирован следующим образом (см. табл. на стр. 343).

Эффузивная фация основной магмы

Эффузивные представители основной магмы группируются около трех семейств: базальтов и диабазов, андезитов и базанитов. Благодаря некоторому разнообразию в пределах каждой из этих групп, а также благодаря существованию некоторых переходных звеньев, получается, однако, в общем, довольно большое число разных пород, некоторые из которых, как, например, мелафиры, заслуживают выделения в особую группу.

Базальты и диабазы характеризуются плагиоклазами из ряда лабрадора, андезиты — плагиоклазами из ряда андезина, а базаниты — фельдшпатидами. В то время как базальты, диабазы и андезиты являются представителями настоящей основной магмы, базаниты относятся уже к типу магмы ультраосновной.

Базальты

Большая и разнообразная группа базальтовых лав занимает особенно видное место в петрографии. С одной стороны, эти лавы, особенно если считать, что в широком смысле слова базальт объединяет также диабазы и мелафиры, играют в количественном отношении самую крупную роль в составе земной коры: на долю гранитов и базальтов в широком смысле слова приходится наиболее значительная доля участия в составе земной коры. С другой стороны, базальты имеют право на особое внимание и по той роли, которую они сыграли в истории петрографии. В домикроскопическую эпоху базальты дали яркий пример того значения, какое имеет и должен иметь химический состав в определении истинного характера изверженной породы и ее положения в систематике: как известно, Кордье,

на основании химического состава, отожествил базальт с долеритом, минералогический состав которого уже был известен. В первое же десятилетие микроскопической эры классическая монография Циркеля о базальтах показала все значение микроскопического анализа, так как дала возможность расчленить комплексную группу базальтов на полевошпатовые базальты — это, в нашем толковании, базальты в тесном смысле слова; затем нефелиновые и лейцитовые базальты — это в нашей системе базаниты.

В структурном отношении под названием базальт в тесном смысле слова понимали афанитовые и порфировые разновидности базальтовых лав, противопоставляя им под названием долеритов крупнозернистые модификации, в которых уже простым глазом или в лупу различимы отдельные составные части, и сохраняя название анамезита для промежуточных среднезернистых модификаций. Как структурные обозначения эти названия употребляются часто и теперь; вместе с тем термин базальт часто служит сборным названием для всей совокупности базальтовых лав как долеритового, так и анамезитового или истинно базальтового типа.

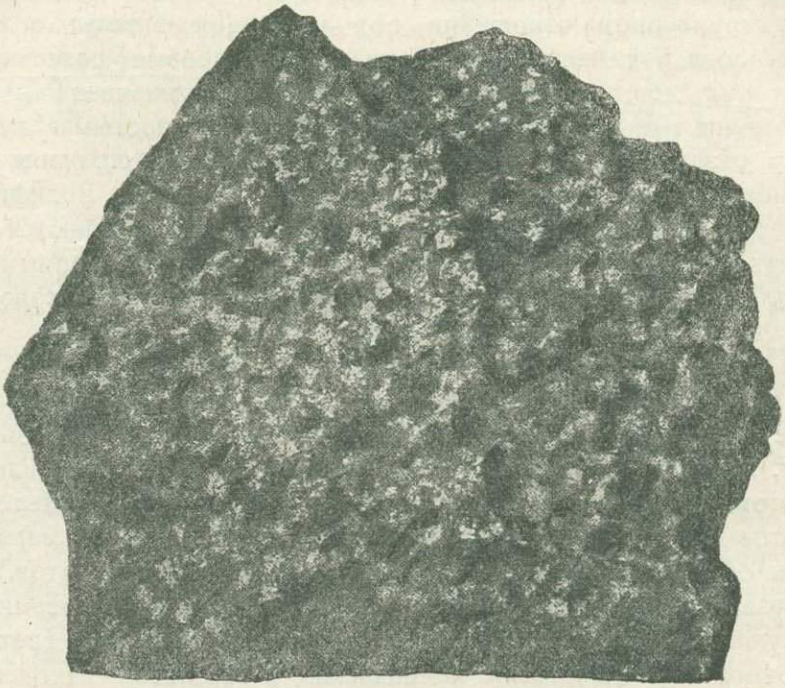
В химическом отношении настоящие базальты являются типичными представителями основной магмы, представляя, в настоящем смысле слова, эффузивные аналоги габбро и норитов; с этой точки зрения, нефелиновые и лейцитовые базальты, вместе с мелилитовым базальтом, авгититом и лимбургитом, должны быть отделены от базальтов как типичные выразители типа ультраосновной магмы; эти породы объединяются здесь под общим названием базанитов.

Базальты являются наиболее распространенными лавами ныне действующих вулканов; массовые трещинные излияния третичного и мелового периодов также принадлежат к базальтам; наконец, если считать за палео-базальты, как это представляется на самом деле правильным, диабазы, мелафиры, пироксеновые порфириты, то придется констатировать, что базальтовые лавы играют доминирующую роль также среди вулканических продуктов как палеозоя, так и докембрия.

Итак, базальты — это эффузивные эквиваленты габбро-норитовой группы глубинных пород. Однако не все разнообразие габбро-норитовой формации находит себе отражение в базальтовой серии; в частности, здесь отсутствуют представители мономинеральных пород, которые, вообще, не встречаются среди пород эффузивных.

В старой терминологии для базальтов встречается еще другое название, а именно шведский термин траппы, указывающий на ступенчатый вид многих покровов, обусловленный пластовой отдель-

ностью. В состав траппов включали все афанитовые черные или вообще темные породы, т. е., следовательно, кроме базальтов, также базаниты, афанитовые диабазы и др., противопоставляя им под названием зеленокаменных пород, или грюнштейнов, породы среднезернистые или даже сравнительно крупнозернистые и окрашенные хлоритовыми минералами в зеленый или зеленовато-серый цвет, каковы обыкновенные диабазы, авгитовые порфириты, многие



Фиг. 154. Веснущатость базальта вследствие выветривания.

диориты. Иногда в состав траппов включают и долеритовые или полнокристаллические диабазовые породы темного или серого цвета, как, например, многие авгито-плагиоклазовые породы Сибири.

Базальты залегают в виде потоков, мощных покровов, куполов, иногда и жил. Потоки часто сохранили типичную наружную шлаковую зону, которая иногда может быть обнаружена и в покровах, состоящих из нескольких залегающих друг над другом наслоений последовательных извержений как на верхних, так и на нижних поверхностях отдельных лавовых слоев. Иногда эти пласты покровов разделены туфовыми прослоями. Наружная зона иногда является и совершенно стекловатой. Базальтовые стекла играют количественно гораздо менее видную роль, чем стекла кислых лав; но в подводных извержениях

они иногда пользуются значительным развитием в виде так называемых палагонитов и палагонитовых туфов.

Базальты представляют по внешнему виду черные плотные лавовые образования; долериты имеют более светлую серую окраску. Некоторые базальты обнаруживают вследствие чередования участков различной окраски своеобразное зернистое сложение; это—так называемые кокколитовые базальты. При выветривании также иногда появляется особая зернистая пятнистость, веснущатость — белые или светлые пятна; это так называемый солнечный загар (Sonnenbrenner, фиг. 154). Согласно опытам Голлера (Holler) мы имеем здесь дело с цеолитизацией стекла.

У базальтов часто прекрасно образована столбчатая отдельность, получившая поэтому даже название базальтовой (фиг. 155, 156, а также 13, 17, 18). Кроме того, известна и плитняковая отдельность.

По химическому составу базальты соответствуют габбро, но часто являются несколько более богатыми кремнекислотой, что, вообще, характерно для эффузивных пород по сравнению с их интрузивными эквивалентами. В зависимости от уклонения по содержанию кремнекислоты и отчасти щелочей от нормального типа, получаются переходные звенья, связывающие базальты, с одной стороны, с андезитами, с другой — с базанитами и тефритами, а через трахидолерит— также с трахитами. Средний тип базальта может быть представлен следующими характеристиками:

	Магматическая формула	Коэффициент кислотности	$R^2O : RO$
Первоначальный средний тип .	$2.6\ \overline{RO}\ R^2O^3\ 4.6SiO^2$	1,63	1 : 7,8
Среднее из 161 анализа по Дэли	$2.49\overline{RO}\ R^2O^3\ 4.30SiO^2$	1,56	1 : 6
Среднее из 198 анализов (включая 19 диабазов и 11 мелафиров) по Дэли . . .	$2.4\ \overline{RO}\ R^2O^3\ 4.36\ SiO^2$	1,61	1 : 5,8

Таким образом, общий символ базальтов — $\frac{2,5}{1,6}$.

По новейшим вычислениям содержание кремнекислоты в типичных базальтах колеблется в пределах от 47% до 52%, а со включением и боковых групп, переходных к базанитам и к андезитам,— от 44,5% до 54,4%. Среднее содержание (из 351 анализа) 49,5%. Коэффициент кислотности α в среднем равен 1,65, т.-е. базальты немного кислее их интрузивных аналогов—габбро. Количество однооки-

сей RO, если количество R^2O^3 принять за единицу, в центральной группе базальтов колеблется в пределах от 2,21 до 2,8 с довольно значительной группой, в которой RO от 1,61 до 2, и с небольшой группой с RO от 3,61 до 3,7. В среднем RO равно 2,4 или 2,49.

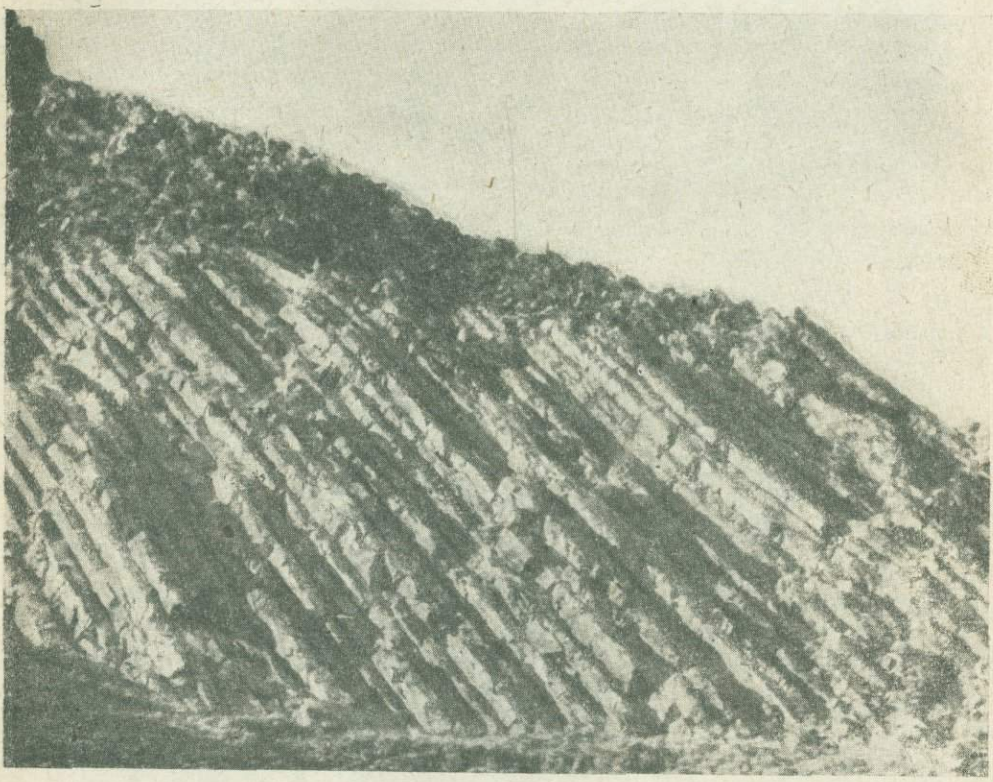
Химической характеристикой базальтовой магмы следует считать недосыщенность кремнекислотой, делающую их типичными представителями основной магмы, значительное преобладание щелочных земель над щелочами и, в связи с этим, значительное содержание магнезии и закиси железа. Несмотря на существование промежуточных типов, которые могут быть выделены под названием андезитобазальтов, базальты довольно хорошо и резко отграничиваются от близких к ним андезитов. Прежде это разграничение проводилось исключительно по минералогическому составу и именно на основании содержания оливина: основные лавы без оливина относили к андезитам, содержащие оливин — к базальтам. Такое разграничение в настоящее время не может быть удержано: существуют типичные базальты без оливина, а спорадически оливин входит в состав некоторых андезитов. Различие заключается в том, что в типичных базальтах полевошпатовые микролиты основной массы группируются около типа лабрадора, а в типичных андезитах—около андезина; вкрапленники могут быть в обоих рядах лав более или менее близкие или одинаковые. Кроме того, различие сказывается и в химическом их облике.

Минералогический состав базальтов тождествен с габбро-норитовым: основной плагиоклаз (обыкновенно лабрадор), авгит (иногда бронзит, или гиперстен, или базальтическая роговая обманка), магнетит и обыкновенно оливин, либо только в виде вкрапленников, либо в двух поколениях. Вместе с магнетитом или взамен его встречается также ильменит; всегда имеется также апатит. Второстепенными составными частями, которые определяют переходные звенья к базанитам, трахитам или тефритам, являются ортоклаз, нефелин и лейцит. В некоторых базальтах спорадически встречается санидин, который в трахидолеритах достигает значения существенной составной части. По цветной составной части базальты распадаются на два главных типа: авгитовые и роговообманковые базальты: в этих последних, которые, вообще говоря, встречаются реже, наблюдается известное взаимоотношение между роговой обманкой и оливином, заключающееся в том, что роговая обманка жильного базальта в эффузивном заменяется оливином. Особое положение среди составных частей базальта занимают самородное железо и графит, характеризующие базальты Овифака на о. Диско около Гренландии, и кварц, подавший повод выделить особую группу кварцевых базальтов.



Фиг. 155. Базальты о. Гукера (Рубини-Рок), земля Франца Иосифа. Фот. Р. Л. Самойловича.

Вопрос о возможности выделения первичного кварца из базальтовой магмы был освещен с разных сторон. И хотя еще существуют сторонники того взгляда, что такое выделение возможно, повидимому, не подлежит сомнению, что обыкновенно этот кварц является результатом ассимиляции кварцевых пород, т.-е. остатком от резорбированных ксенолитов, кварцитов, песчаников или гранитов.



Фиг. 156. Столбчатая отдельность в базальтах о. Гукера (Рубини-Рок), земля Франца Иосифа. Фот. Р. Л. Самойловича.

В структурном отношении базальты представляют большое разнообразие от полнокристаллических и даже сравнительно крупнозернистых долеритов до витробазальтов и стекловатых гиаломеланов включительно. Обыкновенно считают, что базальтовая магма является более легкоплавкой, чем кислая магма. Новые опыты Шеперда и Грейга (Shepherd und Greig) показали однако, что сухой гранит плавится легче сухого базальта; значительная флюидность глубинной гранитной магмы, богатой летучими компонентами, как известно, доказывается явлениями инвекционного метаморфизма. Но основная магма отличается сравнительно незначительной вязкостью и

сравнительно хорошей кристаллизационной способностью. Поэтому в более или менее мощных потоках и покровах получается полнокристаллическое сложение или того типа, которое, как указано в главе о структурах, носит название долеритовой или офитовой структуры, или в виде полнокристаллически-порфировой структуры. Наиболее распространенным типом базальта являются, однако, порфировые породы с интерсертальной основной массой. Вкрапленники принадлежат оливину, иногда плагиоклазу и авгиту; в основной массе—плагиоклазовые микролиты, зерна авгита и магнетита; сравнительно редким является тип стекловатых гиалобазальтов (витробазальтов); базальтовые стекла известны под названием тахилитов



Фиг. 157. Базальтовая дайка О. Гукер, земля Франца Иосифа (Рубин-Рок). Направо виден о. Скетт Кельти с абрадированными базальтами. Фот. Р.Л. Самойловича.

и гиаломеланов и встречаются значительно реже кислых стекол, вследствие сравнительно легкой и хорошей кристаллизации базальтовой магмы. Тем не менее известны и чистостекловатые жилы основной магмы, например, вихтизит и сордавалит в гнейсах Финляндии; одна из таких жил изображена на фиг. 158.

Базальты заключают иногда, кроме отдельных порфировидных вкрапленников оливина, зернистые аггрегаты зеленого оливина в виде интрателлурических выделений. Иногда базальт настолько богат этими выделениями, что приобретает как бы брекчиевидный облик, и получается впечатление, точно базальт прорвал оливиновую зернистую массу, разбил ее на куски и увлек эти обломки в виде ксенолитов. Таков, например, базальт горы Хаген около Дрансфельда недалеко от Гёттингена. Базальты заключают также и настоящие довольно разнообразные ксенолиты, изученные в свое время Циркелем.

Химический состав базальтов

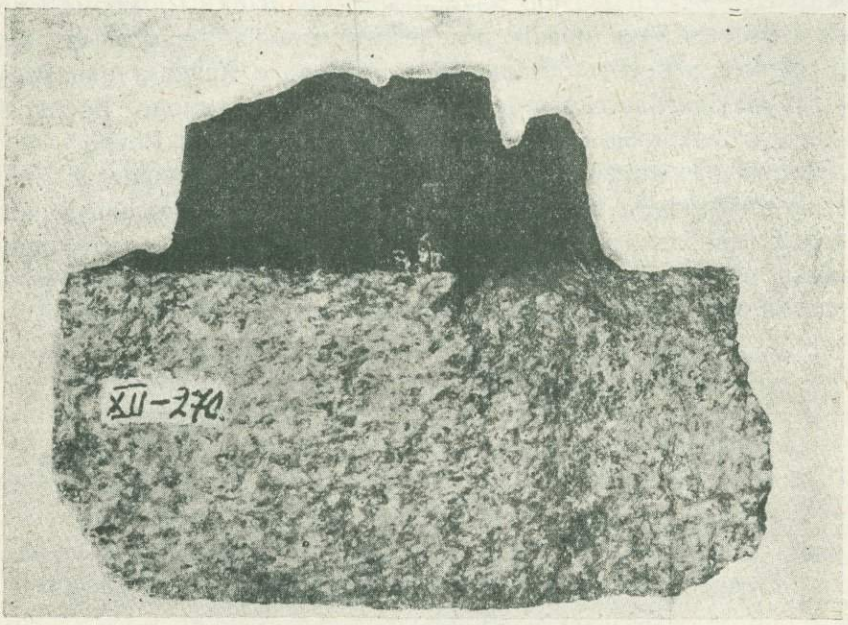
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO^2	48,78	50,03	54,73	49,51	49,08	45,68	46,97	48,68	49,25	56,70
TiO^2	1,39	2,57	1,01	—	1,82	2,35	1,99	—	1,74	0,65
Al^2O^3 . . .	15,85	12,10	11,66	14,15	13,43	18,78	13,87	20,80	17,47	15,75
Fe^2O^3 . . .	5,37	2,10	7,52	7,12	6,49	4,16	8,27	6,92	3,33	1,29
FeO	6,34	9,97	4,39	5,95	5,92	6,19	5,76	4,98	6,77	5,32
MnO . . .	0,29	0,16	—	—	—	0,27	1,20	—	—	0,19
MgO . . .	6,03	9,57	4,90	6,65	9,58	3,52	4,74	3,90	3,75	7,16
CaO	8,91	10,58	9,49	9,85	8,92	10,28	14,46	8,86	11,09	7,67
Na^2O . . .	3,18	2,01	3,53	2,54	3,42	4,49	1,75	2,19	4,45	3,36
K^2O	1,63	0,44	3,24	—	1,00	2,17	0,45	1,34	1,42	1,56
P^2O^5 . . .	0,47	0,21	—	0,50	0,51	1,32	—	—	0,81	0,20
H^2O	1,86	0,48	—	0,73	0,32	0,38	—	2,88	0,18	0,30
Пот. при прок. . .	—	—	—	2,59	—	0,47*)	—	—	—	—
	100,00	100,22	100,23	99,59	100,49	99,96	99,48	100,54	100,25	100,18

1. Средний состав базальтов, по Дэли (из 161 анализа).
2. Базальт Килауэа на Гавайских островах.
3. Андезитобазальт. Ю. склон Крестового перевала, 1 км от Гудаура. Центральный Кавказ.
4. Безоливиновый базальт. Хребет Малханский, Селенгинская Даурия.
5. Долерит. Фогельсберг (Londorff, Гессен в Германии).
6. Тефритобазальт. Камниц в Чехословакии (Hibsch).
7. Базальт. Исландия. Рейкьянен, Рандхогар.
8. Базальт. Армянское плоскогорье, Кирк-Килиссе-Джелаун (Л. Мамаев).
9. Базальт. Этна. Valle del Pedro.
10. Кварцевый базальт. Lassen Peak, Калифорния.

Базальты иногда обнаруживают в резкой форме характерные для эффузивных пород каустические экзогенные контактные действия. Обожженные глины, остеклованные породы так называемые базальтовые яшмы, обожженные и частично остеклованные песчаники, в которых расплавленный цемент иногда застыл в виде стекла, связывающего первоначальные кварцевые песчинки (так называемый бухит), коксование угля и т. п. явления описывались неоднократно.

*) В том числе 0,02% ZrO^2, 0,04% BaO, 0,03% S, 0,23% Cl.

Базальты обыкновенно отличаются свежестью и покрыты лишь снаружи тонкой корой выветривания, часто светлой и даже белой. Однако, наблюдаются и случаи глубокого выветривания более или менее значительных толщ. Особенно замечательны случаи превращения базальтов в бокситы, при чем, как, например, в области базальтов Фогельсберга в Германии, промежуточной, следовательно, начальной стадией выветривания является при этом каолинизация. Глины, образующиеся из базальтов, иногда носят название базальтовой вакки. Выветривание базальтов иногда сопровождается также образованием скоплений бурого железняка.



Фиг. 158. Жила вихтизита на гранитогнейсе.

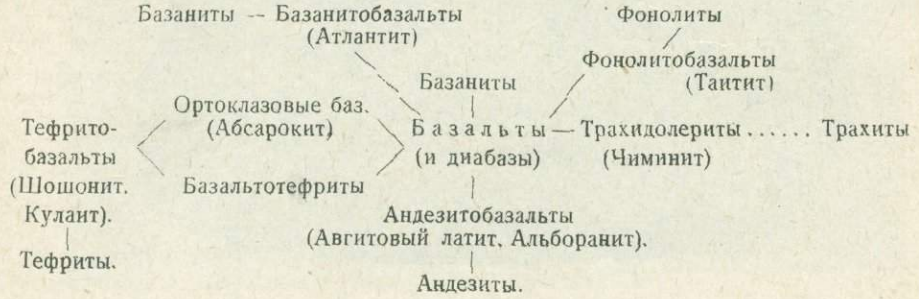
Вследствие выветривания стекловатых частей основной массы часто получаются круглые или звездчатые белесоватые пятна, развивается веснущатость (фиг. 154). Веснущатость вызывается цеолитизацией или гидролизом стекла (основного); изменение объема вызывает образование трещин.

Базальты пользуются настолько широким распространением, что нет возможности в кратком очерке перечислить все области их нахождения. Большинство современных вулканов доставляют базальтовые лавы. Область Тихого океана является по преимуществу базальтовой. В Европе к базальтовым вулканам относятся Этна и многие вулканы Исландии. Еще более многочисленны области недавно потух-

ших или еще более древних (третичных или меловых) базальтовых извержений. Достаточно отметить грандиозные базальтовые поля Декканского плоскогорья, штаты — Вашингтон, Колорадо и некоторые другие в Соединенных Штатах Северной Америки, район Параны в Ю. Америке, Армянское плоскогорье, Витимское плато, Вилюй, Подкаменную Тунгузку и некоторые другие области Сибири. Базальтовые покровы, занимающие столь обширные площади и представляющие подчас мощные толщи, но состоящие иногда из отдельных сравнительно тонких слоев, должны обладать значительной жидкоплавкостью; это их свойство В а ш и н г т о н объясняет сравнительно высоким содержанием в них закиси железа. В СССР, кроме Сибири и Камчатки с ее грандиозными андезитовыми и базальтовыми вулканами, следует отметить базальты Центрального Кавказа (андезито-базальты Гудауро-Млетского района на южном склоне Военно-Грузинской дороги) и базальты (анамезит) окрестностей Ровно.

Если к базальтам причислить также палеозойские и допалеозойские диабазовые извержения, то картина значительного распространения основных эффузивных пород сделается еще более яркой.

Взаимоотношения базальтов с соседними семействами эффузивных пород могут быть иллюстрированы следующей табличкой.



Трахидолериты — это лавы с существенным содержанием калиевого полевого шпата, соответствующие габбросиенитам.

Андезитобазальты — тип по химическому составу и по полевошпатовым микролитам основной массы промежуточный между типичными базальтами и андезитами; несколько кислее типичных базальтов.

Тефритобазальты — и Базальтотефриты — несколько более щелочные базальты.

Ортоклазовые базальты — заключают спорадически калиевый полевой шпат.

Диабазы, авгитовые порфириты, спилиты

Диабазы первоначально относились к глубинным породам. Б р о н ь я р применил это название к тем горным породам, которые первоначально Г а ю и были названы диоритами, и за которыми

термин диорит и сохранился до настоящего времени. Со времени Гаусмана, а за ним и Наумана, название диабаз было приурочено к авгитовым зеленокаменным породам.

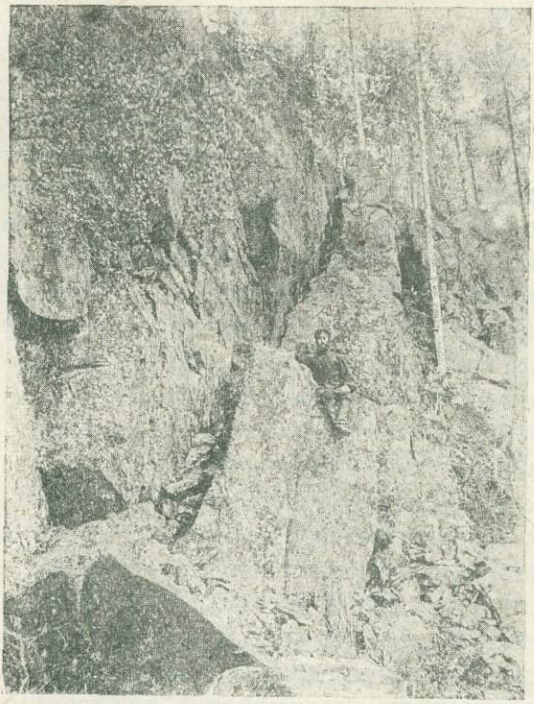
Во 2-м издании микроскопической физиографии Розенбуша (1887) диабазы отнесены еще к интрузивным породам. Изучение олонецкой диабазной формации привело меня к заключению, что диабазы — породы эффузивные, и что они представляют в большинстве случаев подводные извержения. Вскоре после этого диабазовый поток с характерной поверхностью лавы был описан Браунсом, и в следующем издании книги Розенбуша диабазы уже нашли себе место среди пород эффузивных. В последнем (4-м) издании Розенбуш определенно отмечает, что между плотными и зернистыми диабазами существует значительное различие, но он все-таки всю совокупность диабазов относит к эффузивным породам, впадая в данном случае в другую ошибку (см. стр. 323 о габбро-диабазах).

По химическому своему типу диабазы представляют базальтовую магму; это, следовательно, как бы древние базальты, при чем диабазы в тесном смысле слова соответствуют долеритам, а тесно с диабазами связанные авгитовые порфириты и спилиты — собственно базальтам. Древний, или палеотипный, характер диабазов обусловлен присутствием в них хлоритовых минералов, придающих диабазам зеленую окраску и послуживших основанием для выделения диабазов, диоритов и отчасти порфиритов в группу „грюнштейнов“, или „зеленокаменных пород“, в противоположность черным афанитовым „траппам“. Можно ли рассматривать хлоритовый минерал диабазов, так же как и видоизмененные их полевые шпаты, всегда, как результат метасоматического видоизменения, или в этом следует видеть, по крайней мере в некоторых случаях, результат особых условий кристаллизации базальтовой магмы? На этот вопрос надо дать такой ответ: во многих случаях хлорит является первичным, протопневматолитическим минералом (см. стр. 144).

Термин „траппы“ утратил свое значение и мог бы быть отброшен. Тем не менее им иногда еще пользуются; так, например, совокупность основных массовых излияний (отчасти даже с интрузивными членами), покрывающих обширные площади в Сибири, и в литературе и на геологической карте называются траппами.

Диабазовые породы представляют в структурном отношении все переходы от полнокристаллических и сравнительно крупнокристаллических пород через афанитовые спилиты к авгитовым порфиритам; в некоторых детально изученных и хорошо сохранившихся диабазозых формациях имеются представители всех этих структурных модификаций, как, например, в Петрозаводском уезде б. Олонецкой

губ. (Карелия), в Богемии по Славику, в Бретани по Барруа. Но диабазами в тесном смысле слова называют полнокристаллические породы с той особой характерной для долеритов структурой, которая носит название диабазовой, офитовой, долеритовой, радиальнолучистозернистой и характеризуется тем, что полевые шпаты, выделяющиеся здесь, в отличие от общего розенбушевского правила, раньше пироксеновой составной части, имеют форму идиоморфных призматических кристаллов, а авгит представляет большие аллотриоморфные выделения. Не подлежит сомнению, что эта структура принадлежит более глубоким горизонтам диабазовых потоков, между тем как поверхностные части этих потоков представляют



Фиг. 159. Диабаз. Карелия. Сел. Ерши на оз. Сандале. Фот. В. М. Тимофеева.



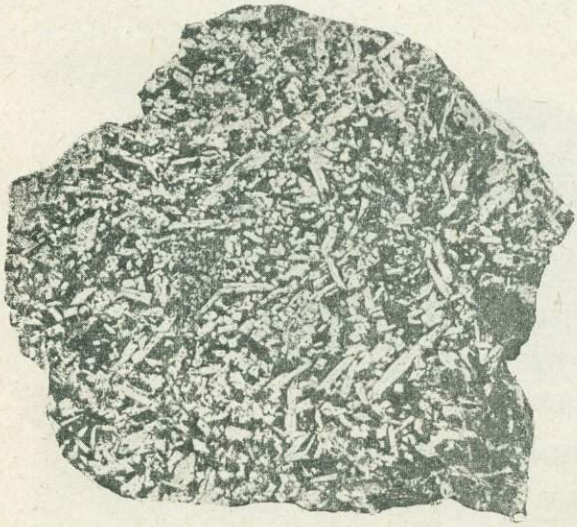
Фиг. 160. Обнажение альбитового диабаза на Севастопольском шоссе (по Д. И. Щербакову).

ту или иную порфиритовую модификацию, а иногда покрыты даже шлаковой пузыристой или стекловатой коркой.



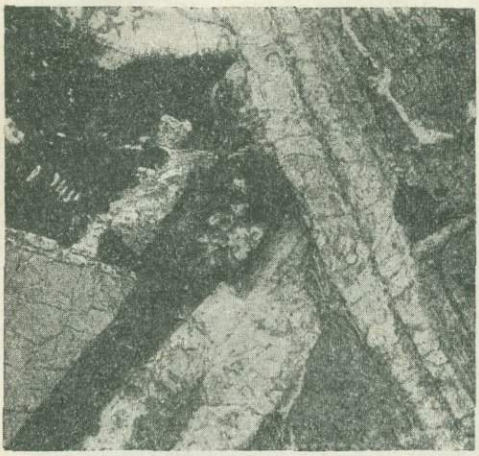
Фиг. 161. Свита диабазовых пластов в глинистых сланцах Центрального Кавказа. Колотанис. на Хевеурской Арагве Фот. Д. С. Белянкина.

В состав более или менее полно сохранившейся диабазовой формации входят собственно диабазы, разнообразные порфириты, мандельштейны, иногда вариолиты, туфы и шальштейны. Окаменелости в туфогенных отложениях (шальштейнах), а также чередующиеся с отдельными потоками морские образования говорят о принадлежности таких формаций к категории подводных извержений, и это представление можно перенести на все вообще эффузивные диабазовые формации.

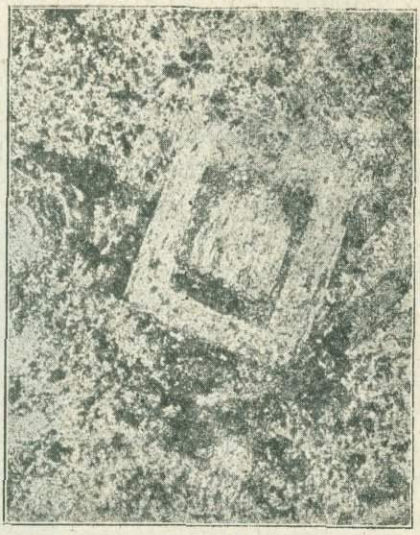


Фиг. 162. Альбитовый диабаз Красной Поляны на Кавказе (по Д. С. Белянкину).

Нередки случаи, когда диабазы и связанные с ними порфириты образуют целый ряд тонких пластов, перемежающихся с прослоями глинистых сланцев, как, например, в Центральном Кавказе; такие пачки представляют сравнительно тонкие внедрения в морские отложения, которые прорваны подводным изверженьем и тесно связаны с эффузиями. Совершенно иной характер представляют более или менее мощные истинно интрузивные пласты диабазовой



Фиг. 163. Микроструктура альбитового диабаза. Центральный Кавказ. Веша-Цхаро. (*По Д. С. Белянкину*).



Фиг. 164. Зональная хлоритизация альбита в ананур-жинванском порфирите. *Простой свет.* (*По Д. С. Белянкину*).



Фиг. 165. Дайка эссекситового диабаза. Кольский фиорд, окрестность г. Александровска. Фот. А. А. Полканова.

магмы, внедрившиеся в толщу осадочных пород на некоторой глубине совершенно независимо от эффузий. Такие интрузивные породы диабазовой магмы, как уже указано выше, следует называть габбро-диабазами, а не диабазами, сохранив это название для подводных извержений и называя авгитовыми порфиритами, базальтами—эффузии наземные. Между собственно диабазами и габбро-диабазами наблюдаются существенные различия как в форме залегания и структуре, так отчасти и в минералогическом составе, выражающиеся в том, что настоящие диабазы заключают обыкновенно хлоритовый минерал, а габбро-диабазы лишены его.

В своем геологическом распространении диабазы приурочены к архейской группе и к палеозою; докембрий, силур и девон являются главными периодами диабазовых извержений, но встречаются, конечно, диабазы и более молодые, часто неотличимые от базальтов. Благодаря туфам, сопровождающим диабазовые извержения, часто смешанным с морскими отложениями, превращенным в так называемые шальштейны и заключающим окаменелости, удается иногда более или менее точно определить возраст диабазовых извержений, например, в Нассау, на Урале и др.

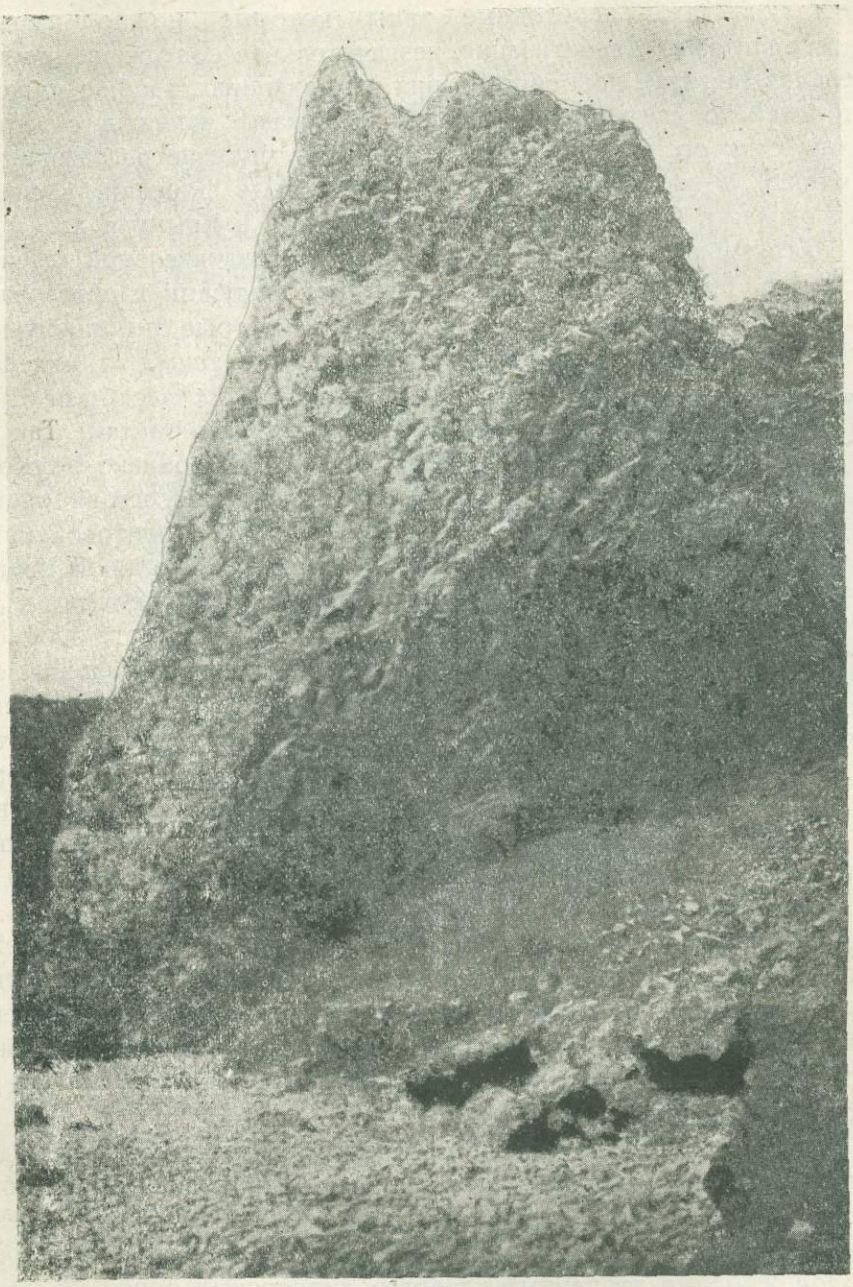
Формы залегания диабазовых пород—потоки, жилы и интрузивные пласты. Эти последние иногда достигают довольно значительной мощности для габбро-диабазов, а в настоящих диабазах иногда, наоборот, имеют всего мощность в доли метра или сантиметры (фиг. 6, 7, 145). Особенно интересны случаи многочисленных тонких диабазовых пластов, чередующихся с глинистыми сланцами, как, например, в Центральном Кавказе; в этих случаях не всегда можно с уверенностью говорить о многочисленных интрузивных пластах; иногда это, действительно, боковая субинтрузия в сланце, разбившаяся на многочисленные междусланцевые пласты; иногда же это мелкие подводные покровы, чередующиеся с глинистыми морскими отложениями.

Там, где сохранилась поверхность диабазового потока, она представляется пузырчатой, шлаковой, иногда даже стекловатой, как, например, в Гомертсгаузене на Рейне, вообще характернолавовой, как, например, поток на Суисарском берегу Кондопожской губы Онежского озера, описанный Тимофеевым.

Минералогический состав диабазов аналогичен базальтам с той разницей, что в диабазах всегда есть хлоритовый минерал; существенными составными частями являются основной плагиоклаз, чаще всего лабрадор, пироксен или амфибол, хлоритовый минерал, второстепенными: апатит, оливин, магнетит, ильменит (и лейкоксен). Прежде разграничивали более или менее резко диабазы оливиновые

и не содержащие оливина; это не имеет существенного значения, как уже было сказано по отношению к габбро. Кроме авгита, который прежде считался единственно характерным для диабазов пироксеновым минералом, в диабазах встречаются особые пироксены, получившие от Валя название энстатит-авгитов,—энстатит, роговая обманка; роговообманковые диабазы были описаны под названием амфиболобазов (Еремина). Плагиоклаз нормально принадлежит к ряду лабрадора, иногда к битовниту. В последние годы Белянкиным были описаны диабазы с Кавказа, в которых полевой шпат представлен альбитом; они получили от него название „альбитовых диабазов". Альбитовые диабазы описаны также Щербаковым в Крыму. [Сюда принадлежит и тот тип жильных пород, близких к диабазовой магме, который получил от меня название „альбитового диорита"]. Особую группу составляют диабазы анальцимовые. Хлоритовый минерал считался до сих пор за вторичное образование, за результат выветривания. Если принять во внимание, что хлорит встречается во всей толще диабаза, а не только в наружной коре выветривания, что он в структурном отношении играет роль, аналогичную другим составным частям породы, и что он характеризует диабазы, для которых есть основание принимать подводное извержение, и не встречается в авгитовых порфиритах поверхностных извержений, придется допустить, что хлоритовый минерал является в этих случаях первичным минералом, что он относится к тем составным частям изверженных пород, которые в главе о минералогическом составе были выделены под названием протопневматолитических.

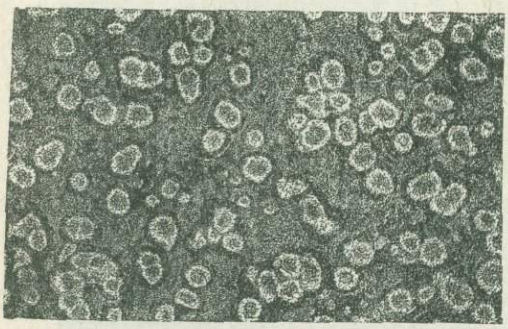
Альбитовые диабазы обладают полнокристаллической офитовой структурой, это, следовательно, в сущности габбро-диабазы. Существует, однако, другой тип альбито-диабазовых пород: это довольно широко распространенные породы неполнокристаллические, эффузивные, во многих случаях с признаками подводного извержения с микролитовой основной массой и часто более или менее сильно пузыристые с хлоритовыми, кальцитовыми или иными миндалинами. Эти породы теперь называют спилитами (фиг. 166); первоначально термин спилит имел структурное значение, им обозначали порфиритовые и диабазовые породы без порфировидных вкрапленников. Для спилитов характерна, кроме того, шаровая отдельность, придающая им тот характерный облик, который англичане называют подушечной лавой (pillow pava). Таким образом спилитами мы будем называть альбитовые или альбитизированные палеотипные лавы базальтовой магмы с шаровой отдельностью, принадлежащие к подводным извержениям, часто миндалевидные и иногда не содержащие вкрапленников.



Фиг. 166. Спилит с шаровой отдельностью. Карадаг в Крыму.
Фот. Е. Н. Дьяконовой-Савельевой.

Для спилитов характерна геологическая связь с кератофирами; существуют даже переходные типы, которые можно называть кератоспилитами. Альбитизация, незначительное содержание цветных минералов (авгита), новообразования в миндалинах, вообще признаки протопневматолитических изменений сближают спилиты с кератофирами, с которыми они часто составляют одну петрографическую формацию. У нас спилиты следует отметить в Карелии, в северо-западной части Онежского озера, на Карадаге в Крыму и др.

Интрузивные диабазы подвержены в значительной степени, подобно габбро, процессам амфиболизации, ведущим к образованию вторичных диоритовых пород, т. е. таких, которые по минералогическому своему составу в классификациях, основанных на минералогическом составе, были бы отнесены к диоритам. Так как эти породы, однако, по своему химическому составу принадлежат не к диоритовой магме, а к магме габбро-диабазовой, то целесообразно назвать их „метадиоритовыми“: для обозначения первоначального субстрата, из которого произошел метадиорит, можно различать эпидиабазовый метадиорит, эпигаббровый и тому подобные.



Фиг. 167. Макроскопический вид вариолита (Ялгуба, Карелия).

Диабазовые породы, содержащие наряду с авгитом первичную компактную роговую обманку, были в свое время названы Гюмбелем протеробазами.

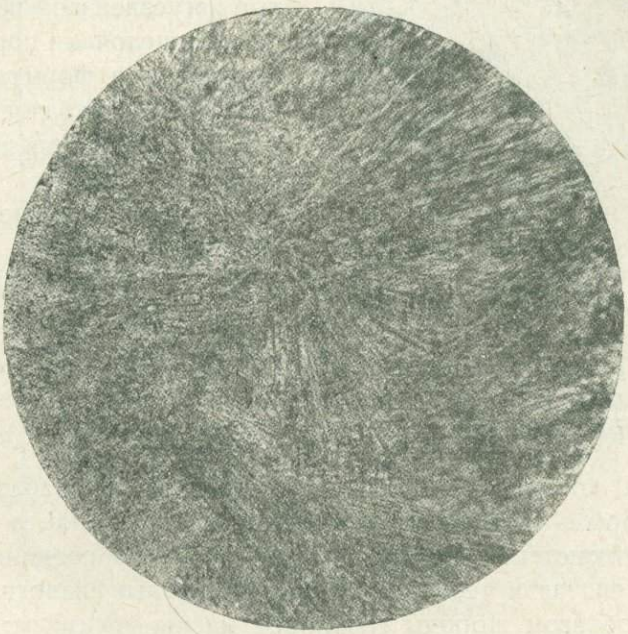
Вторичные роговые обманки метадиоритов часто принадлежат к волокнистым амфиболам, но часто встречаются и компактные роговые обманки, обыкновенно зеленая, иногда и бурая. Полевые шпаты метадиоритов претерпевают различные превращения: в цоизит (соссюритизация), в скаполит (скаполитовый диорит), в альбит (альбитовый метадиорит).

Во многих случаях амфиболизация глубоко захватывает диабазовые области, целиком вытесняя настоящие диабазы; таковы, например, некоторые части Карелии (б. Повенецкий уезд). В других случаях метадиориты появляются спорадически среди диабазов. Там, где вторичный характер диоритовых пород не может быть непосредственно обнаружен, он устанавливается на основании химического состава, так как во многих случаях глубокое минералогическое видоизменение диабазовой породы при превращении ее

в метадиорит не сопровождается заметным изменением валового ее химического состава. Совокупность таких пород иногда объединяют под названием „метабазиты“ (Задергольм).

Одним из наиболее крупных примеров метадиоритов могут служить некоторые области Карелии, именно б. Повенецкий уезд, изученный в свое время Иностранцевым.

Диабазы, как уже указано, тесно связаны топографически с различными авгитовыми порфиритами. Будучи палеотипными или часто даже палеовулканическими представителями базальтовой магмы, они различаются между собою по структуре. Типичные



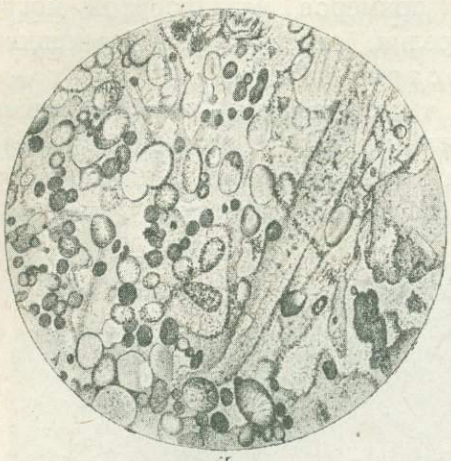
Фиг. 168. Микроструктура варнолита. (Бохтыбай, Мугоджарские горы).

диабазы обладают офитовой (долеритовой) структурой, порфириты— различными модификациями порфировой структуры: витрофировой, интерсертальной, гиалопилитовой, афировой (спилиты), вариолитовой и некоторыми другими.

Интересны вариолитовые (фиг. 167 и 168) и стекловатые модификации порфиритов, а также разнообразные мандельштейны Карелии (Петрозаводский район).

Туфы, сопровождающие диабазы и авгитовые порфириты, отличаются разнообразием: пепельные туфы, пизолитовые туфы (фиг. 169), так называемые шальштейны (смесь рыхлых вулканических выбросов

с морским илом, нередко с окаменелостями). В Нассау в Германии, у нас на сев.-зап. побережье Онежского озера, на Урале и во многих других местах описаны эти туфы.



I

Фиг. 169. Пизолитовый туф из формации диабазов и авгитовых порфиритов Петрозаводского уезда. (Онежское озеро).

О химической природе диабазов и авгитовых порфиритов не приходится распространяться, если отметить, что они являются породами габбровой магмы; следовательно, это основные, богатые магнезией и закисью железа и бедные щелочами породы. Нижеприведенные формулы дают общий облик диабазов.

I. Диабаз (среднее из анализов Дэли).

II. Диабаз (моя первоначальная формула).

III. Альбитовый диабаз из Красной Поляны (по Белянкину).

I. $2.5\,\overline{RO}R^2O^3\,4\,.\,6SiO^2$	$R^2O : RO = 1 : 6.4$	$\alpha = 1.68$
II. $2.5\,\overline{RO}R^2O^3\,4\,.\,2SiO^2$	$R^2O : RO = 1 : 6.2$	$\alpha = 1.62$
III. $2.52\,\overline{RO}R^2O^3\,4\,.\,2SiO^2$	$R^2O : RO = 1 : 5.3$	$\alpha = 1.50$

Породы, которые получили название тералит-диабазов, отличаются некоторым богатством щелочами и настолько, в этом отношении, примыкают к мелафирам, что их можно соединить с этими последними, считая и те, и другие за эффузивные аналоги эссекситов.

Таким образом, породы габбровой магмы обнимают:

1. Интрузивные породы:	Габбро (нориты) и габбро-диабазы.	Ортоклазовые габбро и эссекситы.	Кварцевое габбро.
2. Эффузивные породы:			
а) палеотипные:	Диабазы и авгитовые порфириты. Спилиты.	Тералит-диабазы и мелафиры	
б) кайнотипные.	Долериты и базальты.	Тефрито-базальты. Фонолитобазальты. Базанитобазальты.	Андезито-базальт.

Диабазы пользуются значительным распространением на Гарце, где они сопряжены с кератофирами и отчасти носят несколько щелочной характер (так называемые тералит-диабазы, т. е. мелафиры), в Нассау, Вестфалии, Бретани, Чехии, Англии, во многих районах Соединенных Штатов и во многих других местностях.

В Европейской части СССР главными областями развития диабазов являются: Карелия, Урал, Крым, Кавказ; кроме того, диабазы известны в полярной СССР, в Крыму и спорадически в южнорусской кристаллической полосе. Азиатская часть СССР тоже богата диабазами: Подкаменная Тунгузка, Витимское плоскогорье, Селенгинская Даурия и др.

Химический состав диабазов и авгитовых порфиритов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO^2	50,12	47,89	49,69	47,39	49,19	47,15	50,50	49,97	45,11	52,27
TiO^2 . . .	1,41	—	—	—	—	1,32	—	—	1,67	1,14
Al^2O^3 . . .	15,68	14,34	13,82	13,19	16,83	16,09	15,62	14,22	14,89	16,49
Fe^2O^3 . . .	4,55	7,73	9,58	6,86	1,96	4,59	2,53	8,14	6,58	4,97
FeO	6,73	6,85	5,81	8,12	8,15	9,49	13,02	3,79	3,49	4,54
MnO . . .	0,23	—	сл.	0,40	—	0,23	сл.	—	0,19	0,10
MgO . . .	5,89	7,12	6,28	6,37	7,50	4,43	3,73	4,14	5,24	2,54
CaO . . .	8,80	9,03	11,11	11,11	12,38	8,86	8,95	11,21	6,27	3,42
Na^2O . . .	2,95	3,15	2,09	2,62	3,24	4,46	3,57	2,79	4,13	7,65
K^2O . . .	1,38	0,85	0,55	0,59	сл.	0,39	0,39	2,39	3,41	0,80
P^2O^5 . . .	0,37	—	—	0,32	—	—	—	—	—	—
H^2O	1,93	2,00	1,75	1,85	—	0,29	0,99	—	—	—
(Пот. при прок.) . . .	—	0,65	—	—	1,41	3,31	—	3,50	5,83	4,95
CO^2 . . .	—	—	0,18	—	—	—	—	—	2,72	1,20
S	—	—	—	0,32	—	—	—	—	—	—
Сумма .	100,00	99,61	100,96	99,79	100,66	100,61	99,39	100,15	99,53	100,22

1. Средний состав диабазов по Дэли (из 25 анализов).
2. Авгитовый порфирит. Яблоновый хребет, Сибирь (Обручев).
3. Диабаз. Троицк. Урал (Дюпарк и Мразс).
4. Диабаз. Шочки, Полтавской губ. (Нов. Каменск) (Морозевич).
5. Диабаз. Р. Асса. Северн. Кавказ (Левинсон-Лессинг).
6. Альбитовый диабаз. Красная Поляна, Кавказ (Белянкин).
7. Вариолит. Бохтыбай. Мугоджары (Левинсон-Лессинг).
8. Вариолит, Ялгуба б. Олонецкой губ. (Левинсон-Лессинг).
9. Спилит. Карадаг в Крыму (Карагач). Егоров.
10. Кератоспилит. Карадаг в Крыму (Гяур-Бих) Егоров.

Особенно полно диабазовая формация представлена в северо-западной части побережья Онежского озера (б. Петрозаводский уезд), где имеются диабазы, авгитовые порфириты, вариолиты, мандельштейны,

туфы, шаровые лавы, кое-где даже сохранившаяся шлаковая поверхность лавового потока, так-что получается полная картина древней вулканической области. Аналогичные формации, в которых повторяются многие структурные типы олонецкой диабазовой формации, описаны также Барруа в Бретани (Менезхом) и Славиком в Чехии (спилитовая формация).

Чрезвычайно широко распространены диабазы и авгитовые порфириты на Урале, где, между прочим, имеются, несмотря на их девонский возраст, породы совершенно кайнотипные, особенно среди витрофировых разностей.



Фиг. 170. Диабазовый порфирит с шаровой отдельностью из массива Чаохи (валуны в нагорье Рошки). Центр. Кавказ, Хевсурская Арагва.

Диабазы Крыма интересны тем, что они носят отчасти несколько щелочной характер, т.-е. среди них имеются представители так называемых тералит-диабазов.

Среди альбитовых и альбитизированных диабазовых пород встречается интересный тип шаровой или точнее подушечной лавы („pillow lava" англичан). Весь лавовый поток состоит из крупных грубо эллипсоидальных, подушкообразных, иногда шаровых глыб, на которые поток, вероятно, разбился при впадении его в море ,как это наблюдал Андерсон на вулкане Савайи (о. Самоа) (фиг. 72 и 173). Каждый сфероид обнаруживает в наружной своей зоне пузыристость, превращающуюся впоследствии в мандельштейн, вариолитовую или иногда стекловатую структуру. Такие лавы описаны и в СССР Тимофеевым на о. Суисари на Онежском озере, много по р. Рошке в Центральном Кавказе. На Кавказе шаровые диабазы пользуются довольно

широким распространением, например, в Боржомском ущелье, на Цхра-Цхаро и в других местах. Как уже указано, эти альбитовые диабазовые шаровые лавы известны под названием спилитов и пользуются довольно широким распространением (Карадаг в Крыму, Кавказ, Карелия, Финляндия и др.). Они обыкновенно сильно миндалевидны и имеют афировое сложение; первоначально термин „спилит" имел лишь структурное значение (афировая порфировая структура). Интрузивным эквивалентом спилитов надо считать альбитовые габбродиабазы.



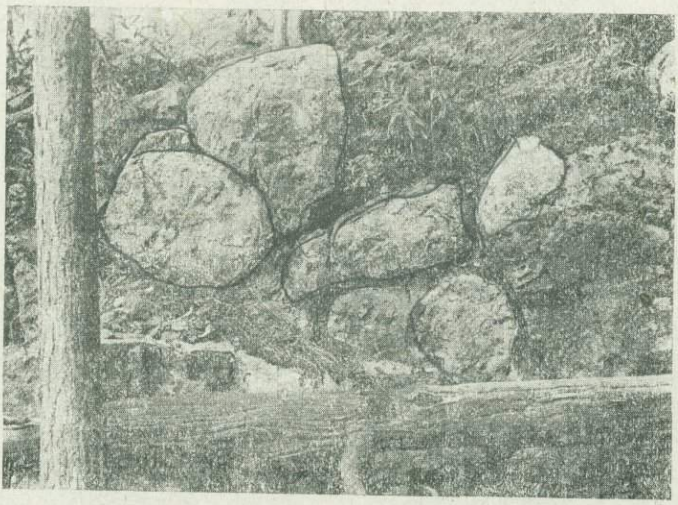
Фиг. 171 (ср. фиг. 172, стр. 368). Шаровая лава (диабаз). Железнодорожная выемка у ст. Бер-Чогур. Фот. В. И. Яворского.

Это шаровое строение является лишь особой отдельностью, которая резко выступает при выветривании, при чем получается ряд концентрических слоев, как бы луковичное строение.

Диабазы южной части Енисейского круга Мейстер делит на две группы: к первой он относит собственно диабаз, габбровидный диабаз, протеробаз и эпидиабаз, ко второй — оливиновый диабаз, слюдяной диабаз и слюдяной диабазит (мелкозернистые породы). Для первой группы существенными составными частями являются, кроме плагиоклаза, пироксен и бурая роговая обманка, для второй — пироксены, оливин и биотит. Вторая группа сравнительно богаче калием, но средний состав обеих групп тождествен, а именно:

	I.	II.
SiO^2	53,75	53,72
Al^2O^3	10,55	10,73
FeO	9,81	9,94
MgO	12,89	12,55
CaO	9,85	10,06
Na^2O	2,85	2,18
K^2O	0,28	0,81

Средний состав всех диабазов, включая сюда и амфиболиты, которые Мейстер рассматривает, как измененные диабазовые породы



Фиг 172. Шаровая лава (так называемая pillow-lava). Суасарское побережье Онежского озера, мыс Педро-Кара.
Фот. В. М. Тимофеева.

первой группы, почему при вычислении среднего состава и придает им коэффициент 10 (а второй группе 1), очень близок к средней формуле диабазов.

Лаврским описаны диабазы и базальты из обширной области сибирских траппов между Обью и Енисеем.

Обручев отмечает значительное распространение базальтов в Селенгинской Даурии (югозападное Забайкалье). Эти базальты, описанные учениками Обручева, образуют более или менее обширные покровы, потоки и купола, изредка жилы, черного или темносерого цвета. По минералогическому составу они распадаются на оливиновые и безоливиновые; в структурном отношении следует отметить большое разнообразие, от полнокристаллических зернистых и

порфировидных через пилотакситовые, интерсертальные и гиалопилитовые до витрофировых. Среди базальтовых пород есть группа, которую Обручев выделяет под названием „траппов" в особый тип. Эти породы по структуре и минералогическому составу близко примыкают к оливиновым диабазам и могли бы быть названы третичными диабазами, но они отличаются своей свежестью и по условиям залегания и возрасту не отличаются от остальных базальтов. Есть ли достаточно оснований для отделения этих „траппов" от прочих базальтов?



Фиг. 173. Андезитобазальт со столбчатой отдельностью. Южное побережье оз. Гокчи (Армения).

Фот. А. С. Гинзберга.

Андезиты и порфириты

Являясь эффузивной фацией диоритовой магмы, андезиты относятся к базальтам так же, как диориты к габбро. Это, следовательно, тоже основные лавы, как и базальты, но отличающиеся характером плагиоклаза основной магмы, а именно: в то время как для базальтов типичными являются микролиты лабрадора, для андезитов характерными следует считать микролиты андезина. Необходимо подчеркнуть, что различие в полевошпатовой составной части андезитов и базальтов относится именно к микролитам, а не к порфировидным вкрапленникам; эти последние могут быть одинаковы и в тех, и в других. Несколько большая кислотность обусловливает и сравнительную редкость оливина. Прежде в отсутствии оливина видели главную отличительную особенность андезитов по сравнению с базальтами. Однако, теперь мы знаем безоливиновые базальты и андезиты, содержащие оливин. Правда, эти последние обыкновенно представляют уже пере-



Фиг. 174. Радиальнолучистая отдельность в андезите. Чортов камень на Карадаге, в Крыму. Фот. А. М. Дьяконова.

ход к базальтам, составляя ветвь, так называемых андезитобазальтов.

Палеовулканические и палеотипные представители андезитов известны под общим названием порфиритов; некоторые из них описывались иногда под названием палеоандезитов. Сюда относятся, по



Фиг. 175. Выветрелый поток андезито-базальта на восточном побережье оз. Гокча (Армения).

Фот. С. С. Кузнецова.

преимуществу, роговообманковые, гиперстеновые, слюдяные порфириты, отчасти также и авгитовые, значительная часть которых принадлежит, однако, к базальтовой магме.

Андезиты и порфириты считаются эффузивными аналогами диоритов, но они значительно кислее. Славиком и Кетнером описана под названьем „фельзофирита" порода с 50,5% SiO^2, представляющая настоящий эффузивный эквивалент диорита:

$$(RO = 1{,}36,\ R^2O^3 : RO = 1 : 4{,}9,\ \alpha = 1{,}73).$$

По цветной составной части андезиты распадаются на авгитовые, гиперстеновые (бронзитовые), энстатитовые, биотитовые и роговооб-

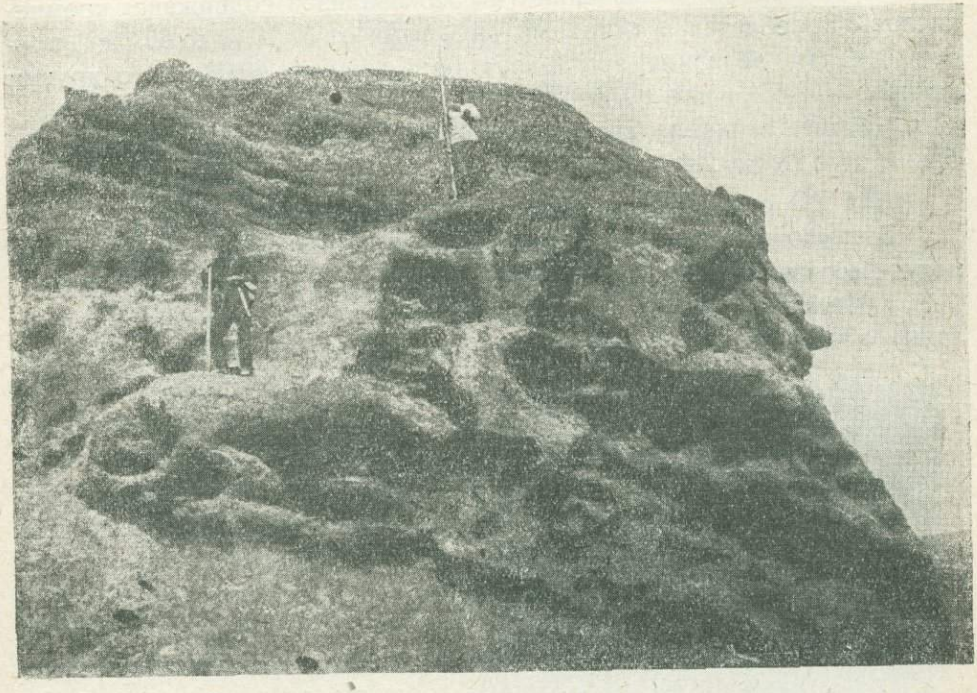
манковые с некоторыми промежуточными разновидностями. Структура у них чаще всего та мелкомикролитово-стекловатая которая известна под названием гиалопилитовой, или андезитовой; Розенбуш метко характеризует этот тип основной массы, как войлок игольчатых микролитов плагиоклаза, пропитанный стеклом. (фиг. 175, 177). От этого центрального типа наблюдаются уклоны как в сторону трахитовой структуры, так и витрофировой. Встречается также мелкокристаллическая и скрытокристаллическая, так называемая фельзодацитовая основная масса. Вкрапленники принадлежат к более основным плагиоклазам лабрадорового ряда, часто обладающим хорошим зональным строением, при чем наружная зона соответствует по своему составу микролитам плагиоклаза основной массы, как это и должно быть, согласно схеме кристаллизации изоморфных смесей типа 1 Розебума, к которому принадлежат плагиоклазы (стр. 182). Роговая обманка (базальтическая), являющаяся тоже в виде интрателлурического образования, обыкновенно обнаруживает различные стадии магматической диссоциации: в одних случаях наблюдается только более



Фиг. 175-а. Микроструктура авгитогиперстенового андезита с г. Арарата.

Фот. К. Рива.

или менее резкая, иногда широкая наружная опацитовая каемка; в других весь кристалл превращен в черную зернистую массу, состоящую из стекла, зерен магнетита, иголочек пироксена (стр. 114). Идиоморфные очертания кристаллов при этом остаются вполне сохранными, так что в этом явлении следует видеть процесс диссоциации, совершающийся в твердом состоянии. Явление опацитовой каемки обнаруживают также и гиперстены, в которых иногда образуются также выделения железного блеска.



Фиг. 176. Пещеристое строение в андезито-базальтовых шлаках. Восточное побережье оз. Гокчи (Савои) в Армении.

Фот. С. С. Кузнецова.

Из цветных составных частей в основной массе наблюдается по преимуществу авгит, гораздо реже гиперстен. Указывают также единичные случаи микролитов биотита и амфибола, но это быть может требует проверки.

Кварц в настоящих андезитах не встречается; но в основной массе, т. е. в кристаллизационном остатке, бывает иногда избыток кремнекислоты, который и обусловливает в химическом облике этих пород черты звена, переходного от андезитов к дацитам. Такие лавы, получившие название андезитодацитов, характеризуют, например, Казбек и вообще довольно широко развиты в Центральном Кавказе.

По внешнему виду — афанитовое сложение, черный цвет, призматическая отдельность — андезиты иногда неотличимы от базальтов, но часто они обладают несколько более светлой окраской.

Химическая характеристика андезитов близка к базальтам, но все же, как показывают нижеследующие анализы и формулы, андезиты имеют свою вполне определенную физиономию.

Средний состав: . . $1.48\,\overline{R}OR^2O^3\,5.21SiO^2$ $R^2O:RO = 1:2.6$ $\alpha = 2.32$.

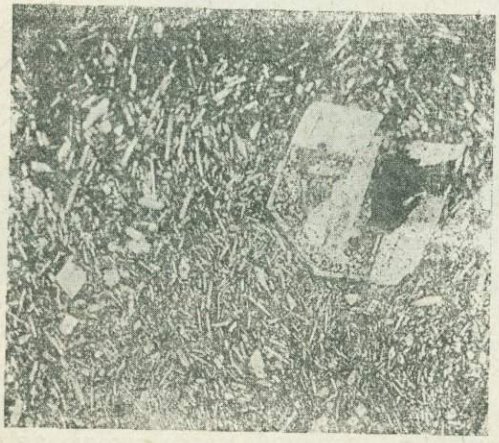
По новейшим вычислениям из 323 анализов содержание кремнекислоты колеблется в типичных андезитах от 57,20% до 62,12%, причем средняя величина составляет 60% (точнее 60,03, а по другим данным — 59,65% или 60,59%).

Среднее значение для коэффициента кислотности α—2,20, а колебания от 2,18 до 2,4.

Для $\overline{R}O$ средняя величина 1,70, а колебания от 1,67 до 1,78.

Взаимоотношения с соседними семействами эффузивных пород могут быть иллюстрированы нижеследующей табличкой (стр. 375).

К андезитовой группе относятся андезито-базальтовые лавы, описанные под разными названиями, как санукит, бонинит, миякит, кармелоит. Точно также и некоторые палеотипные авгитовые порфириты были описаны под особыми названиями: *вейзельбергиты*, навиты и т. п.

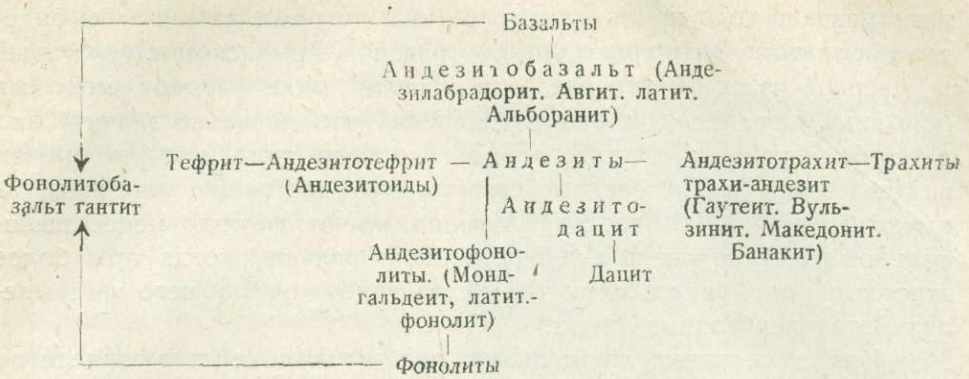


Фиг. 177. Микроструктура андезита. Центр. Кавказ.

Андезиты и, в частности, авгитовые и отчасти гиперстеновые андезиты тесно связаны с базальтами не только постепенными переходами, но и геологически, по условиям нахождения. Роговообманковые и биотитовые андезиты обыкновенно несколько кислее и часто примыкают к дацитам.

Авгитовые порфириты отличаются большим разнообразием микроструктуры и часто тесно примыкают к диабазам, входя в состав диабазовой формации. Существуют и соответствующие стекла, как, например, жилы сордавалита в гнейсе Сердоболя и жилы вихтизита.

По мере того как подробнее вникают в химическую характеристику основных лав, выясняется все больше и больше широкое рас-



	1 Средний состав	2 Авгитовый андезит	3 Роговообманковый андезит	4 Андезито-дацит	5 Андезито-дацит	6 Андезито-базальт	7 Андезито-трахит	8 Фельзофирит
SiO^2 . .	59,59	57,64	57,82	62,37	62,23	57,01	57,36	50,50
TiO^2 . .	0,77	1,57	—	—	0,51	—	0,56	0,08
Al^2O^3 . .	17,31	17,07	17,31	18,10	16,97	19,02	18,49	19,91
Fe^2O^3 .	3,33	3,07	4,82	0,48	2,52	—	0,59	4,29
FeO . .	3,13	5,15	2,20	3,15	0,08	5,82	4,58	4,42
MnO . .	0,18	0,08	0,17	—	2,51	—	0,25	0,18
MgO . .	2,75	2,80	2,40	3,28	—	5,47	2,92	2,55
CaO . .	5,80	5,55	6,87	4,94	5,06	6,92	5,40	9,71
Na^2O . .	3,58	4,20	3,69	4,32	3,95	4,49	3,19	2,79
K^2O . .	2,04	2,14	1,85	3,10	1,95	1,63	1,85	0,47
P^2O^5 . .	0,26	0,37	0,34	—	—	—	—	0,15
H^2O . .	1,26	0,14	0,14	0,32	0,87	0,20	1,26	2,76[1])
Сумма .	—	99,85	99,91	100,06	100,17	100,56	99,45	99,96

1. Средний состав из 87 анализов, по Дэли
2. Сан-Франциско Моунт. Аризона.
3. Роговообманковый андезит, Аргентина, Cerros Largos.
4. Казбекская лава, Чхери, противГергет.
5. Среднее из 21 анализа лав Казбека.
6. Лавовый поток по Арагве, *против Млет.*
7. Шлаковый конус Нарван-Хох.
8. Фельзофирит из Чехословакии (Славик).

[1]) CO^2 2,15.

пространение того промежуточного типа, который назван здесь андезитобазальтом. Он широко распространен на Армянском плоскогорье, в северной части Тихого океана и в целом ряде районов молодых основных лав. Если к этому добавить, что довольно значительно распространение и другого промежуточного типа, который назван андезитодацитом, то следует сказать, что настоящие андезиты, за вычетом этих двух переходных типов, имеют гораздо менее значительное распространение, чем принимали раньше, когда при более широком понимании объема семейства андезитов из него не выделяли этих переходных типов.

Кроме типичных нормальных андезитов семейство андезитов обнимает еще следующие типы:

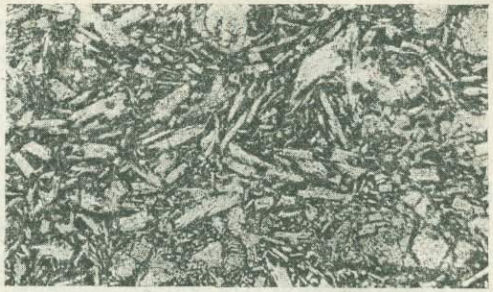
	Магматическая формула	Коэффициент кислотности α	$R^2O : RO$
Андезитотефрит	$1{,}46\overline{RO}R^2O^34{,}8SiO^2$	2,15	1 : 1,35
Андезитотрахит	$1{,}4\overline{RO}R^2O^34{,}46SiO^2$	2,07	1 : 1
Андезитофонолит (Мондгальдеит) среднее	$1{,}17RO R^2O^33{,}96SiO^2$	1,88	1 : 1,6
Андезитодацит	$1{,}51\overline{RO}R^2O^35{,}85SiO^2$	2,57	1 : 3,9
Андезитобазальт	$1{,}85\overline{RO}R^2O^34{,}83SiO^2$	1,98	1 : 2,2

Значительным распространением пользуются только три типа андезитовых пород: собственно андезиты, с коэффициентом кислотности от 2,16 до 2,35, андезитодациты, с коэффициентом кислотности от 2,30 до 2,65 и андезитобазальты, с коэффициентом кислотности от 1,86 до 2,15; остальные типы редки так же, как и щелочные андезиты.

Андезиты как уже указано, кислее диоритов; описанная Славиком из Чехо-Словакии порода под названием фельзофирит является настоящим эффузивным эквивалентом диорита.

Андезиты пользуются значительным распространением и вместе с базальтами характеризуют большинство современных или недавно потухших вулканов. Наиболее обширной областью их распространения являются Анды на всем протяжении Ю. Америки, в СССР—Кавказ, где наряду с типичными андезитами имеются также андезитобазальты и андезитодациты; последние настолько характерны для Центрального Кавказа, что несомненно получили бы название кавказитов, еслиб они были описаны одним из тех авторов, которые охотно

дают такие названия. Из других областей следует назвать: Венгрию и Седмиградию, где палеотипные андезиты получили название пропилитов, Закавказье, Малую Азию, Соединенные Штаты Северной Америки, Японию и много других. *Палеовулканические и палеотипные* представители андезитов широко распространены в каменноугольных и пермских отложениях различных вулканических областей Германии, а также во многих других местах. В СССР они известны на Урале, в южно-русской кристаллической полосе и в других областях.



Фиг. 178. Микроструктура андезитобазальта. Центр. Кавказ.

Мелафиры, тералитдиабазы, тефритобазальты
(Эффузивные эссекситы)

Подобно тому, как эссекситы примыкают к группе габбро, их эффузивные эквиваленты примыкают к базальтам, представляя несколько более щелочные и несколько более кислые их разности. *Сюда относятся те диабазовые породы, которые на Гарце и в некоторых других местах*, напр., в Крыму, выделены под названьем эссекситовых и тералитовых диабазов, а также те щелочные базальтовые породы, которые выделены под названьем базальтотефритов и тефритобазальтов. Наконец сюда же относятся и те породы, которые описывались под названьем мелафиров. Термин мелафир является одним из тех, которые претерпели очень много видоизменений. Поскольку под термином мелафир понимают диабазовые или базальтовые породы, он является излишним, но если принять химические особенности этого типа — несколько большую щелочность, — он оказывается вполне отвечающим эссекситам.

	Магматическая формула	Коэффициент кислотности α	$R^2O : RO$
Базальтотефрит (Лейцитовый базальт с г. Гауса).	$2{,}26\,ROR^2O^34{,}65\,SiO^2$	1,77	1 : 2,3
Среднее из 3 ч. базальта и 1 ч. тефрита	$2{,}32\,\overline{R}OR^2O^34{,}67\,SiO^2$	1,77	1 : 4,3
Эссекснт	$2{,}1\,\overline{R}OR^2O^34\,SiO^2$	1,58	1 : 3,4

Трахидолериты

Название-трахидолерит, которое быть может было бы правильнее заменить термином трахибазальт или трахитобазальт, указывает на промежуточное положение этих пород между базальтами и трахитами. Через ортоклазовые базальты трахидолериты сливаются с базальтами. Систематическое значение этих пород, как ортоклазо-плагиоклазовых, правильно было оценено Абихом, от которого происходит и самый термин. Среди интрузивных пород трахидолеритам соответствуют габбросиениты или монцониты. Минералогический состав в общем прост: плагиоклаз, обыкновенно лабрадорового ряда, ортоклаз, титанистый авгит, оливин, иногда роговая обманка, базальтический авгит и обычные для базальтов второстепенные составные части.

Химический облик выражается следующей формулой, тождественной с формулой габбросиенита:

Трахидолерит . . 3.5 ROR^2O^3 $6SiO^2$ $\alpha = 2.0$ $R^2O : RO = 1 : 4$
Габбросиенит . . 3 ROR^2O^3 $6SiO^2$ $\alpha = 2.0$ $R^2O : RO = 1 : 3.9$

Обычно под трахидолеритами объединяют, однако, не только эти породы, но и те, которые являются эффузивными аналогами эссекситов и нами отнесены к мелафирам, тефритобазальтам и т. п. породам. Так, например, средний состав трахидолеритов у Дэли (из 34 анализов) имеет лишь 49,20% кремнекислоты, а общий химический его облик почти тождествен с эссекситами и их эффузивными эквивалентами, а именно:

Трахидолерит Дэли . 2,2 $ROR^2O^34{,}25SiO^2$ $\alpha = 1{,}63$ $R^2O : RO = 1 : 2{,}4$
Эссексит . . . . . 2,1 $ROR^2O^34SiO^2$ $\alpha = 1{,}58$ $R^2O : RO = 1 : 3{,}4$
Эссексит Дэли . . . 1,95 $ROR^2O^24SiO^2$ $\alpha = 1{,}61$ $R^2O ; RO = 1 : 3$

Базанитовая формация

Базаниты, фельдшпатидовые базальты и тефриты

Базаниты и тефриты являются эффузивными породами ультраосновной магмы. Среди интрузивных пород им отчасти соответствуют тералиты, тешениты, ийолиты, бекинкиниты и фергуситы; но для многих из них и в частности для тех, которые мы будем называть базанитами, лишь очень недавно установлены интрузивные аналоги. Обыкновенно эти породы относят к щелочным и рассматривают вместе с группой нефелиновых сиенитов. Однако, есть целый ряд соображений, который указывает на близость этих пород не к нефелиносие-

нитовой, а к габброидной (базальтовой) магме. От базальтов эти породы *в сущности отличаются только еще большей недосыщенностью* кремнекислотой. Щелочные пироксены (эгирин) и амфиболы (арфведсонит) являются сравнительно очень редкими составными частями и при том в таких типах, переходных к фонолитам, которые может быть правильнее к фонолитам и относить. Геологически эти породы тоже часто примыкают к базальтовым областям.

В терминологии эффузивных пород ультраосновной магмы наблюдается некоторое разнообразие. Как известно, впервые Циркелем были выделены из общей группы базальтов лейцитовые и нефелиновые базальты, которые мы относим теперь к базанитовой группе; позднее к ним присоединился еще и мелилитовый базальт; сюда же должны быть отнесены и анальцимовые базальты. Впоследствии отличительным признаком между базанитами и тефритами стали считать присутствие в первых оливина; а под названием нефелинитов и лейцититов понимали полнокристаллические тефритовые породы; такова классификация Розенбуша. Принимая во внимание второстепенное значение, которое мы отводим оливину в классификации габбровых и базальтовых пород, и, с другой стороны, имея в виду присутствие в некоторых из этих пород заметного содержания плагиоклаза и полное отсутствие его в других, мы будем придерживаться следующей группировки. Общее название базаниты мы сохраним за теми ультраосновными базальтовыми породами, в которых бесцветной составной частью являются исключительно фельдшпатиды, т.-е. нефелин, мелилит или анальцим, или минералы содалитовой группы; фельдшпатидовыми же базальтами (лейцитовый базальт, нефелиновый базальт, мелилитовый, анальцимовый) будем называть те из них, которые содержат более или менее существенную примесь плагиоклаза. Тефриты не содержат оливина; они богаче кремнекислотой и являются эффузивной фацией тералитов и тешенитов; интрузивные аналоги базанитов представлены некоторыми нефелинитами. Базаниты в свою очередь можно разбить на две группы: те из них, которые содержат оливин, являются нефелиновыми, лейцитовыми, мелилитовыми и анальцимовыми базанитами; те же, которые его не содержат, составляют группу нефелинитов, лейцититов, нозеанитов и т. п. И базаниты, и тефриты обнаруживают большую наклонность к полнокристаллическому сложению; это выражается не только в том, что основная масса является полнокристаллической, т.-е. что породы являются полнокристаллически-порфировыми, хотя и с микролитовым сложением основной массы: но во многих случаях оно сказывается и в том, что исчезает различие между интрателлурической и эффузивной фазой кристаллизации, и вся порода является зернистой; та-

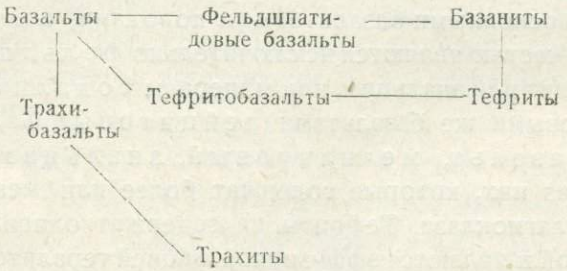
ковы, например, некоторые нефелиниты и тефриты; возможно, что некоторые из этих пород являются интрузивными. Объясняется это большой кристаллизационной способностью ультраосновной магмы. Тем не менее, витрофировые разности существуют и здесь.

Хотя в некоторых случаях указывается на содержание санидина, но надо полагать, что это явление исключительное и относится во всяком случае к типам, переходным к фонолитам. Поэтому можно считать, что в нормальных базанитах и тефритах санидин и вообще щелочные полевые шпаты отсутствуют.

Из цветных составных частей на первом плане следует поставить авгит, обыкновенно базальтический авгит, а также и диопсид; иногда наблюдается и эгирин-авгит, а в исключительных случаях и эгирин. Роговая обманка и биотит являются редкой составной частью, ромбические пироксены отсутствуют. Оливин является во многих из этих пород существенной составной частью, образуя, как и в базальтах, вкрапленники интрателлурического образования.

Окраска этих пород обыкновенно пепельносерая, иногда черная. По внешнему облику, по условиям залегания они тесно примыкают к базальтам.

Взаимоотношения с соседними группами лав могут быть иллюстрированы нижеследующей табличкой.



В химическом отношении тефриты и базаниты характеризуются незначительным содержанием кремнекислоты, базаниты—очень низким коэффициентом кислотности. Кроме того эти породы богаты щелочами, но все же не могут быть отнесены к типу щелочных пород, так как в них вместе с тем много и щелочных земель, которые количественно преобладают над щелочами.

К базанитам должна быть отнесена также и та витрофировая базальтовая порода, которая содержит в стекловатой основной массе интрателлурические вкрапленники авгита и оливина и получила от Розенбуша название лимбургита. Божицкий описал эту же породу под названием магмабазальта и этим правильно подчеркнул

принадлежность лимбургита к базальтам в широком доциркелевском смысле слова, а по теперешнему взгляду—к базанитам, между тем как отнесение лимбургита в прежних минералогических классификациях к перидотитовой магме являлось, конечно, ошибкой, так как полевой шпат не кристаллизовался в лимбургите, но потенциально в нем содержится и именно в стекле. Базаниты описаны и из современных вулканических извержений. Таковы например нефелиновый базальт извержения Савайи (вулкан Матавану) 1905 — 1906 г. на Самоа, о. Тенерифы вулкан Chahorra извержение 1798 г., вулкан Chinyero извержение 1909 г. Сюда же должны быть причислены и а в г и т и т ы островов Зеленого Мыса, Венецуэлы, Кайзерштуля и др., отличающиеся от лимбургитов отсутствием оливина.

Химический облик пород базанитовой группы может быть иллюстрирован следующими формулами и химическими анализами:

	Магматическая формула	Коэффициент кислотности	$R^2O : RO$
Нефелиновый базальт . . .	2,5 $\overline{RO}\,R^2O^3$ 3,5 SiO^2	1,20	1 : 3,6
Лейцитовый базальт . . .	1,9 $\overline{RO}\,R^2O^3$ 3 SiO^2	1,21	1 : 4,6
Мелилитовый базальт . . .	6,3 $\overline{RO}\,R^2O^3$ 4,9 SiO^2	1,03	1 : 12,7
Лимбургит	2,2 $\overline{RO}\,R^2O^3$ 3 SiO^2	1,26	1 : 5,6
Мончикит	2,3 $\overline{RO}\,R^2O^3$ 3,2 SiO^2	1,20	1 : 3,7
Камптонит	1,5 RO R^2O^3 2,8 SiO^2	1,24	1 : 4,1
Тешенит	1,97 RO R^2O^3 3,01 SiO^2	1,21	1 ; 6,48

Интрузивные базаниты

К числу и н т р у з и в н ы х представителей базанитовой магмы следует отнести также камптониты, мончикиты, альнёиты и большое количество других близких к ним жильных пород, которые описаны под очень разнообразными названиями (мондгальдеит, риццонит, польценит и др.).

К а м п т о н и т ы — обыкновенно породы полнокристаллические роговообманковые; вкрапленники принадлежат баркевикитовой роговой обманке, иногда биотиту; существуют формы, переходные к вогезитам, описанные из Тагильского округа на Урале под названием к а м п т о в о г е з и т о в. М о н ч и к и т ы имеют базальтовидный облик; стекловатая основная масса представляет не стекло, а анальцим; в них встречаются также и минералы содалитовой группы. Возможно, что мончикиты, по крайней мере частью, должны быть отнесены к фации эффузивной.

Химический состав базанитов и фельдшпатидовых базальтов

	1	2	3	4	5	6
	Мелилитовый базальт	Нефелиновый базальт	Лейцитовый базальт	Базаниты	Тефриты	Лимбургит
SiO^2	35,72	39,87	46,47	44,41	49,14	41,25
TiO^2	4,78	1,50	1,33	1,56	1,00	1,59
Al^2O^3	9,56	13,58	15,97	15,81	16,57	12,03
Fe^2O^3	5,41	6,71	5,97	4,66	0,65	5,65
FeO	6,55	6,43	4,27	5,85	6,68	7,29
MnO	—	0,21	0,01	0,14	0,30	0,54
MgO	15,46	10,46	5,87	8,20	3,98	11,22
CaO	14,20	12,36	10,54	10,12	9,88	11,88
Na^2O	3,35	3,85	1,69	3,81	2,57	3,40
K^2O	1,67	1,87	4,83	2,37	3,39	1,30
P^2O^5	0,63	0,94	0,73	0,65	0,84	0,65
H^2O	2,67	2,22	2,32	2,42	2,00	3,20

1. Среднее из 5 анализов (По Дэли)
2. „ „ 26 „ „
3. „ „ 7 „ „
4. Среднее из 20 анализов (По Дэли)
5. „ „ 24 „ „
6. „ „ 14 „ „

Альнёиты — породы мелилитовые, т.-е. интрузивные аналоги мелилитовых базальтов. К ним примыкают породы, описанные под разными названиями (туатеит, бергалит и др.), истинное систематическое положение которых требует, однако, еще пересмотра.

Тешениты частью, например, тешенит из Эрцо — тионеты в Грузии (Хеладзе).

С точки зрения кислотности все рассматриваемые здесь породы относятся к типу ультраосновных. Мы уже познакомились с другими представителями ультраосновной магмы в формации габбро в виде ультращелочноземельных габбро (иначе — алькалиптоховых). Таким образом ультраосновная магма дает две ветви интрузивных пород: 1) ультращелочноземельные (алькалиптоховые) габбро, перидотиты, рудные габбро, пироксениты и т. п. 2) интрузивные базаниты в широком смысле слова — камптониты, мончикиты, альнёиты. В химическом отношении различие между ними, при общем признаке очень низкой кислотности (коэффициент кислотности не выше 1,2, а часто ниже), заключается в том, что первая ветвь почти совершенно лишена щелочей, между тем как вторая

Химические анализы интрузивных базанитов

	1	2	3	4
	Кампто-ниты	Мончикиты	Альнеиты	Тешениты
SiO^2	41,94	39,28	29,25	40,14
TiO^2	4,15	0,62	2,25	2,82
Al^2O^3	15,36	13,04	8,80	17,36
Fe^2O^3	3,27	7,83	3,92	8,33
FeO	9,89	5,72	5,42	6,30
MnO	0,25	0,05	сл.	0,19
MgO	5,01	9,88	17,66	5,05
CaO	9,47	10,88	17,86	9,35
Na^2O	5,15	3,77	0,77	—
K^2O	0,19	1,39	2,45	2,57
P^2O^5	—	1,16	2,86	—
H^2O	—	—	—	—
п. при пр.	3,29	4,25	2,61	0,96
SO^3	—	—	—	3,78
CO^2	2,47	—	6,0	2,11
	100,44	100,54	—	—

1. Камптонит из Campton Fall, Nero Hampshire.

2. Мончикит из Таганрога (содержат 0,73 F 0,03 Q, 0,57 S, 0,68 BaO, 0,71 CO^2, SiO, Au и Ag.

3. *Альнеит из Нарвика, Альпе* . . . . CrO, 25 F *и сл.* S.

4. Тешенит из Эрцо-Тионети (по Хеладзе).

сравнительно богата ими. Но так как эта ветвь одновременно заключает большое содержание щелочных земель, количество которых превышает содержание щелочей, то не может быть отнесена к группе щелочных пород, если под нею понимать, как это принято здесь, те породы, в которых щелочи преобладают над щелочными землями.

К ультраосновным породам принадлежит, наконец, еще третий тип, а именно, магмы несиликатные, т.-е. титаномагнетитовая и сульфидная.

Пикриты и пикритовые порфириты

Пикриты — эффузивные представители перидотитов, сопровождают некоторые диабазовые формации, например, в рейнских диабазовых областях, в Фихтельгебирге, на Гарце, в Силезии, вместе с раз-

ностями, содержащими некоторое количество полевого шпата; они обыкновенно являются или полнокристаллическими или содержат некоторое количество стекла и обладают порфировидным сложением— в таком случае они называются пикритовыми порфиритами. Главными составными частями являются в них базальтический авгит или хромовый диопсид, оливин; иногда роговая обманка или биотит; второстепенные—магнетит, апатит и т. п. Широко распространены вторичные образования—серпентин, хлориты.

Пикриты и пикритовые порфириты относятся к породам ультраосновным; их химический облик может быть иллюстрирован следующими анализами:

	1	2	3	
	Средний состав	Пикрит	Пикритовый порфирит	
SiO^2	41,30	40,37	40,79	1. Из 14 анализов; по Дэли
TiO^2	0,81	сл.	—	2. Бург, Нассау.
Al^2O^3	9,43	9,86	10,41	3. Нейтитшейн. Силезия.
Fe^2O^3	5,30	4,76	3,52	
FeO	8,86	8,34	6,39	
MnO	0,29	—	—	
MgO	19,94	21,63	23,34	
CaO	8,01	4,74	8,48	
Na^2O	1,20	3,61	1,71	
K^2O	0,30	0,82	0,71	
P^2O^5	0,20	—	—	
H^2O	4,27	5,04	4,04	
	—	99,17	99,39	

Туфы и туфогенные образования

Излившиеся породы часто сопровождаются более или менее значительными отложениями рыхлых вулканических продуктов, сцементированных в твердые породы, носящие название туфов. Туфы наземных извержений являются аггломератными образованиями, которые можно разбить на следующие категории: 1) пизолитовые туфы (фиг. 168 а), состоящие в значительной степени из мелких шаровидных телец, соответствующих тем своеобразным отложениям пепла при современных извержениях, которые известны под названием granizo di tierra (земляной град), 2) пепельные туфы, т.-е.

туфы, состоящие из угловатых обломков, входящих в состав обыкновенного вулканического пепла, иногда с примесью более крупных частиц и даже вулканических бомб (см. фиг. 80, стр. 116); такие туфы,



Фиг. 179. Размытые вулканические туфы у г. Герюсы
Горный Карабах
Фот. А. С. Гинзберга.

связанные с базальтами и отличающиеся тем, что стекло уже подверглось значительному видоизменению, носят название палагонитовых туфов; если стекло сохранилось, туфы называют стекловатыми, витрофировыми: 3) особый тип составляют так называемые



Фиг. 180. Туфовый пик под перевалом Ат-Баш в Крыму
Фот. Д. И. Щербакова

кристаллические туфы, это агломератные туфы, очень богатые кристаллами, т.-е. по большей части теми порфировидными вкрапленниками лавы, которые при ее разбрызгивании газовыми взрывами скопляются в виде рыхлых отложений; 4) пелитовые туфы, это такие плотные туфы, состоящие из мельчайших частиц, которые образованы или мельчайшими частицами вулканического пепла, или грязевыми потоками; 5) витрофировые туфы, богатые осколками стекла; 6) туфы, состоящие частью или целиком из более крупных обломочных частиц, носят название туфобрекчий или микробрекчий.

Второй тип туфовых образований представляют так называемые *туфогенные отложения*, т. е. туфы подводных извержений, вулканический материал в которых смешан с морским илом и нередко



Фиг. 181. Контакт туфа с глинистым сланцем у перевала Ат-Баш в Крыму

Фот. Д. И. Щербакова

содержит окаменелости, дающие возможность определить возраст извержения; таковы силурийские и девонские диабазовые туфогены Нассау, Вестфалии, Урала, меловые и юрские порфиритовые туфогены Армении и др. Эти образования называют также туфитами, а в случае более или менее заметной метаморфизации—туфоидами. Туфоиды часто сопровождают диабазы, представляющие подводные извержения; более или менее видоизмененные зеленые или серые туфоиды с пластинчатой отдельностью известны под названьем шальштейнов. Туфовые отложения часто подвергаются более или менее глубоким гидрохимическим динамометаморфным и иным видоизменениям, которые более или менее маскируют первоначальные черты туфового происхождения и строения. Из туфов кварцевых порфиров таким

путем получаются так называемые туфовые порфироиды, которые иногда трудно отличить от настоящих порфироидов, т.-е. от метаморфизованных порфиров; из диабазовых порфиритовых туфов получаются порфиритоиды, зеленые сланцы и т. п. породы.

Некоторые из туфов, более или менее богатые аморфной кремнекислотой, имеют применение в качестве добавок к цементам для



Фиг. 182. Кератофировые туфы. Карадаг в Крыму
Фот. Е. Н. Дьяконовой—Савельевой

морских сооружений; это так называемые трассы, представляющие твердые плотные породы (например, трассы Карадага в Крыму) и рыхлые пуццоланы. Особый тип красных или бурых туфов из Албанских гор носит название пеперино.

В результате процессов выветривания или дислокационного метаморфизма получаются иногда породы, имеющие известное сходство с некоторыми туфами и не всегда легко от них отличимые; такие породы можно называть псевдотуфами.

Вулканические брекчии образуются различными способами, но в общем можно установить два типа: один из них принадлежит к категории агломератных образований, т. е. получается из вулканических выбросов, рыхлых вулканических образований, из обвалов вулканических масс, смешанных с лапилли и другими мелкими частицами вулканического пепла и подвергшихся позднейшему затвердению цементирующего материала. Такие породы, вообще говоря, можно



Фиг. 183. Выветривание туфа брекчий на Карадаге в Крыму
Фот. Е. Н. Дьяконовой—Савельевой.

называть туфобрекчиями. Другой тип образуется в самом процессе формирования изверженной породы как глубинной, так и излившейся. Если излившаяся и уже затвердевшая лава растрескивается, и эти обломки цементируются новой порцией лавы, получается настоящая вулканическая брекчия, которую иногда называют агломератной лавой, или брекчией расщепления. Если цементирование многочисленных обломков другой породы прорванной магмой совершается в процессе образования интрузивной породы, то получается так наз. эруптивная брекчия, пример которой изображен на фиг. 27 между такой плутонической эруптивной брекчией и интрузивной породой, богатой ксенолитами, существуют переходы.

Под названиями пиперно, туфовые лавы, туфовые порфириты были описаны породы, которые, с одной стороны, примыкают к настоящим лавам, с другой—к туфовым образованиям. Мно-

гочисленные неправильные бурые, черные, красные пятна выделяются на фоне этих пород макроскопически. Типерно характеризуют Неаполь, Флегрейские поля и некоторые другие вулканические области Италии; туфовые лавы, описанные Абихом, играют большую роль у Ленинакана на Армянском плоскогорье они встречаются среди лавово-диабазовой формации Петрозаводского уезда и т. д. При микроскопическом исследовании мы имеем настоящую лаву, но с более или менее значительным количеством обломочного материала, который или попал в застывающую лаву из рыхлых продуктов извержения, или был вплавлен в лаву при движении ее по рыхлым вулканическим выбросам, или, наконец, получился путем того своеобразного поверхностного распыления, которому подвергаются некоторые лавы в момент затвердевания. Точно так же к этому типу примыкают и те своеобразные брекчиевидные лавовые образования, которые получаются путем цементирования обломков лавы лавой же, или же вследствие особых процессов расщепления, механизм которых еще недостаточно разъяснен; сюда относится, например, так называемая Соломенская брекчия из с. Соломенного на Онежском озере против Петрозаводска (см. фиг. 65, стр. 105), некоторые кавказские брекчиевидные лавы и др. Вулканические брекчии можно, следовательно, разбить на б р е к ч и и р а с щ е п л е н и я и а г г л о м е р а т н ы е б р е к ч и и.

Несиликатные магмы

Изверженные породы состоят по преимуществу из силикатов и кремнекислоты; несиликатные составные части играют в них роль второстепенных составных частей, и мы привыкли поэтому думать, что все магмы являются по существу магмами силикатными. Однако, можно считать уже установленным, что существуют и несиликатные минеральные массы магматического происхождения. Не останавливаясь подробнее на этом вопросе, отметим лишь, что можно указать три типа таких магматических несиликатных образований, не считая тех образований, обыкновенно в виде пегматитовых жил, которые имеют не чисто магматическое, а магматически-пневматолитическое происхождение, как, например, апатитовые жилы, криолит и, вероятно, также некоторые кварцевые жилы (кварцолиты). Эти три типа: магнетит, или ф е р р о л и т ы, сульфидные отложения железа и меди (иногда с никкелем и кобальтом), или с у л ь ф и д о л и т ы, и изверженные известковые породы; оба — к а р б о н а т и т ы.

Условия залегания магнетитовых масс, связанных с сиенитами и сиенитовыми порфирами, на горе Благодати на Урале и в Шведской Лапландии в горах Кирунавара и Луоссавара, приводят к заклю-

чению, что здесь имеются настоящие магматические массы, которые прорвали сиенитовые породы, а не выделились из них вследствие процесса магматической дифференциации, как титаномагнетиты, связанные с породами из семейства габбро. Магнетитовые порфириты, сопровождающие там рудное месторождение, подкрепляют это предположение. Брекчиевидный характер массива Благодати, в котором красные сиенитовые массы переплетаются брекчиевидно с магнитом, уже макроскопически вызывает картину магматического внедрения магнетита в сиенит. Микроструктура подкрепляет это предположение: мы видим там разбитые кристаллы ортоклаза, между которыми внедрился магнетит, а ортоклаз является изотропным, как это наблюдается при прокаливании кристаллов ортоклаза. Относительно знаменитых месторождений Шведской Лапландии существует целый ряд работ, в которых высказываются разные взгляды; повидимому, и там наиболее вероятным является предположение о магнетитовой магме, внедрившейся в сиенитовые массы. Интересно отметить, что магнетит там сопровождается довольно значительным количеством апатита.

Изверженные сульфидные массы известны в разных местах, по преимуществу в глинистых и кристаллических сланцах, как, например, Рио-Тинто [1]) в Испании, Сулительма е Рёрос в Норвегии, Раммельсберг на Гарце, С.-Лауренс в Соединенных Штатах, Калатинское, Зюзельское и некоторые другие месторождения на Урале. Независимо от этого существуют и такие сульфидные месторождения, в которых сульфидные массы приходится рассматривать, как результат магматической дифференциации (Сёдбери в Канаде, Варалло в Пьемонте и другие).

Сульфиды отличаются очень незначительной растворимостью в силикатах; поэтому при понижении температуры магмы, а в особенности при приближении ее к застыванию, они выделяются; но, оставаясь вследствие более низкой точки плавления по сравнению с силикатами в жидком состоянии, они вследствие своего значительного удельного веса падают в нижние части магматического бассейна. Таким путем происходит магматическая дифференциация и образование залежей сульфидов. Там, где не происходит такого разделения на два слоя, а сульфиды остаются среди силикатов в виде пятен, прослоев и т. п., образуются те магматические месторождения, в которых сульфиды подчинены силикатной породе из семейства габброноритов, и количество сульфидов не превышает 1% — 2%, редко 3% всего интрузивного тела.

---

[1]) A Demay в докладе на конгрессе в Испании принимает фумарольное образование из магмы порфира до ее затвердения. A. Broughton также допускает магматическое образование

По Якобу, главное различие между образованием силикатных глубинных пород и сульфидных эпигенетических месторождений заключается в том, что в процессе образования первых роль минерализатора играла вода, а вторых—сероводород.

Что касается изверженных карбонатных пород, то к тому, что указано в главе об известняках, следует добавить, что в последнее время Брёггер признает за таковые некоторые известняки, связанные с семейством нефелиновых сиенитов, в области Фен в Норвегии, названные им карбонатитами.

Все эти несиликатные магмы нашли себе место в классификационной таблице, данной нами в главе о химическом составе.

Химическая характеристика изверженых пород СССР

При описании отдельных семейств изверженных пород были даны магматические формулы и коэффициент кислотности, храктеризующий средний, так сказать, идеальный тип данной породы. Само собою разумеется, что в отдельных конкретных случаях наблюдаются некоторые уклонения от этого среднего типа, с которым совпадает лишь некоторое—если средний тип вычислен из хорошего материала, то довольно значительное—количество индивидуальных анализов. Ближайшей задачей химической петрографии, поскольку она занимается установлением химических типов изверженных пород, является установление тех пределов, в которых могут варьировать формулы и коэффициенты для каждого типа (рода, семейства). Средняя величина дает идеальный средний тип; пределы колебаний устанавливают реальные рамки для конкретных представителей этих типов. Когда писалась эта книга, еще не была закончена статистическая обработка полного нового сборника химических анализов изверженных пород Вашингтона; мы лишены поэтому возможности дать пределы колебаний для изверженных пород вообще; (сверх того, что приведено в главах об андезитах, базальтах, липаритах и дацитах); но составленный З. Н. Немовой по поручению Петрографической секции Геологического комитета сборник анализов русских пород дает возможность произвести эту работу для русских изверженных пород.

В настоящее время, как известно, в биологии к изучению вариаций в широких размерах принимаются методы вариационной статистики. По существу вариации в химическом составе горных пород не отличаются от вариаций каких-нибудь морфологических признаков организмов. Потому представляется целесообразным применить и к горным породам метод вариационной статистики и таким путем установить пределы колебаний для характерных параметров, выражающих

химический состав изверженной породы. Такими характерными параметрами надо считать R, т. е. отношение RO: R^2O^3, α—т. е. коэффициент кислотности, r—т. е. отношение R^2O: RO и отношение Na^2O: K^2O.

Русские граниты

Анализ 134 гранитов позволяет сделать нижеприведенные заключения, имеющие значения для характеристики семейства гранитов.

Коэффициент кислотности.

Средний коэффициент кислотности для всех гранитов 4,12; без южных гранитов—4,09, для южных гранитов—4,26, для уральских—4,42.

Пределами колебаний следует считать: 3,9—4,95, т. е. $3,8 > \alpha < 5$; этому отвечает 63 гранита, т. е. 47,3%, а если взять $3,8 > \alpha$ и до 5, то 66 гранитов, т. е. 50%.

Второй тип, более плагиоклазовый, имеет $\alpha < 3,7$; это относится к 46 гранитам, т. е. 35,4%.

На долю $\alpha < 5$ приходится только 13, т. е. около 10%, а если взять $\alpha < 5,1$, то даже 8, т.-е. 6,1%.

Промежуточные граниты между главным и вторым типом, т.-е. имеющие $3,7 > \alpha < 3,9$, составляют всего 6,8% (9 образцов).

Отношение одноокисей к полуторным окислам—RO : R^2O^3.

В 64 гранитах, т.-е. в 48,9% RO : R^2O^3 колеблется в пределах 0,8—1,1, т. е. $> 0,8$ и $< 1,1$; если взять более узкие пределы 0,9—1,1, то получится 48 гранитов, т.-е. 36,6%. Всего в 13 образцах, т.-е. в 10%, это отношение меньше 0,8.

Второй тип составляют те, у которых это отношение колеблется между 1,1 — 1,3; сюда относятся 35 гранитов, т.-е. 26,7%. Выше 1,3 содержание RO поднимается только в 19 случаях, что составляет 14,6%.

На долю вариаций 0,8 — 1,3 приходится 99 гранитов, т.-е. 74%. Если же взять еще более широкие пределы, т.-е. 0,70, – 1,39, то это обнимет 81,3% всех гранитов. В уральских гранитах RO . . 1,03.

Щелочи и щелочные земли.

В южных гранитах отношение R^2O:RO = 2,75:1. Только в двух случаях (из 30) RO незначительно превышает R^2O и в трех случаях приблизительно равно ему.

Известь обыкновенно преобладает над магнезией; в южных гранитах в 24 случаях $CaO > MgO$ и лишь в 6 — $MgO > CaO$ (т.-е. 80% и 20%).

В уральских гранитах $CaO > MgO$, и общее отношение R^2O: RO = 2,5:1.

Отношение калия и натрия.

Отношения между калием и натрием таковы: в 20 случаях, т.-е. в 80% $K^2O > Na^2O$, в 9 случаях $Na^2O > K^2O$ и в одном $K^2O = Na^2O$. Распределение этих гранитов не представляет правильности.

Сибирские граниты, вообще говоря, натриевые: из 38 анализов 24 принадлежат натриевым и 14 калиевым. По отдельным районам они распределяются следующим образом:

Амурский район	калиевых	1 (пегматит)
„ „	натриевых	остальные
Ленский район	натриевых	10
„ „	калиевых	1 (Бульбухинский)
Енисейский район	натриевых	2 (Рудик и Ангара)
„ „	калиевых	5
„ „	кали-натриевых	2 (Татарка)
Селенгинская Даурия	калиевых	4
„ „	натриевых	4

Можно, следовательно, сказать, что в Восточной Сибири граниты почти исключительно натриевые, в западной Сибири преобладают калиевые и кали-натриевые, в Селенгинской Даурии калиевых и натриевых гранитов поровну.

В Туркестане все граниты, кроме одного, натриевые.

В Финляндии 14 гранитов калиевых (в 6 из них Na немного меньше K) и 7 — натриевых. Распределены они без видимой правильности.

На Урале из 7 гранитов лишь два калиевых.

Применение метода вариационной статистики к русским горным породам сделано пока лишь для гранитов; оно дало приблизительно те же результаты, что и заключения, выделенные непосредственно из сопоставления отдельных анализов.

Для гранитов Дм. Мих. Дьяконовым было сделано вычисление R. Для R получилось среднее значение 1,0678, т. е. 1,07 и среднеквадратичное (иначе основное, или стандартное отклонение $\sigma = 0{,}24$; пределы колебаний отношения $RO : R^2O^3$ для русских гранитов таковых: $1{,}0678 \pm 0{,}24$, т. е. 1,3078 и 0,8278, или 1,31 до 0,83.

Действительно, наибольшее число русских гранитов укладывается в эти рамки; за их пределами числятся уже единицы, которые можно рассматривать, как исключение или как переходные звенья.

Следовательно, символ для русских гранитов будет $+\frac{0{,}83—1{,}31}{3{,}8—5}$ или даже $+\frac{0{,}70—1{,}39}{3{,}5—5}$, при чем можно еще выделить тип как бы эвгранитов с символом $+\frac{0{,}8—1{,}1}{3{,}8—5}$.

Как распределяются эти 134 гранита между отдельными группами, показывает нижеследующая таблица, составленная Дм. Мих. Дьяконовым. *В этой таблице верхний ряд показывает истинное число* анализов, приходящихся на долю отдельных классов, а нижний — теоретические числа, как видно более равномерные.

Классы	0.20—0.29 (0.195—0.295)	0.30—0.39 (0.295—0.395)	0.40—0.49 (0.395—0.495)	0.50—0.59 [1])	0.60—0.69	0.70—0.79	0.80—0.89	0.90—0.99	1.00—1.09	1.10—1.19	1.20—1.29	1.30—1.39	1.40—1.49	1.50—1.59	1.60—1.69	1.70—1.80 (1.695—1.795)
Число случаев найденное . .	1	1	—	1	4	9	16	12	36	17	18	11	4	2	2	1
Число случаев теоретическое .	—	—	1	2	5	9	15	20	22	21	17	12	7	3	1	—

Средний состав гранитов по отдельным областям

Ленский район . . . 1.16 $\overline{RO}R^2O^37$. $38SiO^2$ $\alpha = 3.32$ $R^2O : RO = 2.1 : 1$

Енисейский район . . 0.12 $\overline{RO}R^2O^38$ $28SiO^2$ $\alpha = 4.1$ $R^2O : RO = 2.9 : 1$

Селингинская Даурия 0.81 $\overline{RO}R^2O^37$. $5SiO$ $\alpha = 3.6$ $R^2O : RO = 3.6 : 1$

Амурский район . . . 0.95 $\overline{RO}R^2O^37$. $4SiO^2$ $\alpha = 4.03$ $R^2O : RO = 1.4 : 1$

Кавказ (7 анал.) . . . 0.91 $\overline{RO}R^2O^37$. $42SiO^2$ $\alpha = 3.8$ $R^2O : RO = 1.71 : 1$

Урал (7 анал.) . . . 1.1 $\overline{RO}R^2O^3$ $8SiO$ $\alpha = 3.86$ $R^2O : RO = 1.7 : 1$

Южнорусская кристаллич. область .

(30 анализов) . . 1.06 $\overline{RO}R^2O^38$. $6SiO^2$ $\alpha = 4.26$ $R^2O : RO = 2.75 : 1$

[Финляндия (19 анал.). 1.19 $\overline{RO}R^2O^37$. $5SiO^2$ $\alpha = 4.03$ $R^2O : RO = 2.3 : 1$]

Сиениты

Сиениты спорадически встречаются в разных областях; всего имеется 15 анализов. Кроме двух из Селенгинской Даурии (в которых $K^2O > Na^2O$), все сиениты богаче натрием, чем калием.

Средний валовой состав:

$1.8\ \overline{RO}R^2O^35.7SiO^2$ $\alpha = 2.4$ $R^2O : RO = 1 : 1.7$.

[1]) Поправки в скобках первых трех столбцов относятся и ко всем остальным столбцам.

Колебания таковы:

$2.5 > RO > 1.4$ $\quad 2.5 > \alpha > 2.3$ (или 2.2)

$\overline{RO} > 1.8$ . . 6 анализов $\quad \alpha > 2.34$ . . 10 анализов

$\overline{RO} > 1.8$ . . 9 „ $\quad \alpha < 2.34$ . . 6 „

Символ: $-\frac{1.8}{2.4}$ $\quad$ пределы: $-\frac{1.4—2.5}{2.2—2.5}$.

Диориты

Настоящих диоритов оказалось всего 10 анализов, остальные принадлежат к кварцевым диоритам или к другим породам.

Средний тип этих диоритов отличается от моего среднего типа только несколько большим содержанием RO; его формула такова:

$$1{,}9\ RO\ R^2O^3\ 4{,}3\ SiO^2\ \alpha = 1{,}8\ R^2O : RO = 1 : 4.5$$

Колебания около этого среднего типа незначительны; так, например, α у 10 пород находится в пределах 1,7 — 1,9, только у одной — меньше 1,7 и у двух — больше 1,9.

Только в диорите с Клухорского перевала магнезии больше, чем извести; во всех остальных извести больше, чем магнезии.

Символ среднего типа: $-\frac{1{,}9}{1{,}8}$.

Габбро

Всего имеется 85 анализов; из них 56 приходится на долю обыкновенного и 29 на долю ультраосновного габбро.

Габбро обыкновенное. Средний коэффициент кислотности 1,49. Колебания таковы:

α	1.3—1.4	1.4—1.5	1.5—1.6	1.6—1.7	1.7—1.7
Число анализов . .	16[1])	22	6	7	9

[1]) у 8 . . $\alpha > 3.5$ и у 8 . . . $\alpha < 3.5$.

Таким образом надо считать, что наиболее типичны габбро с $1{,}55 > > \alpha < 1{,}3.5$, но α может спускаться до 1,3 и подниматься до 1,7, в исключительных случаях до 1,8.

Сумма однокисей RO в среднем 3,18. Колебания таковы:

$\overline{RO}$	<2	2—2.9	2.5—2.9	2.9—3.1	3.1—4	3.1—3.5	4—5	>5
Число анализов .	6	19	12	3	13	9	6	4

Для 24 анализов $3{,}5 > \alpha < 2{,}5$; но RO может спускаться до 2 и подниматься до 4 и даже выше.

Отношения CaO : MgO таковы:

у 36 пород . . . . . CaO > MgO
у 19 . . . . . MgO > CaO.

Сибирские габбро все известковые.

Габбро ультраосновное.

В типе ультраосновных габбро коэффициент α колеблется в пределах от 1 до 1,3.

α	<1.0	1—1.1	1.1—1.2	1.2—1.25	1.25—1.3
Число анализов . . .	3	11	7	3	4

$\overline{RO}$ представляет следующую картину:

$\overline{RO}$	<2	2—2.5	2.5—3	3—3.5	>3.5
Число анализов . . .	7	5	5	3	8

Отношение CaO и MgO таково:

у 20 пород резко CaO > MgO,
у 4 „ приблизительно одинаково,
у 4 „ MgO > CaO.

Габбро Сибири. Енисейские габбро все известковые (всего 4 анализа). Прибайкальские габбро тоже известковые.

Южнорусская кристаллистическая область. От уральских габбро-нориты отличаются большей кислотностью и большим содержанием R^2O. Отношение $MgO : CaO = 1 : 1.02$.

Средний состав габбро-норитов:

$$3\ \overline{RO}\ R^2O^3 5.38\ SiO^2 \qquad \alpha = 1{,}76 \qquad R^2O : RO = 1 : 6.53.$$

Урал. По сравнению с южно-русскими гораздо более основные, алькалиптоховые, и более магнезиальные. Гиперстеновое габбро с вершины Денежкина Камня содержит более MgO, чем CaO, и имеет такую характеристику:

$$4\ \overline{RO}\ R^2O^3 5.1\ SiO^2 \qquad \alpha = 1{,}42 \qquad R^2O : RO = 1 : 29.$$

Средний состав Денежкина Камня:

$$5.98\ \overline{RO}\ R^2O^3 4.90\ SiO^2 \qquad \alpha = 1{,}11 \qquad R^2O : RO = 1 : 47.$$

Средний состав Качканара:

$$5.89\ \overline{RO}\ R^2O^3 4.97\ SiO^2 \qquad \alpha = 1{,}15 \qquad R^2O : RO = 1 : 124$$

Средний состав Косьвинского камня: $6.6\ RO\ R^2O^3\ 6.3\ SiO^2$ $\alpha = 1{,}30$

Средний состав Серебрянского:

из 4 анализов . .	$\alpha = 1{,}1$	$R^2O : RO = 1 : 17$
из 6 анализов . . .	$\alpha = 1{,}23$	$1 : 13$
Фармаковский увал . .	$\alpha = 1{,}35$	$R^2O : RO = 1 : 25$

Нефелиновые сиениты

Анализов всего 18; один из Кольских по $\overline{RO}$ и по α настолько уклоняется от обычного типа, что я его не принимаю во внимание. Среднее из 17 анализов дает тип, почти тождественный с моей прежней формулой, а именно:

$$1.17\ \overline{RO}\ R^2O^3 3.98 SiO^2 \qquad \alpha = 1{,}93 \qquad R^2O : RO = 3{,}8 : 1.$$

Для α колебания таковы: от 1,61 до 2,18 (2,38), но, главным образом, 1,8 — 2.

α	1.8—2	< 1.8	> 2
Число анализов . . .	8	4	3

Для $\overline{RO}$: от 0,65 до 1,38 (1,94), но преимущественно от 0,9 до 1 : 25

$\overline{RO}$	0,9—1,2	0,9—1,25	< 0,9	> 1,25
Число анализов . . .	7	10	2	5(6)

Таким образом символы таковы:

Средний тип: $+\frac{1,17}{1,93}$.

Колебания: $+\frac{0,9—1,25}{1,8—2,1}$ или $+\frac{0,65—1,38}{1,6—2,2}$.

Что касается содержания железа, то в Кольских и Мариупольских оно среднее, в Боготольских — высокое, а в Сахалинских и Туркестанских (Тагобы Собак) и в миаскитах железа мало. Калия много в миаскитах, в Ботогольских и в Туркестанских породах.

Для сравнения отдельных областей между собою привожу средние значения коэффициентов RO и α для каждой из них:

	$\overline{RO}$	α
Миаскиты	1,24	1,96
Куолаярви	1,12	1,85
Кола	1,3	1,93
Сахалин	0,95	2,07
Мариуполь	1,13	2,0
Енисей	1,28	2,17
Ботогол	1,12	1,8
Тагобы-Собак	1,07	1,85

Диабазы

Пятьдесят анализов русских диабазов дают среднюю формулу, очень близкую к габбро, а именно:

$$2,87\ \overline{RO}\ R^2O^3\ 4,61\ SiO^2\ ^1)$$
$$R^2O : RO = 1 : 13 \qquad \alpha = 1,58$$

Колебания в величинах $\overline{RO}$ и α выражаются в следующем.

Половина всех анализов имеет α в пределах от 1,45 до 1,65; около 5 анализов дают коэффициент кислотности меньше 1,45; у остальных $\alpha > 1,65$.

---

[1]) Среднее из 20 анализов по Дэли:

$2,54\ RO\ R^2O^3 4,65\ SiO^2$ $\alpha = 1,68$ $RO^2 : RO = 1 : 6,4$.

Сумма одноокисей у половины всех диабазов колеблется в пределах от 2,4 до 3,5; из них у 14 эти пределы 2,6 — 3.

Диабазы с $\overline{RO} > 3{,}5$ по большей части принадлежат к числу более или менее измененных. Сравнительно большая группа диабазов с $\overline{RO} < 2{,}4$ (их всего 16) обнимает метаморфизованные породы (эпидиабазы, амфиболизированные) или эссекситовые диабазы. Что касается отношения $CaO : MgO$, то у большинства содержание извести выше (29 анализов); из числа остальных 21 анализа, у которых $MgO > CaO$ или приблизительно $MgO = CaO$, большинство приходится на долю сибирских диабазов.

Естественно поставить себе вопрос, как следует проводить границу между диабазами и диоритами. Различие между эти двумя семействами может быть обосновано и химическими особенностями, и минералогическим свойством, и генетическими соотношениями.

Диориты—интрузивные породы, диабазы—подводные извержения. В диоритах кислый плагиоклаз—андезин, иногда доходящий до олигоклаза; в диабазах — основной плагиоклаз, лабрадор, иногда доходящий до битовнита. Средний тип диабаза: $-\frac{2{,}87}{1{,}58}$; средний тип диорита $-\frac{1{,}9}{1{,}8}$.

Пределы колебаний величины главных параметров у диабазов таковы:

Сумма $\overline{RO}$.

$\overline{RO}$	$<2{,}4$	2,4—2,6	2,6—3	3—3,2	3,2—3,5	$>3{,}5$
Число анализов . .	16	2	14	3	6	9

С первого взгляда получается неопределенность; однако, если принять во внимание, что первый столбец обнимает также метаморфизованные эпидиабазы, амфиболизированные, эссекситовые и т. п. диабазы, а последний — также породы измененные или богатые оливином, то для 25 анализов получатся пределы 2,4 — 3,5.

Коэффициент кислотности:

α	$<1{,}4$	$<1{,}45$	1,45—1,66	$>1{,}66$	$>1{,}79$
Число анализов . . .	6	8	28	9	3

Можно считать, что для большинства диабазов α укладывается в рамки 1,4 — 1,75. В большинстве анализов $CaO > MgO$; в Сибирских обыкновенно $MgO > CaO$ или $CaO = MgO$.

К диабазам должны быть отнесены также многие породы, описанные, как диориты и метадиориты. 15 анализов таких пород, в общем близких друг к другу, дали такую характеристику:

$$3RO\ R^2O^3 4{,}71\ SiO^2 \qquad \alpha = 1{,}57 \qquad R^2O : RO = 1{,}8.$$

Следовательно, это действительно диабазы, а не диориты.

Химическая характеристика петрографических провинций СССР и Финляндии

Понятие петрографических провинций, установленное Джёддом и еще раньше намеченное Фогельзангом, было подкреплено и иллюстрировано многими примерами. В пределах отдельных „комагматических" областей, как их называет Вашингтон, это понятие реальное и рациональное. Попытки же свести все изверженные породы к двум (или трем) универсальным провинциям и связать их с географическими и геотектоническими элементами, нашедшие себе особенно яркое выражение у Беккe и Харкера, являются схематизацией, находящейся в противоречии с фактами, и должны быть признаны неудачными. Многочисленные примеры совместного нахождения тихоокеанских и атлантическнх пород теперь уже достаточно хорошо известны. В числе этих примеров нельзя не отметить и петрографических провинций СССР во всей их совокупности.

Если считать щелочными породами не только формацию нефелиновых сиенитов, но также граниты и значительную часть сиенитов, то совместное нахождение щелочных и тихоокеанских пород окажется общим правилом без исключений на всем обширном пространстве СССР. Но если даже сохранить за атлантическим типом его узкое обычное значение, распространение формации нефелиновых сиенитов не подтверждает широких обобщений, связанных с концепцией универсальных провинций: тихоокеанской, приуроченной к Тихому океану и к областям складчатости, и атлантической, приуроченной к Атлантике и к областям излома. Формация нефелиновых сиенитов в СССР развита в следующих областях: на Кольском

полуострове, в Ильменских горах, на Урале, в Приазовье (Мариупольский уезд), в Енисейском крае, в Туркестане, в Прибайкалье (Ботогольский кряж), на Сахалине.

Рассмотрим вкратце каждую из этих областей в отдельности.

Хибинский и другие щелочные массивы Кольского полуострова действительно находятся в области Атлантики и в сфере зоны горстового излома. Но в непосредственном соседстве и в тесной связи с ними находятся гранитовые, габбровые и другие породы, принадлежащие к тихоокеанскому типу. Обыкновенно в этих случаях указывают на возможность различного возраста этих пород. Но, во-первых, нет данных для решения этого вопроса в ту или иную сторону. Во-вторых, если бы даже и оказалось, что действительно граниты, габбро и т. п., с одной стороны, нефелиновые сиениты с другой, принадлежат к образованиям различного возраста, это не могло бы служить аргументом против совместного нахождения этих пород, как доказательство нераздельности тихоокеанской и атлантической провинций. В самом деле, ведь если породы были интрудированы в разное время, они все-таки получились из одного общего магматического резервуара и перемещались исключительно под влиянием все продолжавшегося или возобновившегося процесса разрывной, а не пликативной дислокации. Быть может еще определеннее можно об этом говорить в применении к областям складчатости, как, например, Урал, Альпы и т. п. С перерывами, в разные эпохи шел процесс формирования таких хребетов; и точно также с перерывами и в различные эпохи совершался процесс формирования разных интрузивных и эффузивных пород, принимающих участие в строении этих горных систем. Но все эти породы черпались из одного общего источника, быть может из разных частей грубосвилеватого [1]) или дифференцированного магматического бассейна, но все же из одного бассейна, который был захвачен горообразованием и питал эту зону пликативной дислокации, пока не исчерпался, как это красноречиво было в свое время высказано Марселем Бертраном. Наконец, можно аппеллировать и к доказательству от противного: почему Финляндский массив, находящийся в тех же условиях, что и Кольский, не принадлежит к тому же петрографическому типу и так существенно от него отличается?

Ильменские горы южного Урала представляют другой характерный пример того же самого, что и Кольский массив, с тем только различием, что мы здесь имеем перед собой типичную пли-

---

[1]) Терминами „свили“ и „свилеватый“, взятыми из стеклодельной терминологии, целесообразно заменить термины „шлиры“ и „шлировый“.

кативную область, лежащую далеко за пределами Атлантики, и в ней мощную, казалось бы чуждую ей, миаскитовую формацию. Относятся ли габбро, граниты, диабазы, миаскиты Урала к разным геологическим эпохам — что, например, для южного Урала устанавливает Заварицкий — или нет, это даже в данном случае безразлично. Важно лишь, что миаскиты находятся в пределах пликативной области *Тихоокеанского типа, и что на них в период их формирования так же* воздействовало горообразующее усилие, как и на габбро северного Урала, вызывая и тут, и там полосатую структуру с одинаковой ориентировкой полос.

В Приазовье как будто тоже наблюдается приуроченность щелочной свиты к области горстового излома. Но эти изломы, как указывает Мефферт, являются лишь отголосками и последствием более ранней пликативной деятельности в области Донецкого кряжа. А жилы камптонитов и мончикитов, выполняющих некоторые из таких тектонических трещин, отнюдь не являются непременно дериватами основной магмы. Вместе с тем нельзя не отметить, что в находящейся недалеко отсюда более молодой петрографической области Крыма, в которой наложены друг на друга и пликативные процессы, и дизъюнктивные, встречаются совместно и щелочные, и щелочноземельные породы, как это было впервые подчеркнуто Мейстером.

Енисейский край. Минусинские нефелиновые сиениты находятся в области излома с последующей складчатостью совместно с диабазами и долеритами, так называемыми сибирскими траппами.

Туркестан — типичная область складчатости — и не принадлежит к области Атлантики. Нефелиновые сиениты вкраплены там в петрографические сообщества иного типа без всякой видимой закономерности.

В Прибайкалье нефелиновые сиениты приурочены, повидимому, к области Ботогольского хребта, между тем как все остальные части примыкающей к Байкалу области излома характеризуются породами совершенно иного типа.

Наконец, на Сахалине, находящемся уже в самом Тихом океане, нефелиновые сиениты, по описанию В. М. Дервиз, сочетаются с породами тихоокеанского типа.

Таким образом щелочные породы СССР должны быть отнесены к числу тех многочисленных примеров совместного нахождения так называемых тихоокеанских и атлантических пород, которые достаточно красноречиво характеризуют концепцию двух универсальных провинций, как схематизацию, находящуюся в противоречии с фактами.

Совместное нахождение пород так называемой щелочной магмы, *с одной стороны, и магмы щелочноземельной, с другой, является*

уже фактом настолько широко распространенным, что в сущности излишне на этом дольше останавливаться. Вместе с тем уже в достаточной мере выяснилось, что приурочение щелочных пород к зонам излома, а щелочноземельных к пликативным областям также не может быть удержано. По этому поводу нельзя не отметить, что самое разграничение и резкое противопоставление дизъюнктивной и пликативной дислокации представляется в настоящее время до известной степени искусственным. Разрывы и сбросовые явления, с одной стороны, и складкообразование, с другой, отнюдь не являются независимыми друг от друга процессами, а тесно между собою связаны. Разрывы и сбросы при продолжающихся деформационных усилиях сопровождаются складкообразованием. И наоборот, пликативные явления, особенно если они захватывают области с интрузивными, например, гранитными массивами, на некоторой стадии дислокационного процесса сменяются образованием разрывов и сбросами. И если в отдельных случаях мы имеем примеры сбросовых явлений или пликативных дислокаций в чистом виде, то они во всяком случае представляются гораздо более редкими, чем вышеуказанная комбинация, а нередко эти примеры представляются лишь кажущимися, так как должны быть рассматриваемы лишь как одна из стадий того полного цикла дислокационных процессов, которые выражаются последовательно в разрывах и складках или обратно. Такая тесная связь двух форм дислокации в последнее время особенно резко подчеркивается, с одной стороны, Штилле, с другой, Клоосом на основании детального исследования истории возникновения гранитных массивов.

Если принять во внимание эту тесную связь между сбросовыми явлениями и складкообразованием, приурочение щелочных пород к областям излома, а щелочноземельных к областям складок теряет почву, независимо даже от вышеуказанных многочисленных фактов сонахождения обоих типов изверженных пород.

Помимо многочисленных отдельных примеров нахождения атлантических пород на островах Тихого океана и наоборот, интересную новую иллюстрацию всей искусственности разграничения этих двух областей по их петрографическому типу представляют вычисления Вашингтона. Интересно сопоставить средний валовой состав дна океанов со средним валовым составом материков. Для этого можно воспользоваться данными Вашингтона, который дает средний валовой состав дна Тихого океана (по 56 анализам) и Атлантического океана (по 72 анализам). Состав для обоих океанов почти тождествен и соответствует базальту, но несколько более богатому щелочами, чем общий валовой тип базальтов.

Вот эти данные:

	I	II
SiO^2	50,63%	50,05
Al^2O^3	15,82	15,51
Fe^2O^3	4,44	3,88
FeO	5,73	6,23
MgO	5,79	6,62
CaO	7,36	7,99
Na^2O	4,27	4,90
K^2O	2,31	2,10
H^2O	1,47	1,16
TiO^2	1,63	1,96
P^2O^5	0,43	0,25
MnO	0,04	0,15
Неопр.	0,06	0,08
	100,05	100,00

I. Дно Атлантического океана; удельный вес — 2,85.

II. Дно Тихого океана; удельный вес — 2,89.

На всех материках плотность 2,72 — 2,79 и содержание кремнекислоты — около 60%.

Средний состав для Атлантики дает формулу очень близкую к мелафиру, отличаясь от него лишь несколько большей кислотностью:

Атлантика: 2,33 $\overline{RO}$ R^2O^3 4,61 SiO^2

$\alpha = 1{,}77 \cdot R^2O : RO = 1 : 3{,}5$

Мелафир 2,3 $\overline{RO}$ R^2O^3 5,6 SiO^2

$\alpha = 1{,}9$ $R^2O : RO = 1 : 3{,}6$.

Отдельные мелафиры еще ближе подходят к составу Атлантики, и, следовательно, дно Атлантики не имеет ничего общего со щелочными породами.

Средний валовой состав всех материков почти тождествен и отвечает приблизительно сиениту; средний валовой состав двух океанов существенно отличается от материков. Следовательно, вместо того, чтобы говорить о Тихоокеанской и Атлантической провинции, следовало бы противопоставить друг другу фации (или провинции) континентальную и океаническую.

Для сравнения разных петрографических областей СССР между собою с точки зрения валового их химического состава можно воспользоваться тем статистическим методом подсчета среднего состава из более или менее значительного числа отдельных анализов, который применяется Кларком, Вашингтоном и другими для подобного рода вычислений. Материалом послужили 660 анализов русских пород, перечисленные З. Н. Немовой на магматические формулы.

Общая сравнительная характеристика может быть иллюстрирована магматическими формулами и коэффициентом кислотности, и нет надобности вычислять полностью весь валовой процентный состав. Эти подсчеты дали следующие результаты:

	Магматические формулы	α	$R^2O : RO$
Юг СССР	$1{,}69\overline{RO}6 \cdot 6SiO^2$	3,09	1 : 1,6
Финляндия	$1{,}83\overline{RO}6 \cdot 1SiO^2$	2,88	1 : 2,8
Крым	$1{,}4\ \overline{RO}5 \cdot 9SiO^2$	2,60	1 : 1,4
Кавказ	$1{,}56\overline{RO}5 \cdot 12SiO^2$	2,87	1 : 2,2
Урал	— —	1,75	
Амурский район	$1{,}91\overline{RO}6 \cdot 48SiO^2$	2,8	1 : 3,2
Енисейский район	$2{,}09\overline{RO}5 \cdot 86SiO^2$	3,01	1 : 3,4
Селенгинская Даурия	$2{,}2\ \overline{RO}6 \cdot 59SiO^2$	2,85	1 : 3,09
Ленский район	$2\overline{RO}6 \cdot 2SiO^2$	2,65	1 : 2,6
Карелия		1,66 [1])	
Весь СССР (660 анал.)		2,38	

Наиболее показательной и наиболее характерной величиной, сразу обрисовывающей общий облик, является коэффициент кислотности, особенно в сочетании с отношением щелочей и щелочных земель.

Вот эти данные:

Кавказ . . . . . 2,65 (с Пятигорск. лакколитами — 2,98)
Крым . . . . . 2,9 — 2,95
Южная часть СССР (в Европе) 3,09
Сибирь 2,9

В отдельности по районам:

Селенгинская Даурия 2,64 (2,85)
Ленский район 2,65
Енисейский район 3,01
Амурский район 2,8
Финляндия 2,9
Урал 1,75
Карелия 1,66
Кольский полуостров 1,9
Весь СССР (660 анализов) 2,38

[1]) Вместе с Валаамом $\alpha = 1{,}9$.

Все крупные области СССР, за исключением Урала, имеют приблизительно одинаковый коэффициент кислотности, соответствующий магме кварцевого диорита. Урал, Кольский полуостров и Карелия имеют гораздо более основной состав; группа лакколитов Пятигорска—более кислый.

Особенность Олонецкого края (Карелии) объясняется отчасти тем, что граниты этой области не анализировались; но вместе с тем значительное преобладание здесь основных пород диабазовой группы не подлежит сомнению.

Относительно Урала можно было бы тоже предположить, что основность среднего валового состава быть может отчасти объясняется небольшим числом анализов гранитовых пород по сравнению с породами основными. Нельзя вместе с тем однако не принять во внимание, что в среднем и северном Урале породы диабазовой и габбро-пироксенито-перидотитовой группы действительно господствуют.

Лакколиты Пятигорска, как показывает средняя их формула:

$$1{,}23\,\overline{RO}\,R^2O^3\,7{,}17\,RiO^2 \qquad a = 3{,}41 \qquad R^2O : RO = 2 : I,$$

существенно отличаются гораздо большей кислотностью, преобладанием щелочей [1]) и незначительным содержанием одноокисей. Эта магма является трахилипаритом (Дервиз) или липаритоандезитом (Мильх) и в общем соответствует моему гранититу и почти тождественна с делленитом Свенониуса.

Характеристика Кольского полуострова несомненно является односторонней вследствие того, что аналитический материал по преимуществу относится к формации нефелиновых сиенитов. Поэтому мы не имеем общей химической физиономии всего Кольского полуострова, а лишь важнейшей его части. Будучи поэтому несколько односторонним, вывод средней валовой формулы вместе с тем подчеркивает особенность этого района по сравнению с другими областями СССР. Все породы здесь резко натриевые, богатые глиноземом; в тех случаях когда $\overline{RO}$ мало, содержание извести и магнезии приблизительно одинаково, но в общем извести больше; в тех случаях, когда $\overline{RO}$ много, известь резко преобладает над магнезией.

Общая формула такова:

$1{,}76\,\overline{RO}\,R^2O^3 4{,}5\,SiO^2$; символы $+\frac{1{,}76}{1{,}92}$; $a = 1{,}92$ $R^2O : RO = 1{,}6 : 7$ $\beta = 64{,}5$.

Среди изверженных пород нет такого типа, который соответствовал бы этому составу; на него надо смотреть, как на тип нефе-

---

[1]) Только в двух анализах $R^2O < RO$.

линового сиенита с некоторой примесью зеленокаменных и быть может гранитовых пород, что и вызвало понижение щелочности и повышение содержания RO.

Интересно отметить, что средний коэффициент кислотности для всего СССР, вычисленный из 660 анализов, совпадает с коэффициентом кислотности для всей земной коры по последним данным Кларка и с средним коэффициентом кислотности для всех изверженных пород (более 5 000 анализов), вошедших в последний сборник Вашингтона:

СССР . . . . . $\alpha = 2{,}38$
Изверженные породы по Вашингтону $\alpha = 2{,}39$
Земная кора по Кларку . . . . . $\alpha = 2{,}41$

На нижеследующей таблице (см. стр. 408) даны формулы среднего валового состава отдельных областей. В общем эти формулы подходят к типу кварцевого диорита, отличаясь в некоторых случаях лишь большим содержанием одноокисей, т. е. $\overline{RO}$.

Обратимся теперь к рассмотрению отдельных областей.

Финляндия

Общий валовой состав Финляндии по имеющимся в моем распоряжении материалам (всего 43 анализа) [1]) таков:

$1{,}83\,\overline{RO}R^2O^36{,}1SiO^2$ $\quad \alpha = 2{,}9 \quad R^2O : RO = 1 : 2{,}8$
$\beta = 50$, т. е. $33{,}4\%$.

Этот состав бесспорно отвечает типу кварцевого диорита, но лишь с некоторым избытком RO над средним типом.

Седергольм дает в 1925 г. несколько иной состав, более кислый, соответствующий адамеллиту:

$(\overline{RO} = 1{,}52, \; R^2O : RO = 1 : 1{,}7, \; \alpha = 3{,}28)$.

Граниты Финляндии, для которых имеется 20 анализов, дают тип близкий к тому, который выведен мною из 236 анализов (по Дэли), и к среднему типу шведского гранита, отличаясь от того и другого лишь несколько большей кислотностью.

---

[1]) Собственно 52 анализа, так как для раппакиви Питерлакса взято среднее из 7 анализов, а для йолитов — среднее из 4 анализов.

Средний валовой состав отдельных областей

		Магматические формулы	Коэффиц. кислотн.	$R^2O : RO$	Символы
Амурский район					
Граниты	0,95	$\overline{ROR^2O^3}7,4SiO^2$	4,03	1,4 : 1	$+\frac{0,95}{4,03}$
Остальные породы .	2,25	$\overline{ROR^2O^3}6,22SiO^2$	2,42	1 : 4,2	$-\frac{2,23}{2,42}$
Общее среднее . .	1,91	$\overline{ROR^2O^3}6,48SiO^2$	2,8	1 : 3,2	$-\frac{1,91}{2,8}$
Енисейский район					
Граниты	1,12	$\overline{ROR^2O^3}8,28SiO^2$	4,1	2,9 : 1	$+\frac{1,12}{4,1}$
Остальные породы .		—	2,78		
Общее среднее . .		—	3,01		
Селенгинская Даурия					
Граниты	0,81	$\overline{ROR^2O^3}7,5SiO^2$	3,6	3,6 : 1	$+\frac{0,81}{3,6}$
Остальные породы .		—	2,42	1 : 5,3	
Общее среднее . .		—	2,64	1 : 3,09	
Ленский район . .		—	(2,55)		
Граниты	1,16	$\overline{ROR^2O^3}7,38SiO^2$	3,32	2,1 : 1	$+\frac{1,16}{3,32}$
Остальные породы .	2,53	$\overline{ROR^2O^3}5,49SiO^2$	2,08	1 : 5,1	$-\frac{2,53}{2,08}$
Общее среднее . .	2	$\overline{ROR^2O^3}6,1SiO^2$	2,65	1 : 2,6	$-\frac{2}{2,65}$
Общее среднее для Сибири (из 139 анализов)		—	2,8		
Юг СССР (в Европе)					
Граниты	1,06	$\overline{ROR^2O^3}8,6SiO^2$	4,26	2,75 : 1	$+\frac{1,06}{4,26}$
Остальные породы .	2,22	$\overline{ROR^2O^3}4,9SiO^2$	2,09	1 : 4,5	$-\frac{2,22}{2,0}$
Общее среднее . .	1,69	$\overline{ROR^2O^3}6,6SiO^2$	3,0	1 : 1,66	$-\frac{1,69}{3,0}$
Финляндия	1,83	$\overline{ROR^2O^3}6,1SiO^2$	2,88	1 : 2,8	

Карелия (б. Олонецкий край)

Характеристика Олонецкого края является односторонней вследствие того, что в число анализов совершенно не попали граниты восточного берега Онежского озера. Если принять во внимание эти граниты, а также граниты к северу от Онежского озера, то получится, вероятно, также как и в других районах, магма кварцеводиоритовая. Имеющиеся теперь анализы относятся все к западному и северо-

западному побережью Онежского озера, включая сюда и острова. Среднее из 14 анализов дает $a = 1{,}66$, т. е., принимая во внимание, что все породы здесь щелочноземельные (приблизительно половина с преобладанием магнезии и половина с преобладанием извести), магма здесь диабазовая (базальтовая). Если сюда присоединить еще „диоритовые" породы Повенецкого уезда, то получится громадный диабазовый магматический бассейн, который в течение нижнего палеозоя давал интрузии и питал вулканические очаги. В области кварцитов эта магма обогатилась кремнеземом и дала начало кварцевым габбродиабазам и габбродиабазам с микропегматитом.

Южная европейская часть СССР

Средний валовой состав (из 65 анализов):

$$1{,}69\,ROR^2O^3 6\,6SiO^2 \qquad a = 3{,}09 \qquad R^2O : RO = 1 : 166 \cdot -\frac{1{,}69}{309}.$$

Это соответствует кислому кварцевому диориту или среди эффузивных пород санториниту. Ближе всего южная область подходит к Финляндии, но отличается как от Урала, так и от Кавказа и Крыма.

Без гранитов получается такой состав:

$$2{,}22\,ROR^2O^3 4 \cdot 9SiO^2 \qquad a = 2{,}09 \qquad r = \frac{1}{4{,}5} \cdot \frac{2{,}22}{2{,}09}.$$

Это соответствует габбросиениту, бедному суммой $\overline{RO}$, или мелафиру.

Крымская провинция

Все породы резко натриевые.

Лишь в немногих породах $MgO > CaO$; мелафир (Бодрак), мезолимбургит (Судак), кварцевый порфир (Урага) и вообще в породах, в которых RO мало. Во всех остальных $CaO = MgO$ и много железа.

Из 30 анализов 9 щелочных, 1 промежуточный и 20 щелочноземельных.

Средний состав $1{,}52\,\overline{RO}R^2O^3 5 \cdot 67SiO^2 \qquad a = 2{,}60 \qquad r = \frac{1}{1{,}78}$

приблизительно соответствует андезитодациту и банатиту.

Средний состав крымских пород, вообще говоря, близок к среднему составу Казбекских; Пятигорская группа резко отличается и от

тех, и от других. Породы лакколитов близки к Пятигорским и все натриевые.

Если взять еще 17 анализов, т. е. всего 47 анализов, то получается:

$$1 \cdot 4\,\overline{RO}\,R^2O^35 \cdot 9SiO^2 \qquad a = 2{,}76 \qquad r = \frac{1}{1{,}4},$$

т. е. состав, в общем относящийся тоже к типу кварцевого диорита.

Для крымских пород характерно сравнительно часто встречающееся отношение $\overline{RO} : R^2O^3 < 1$ или немного > 1 при $a < 2$ и даже 1,5; в южной части СССР это часто встречается, а на Кавказе этого нет.

Только в 3 породах $MgO > CaO$ и в одной $MgO = CaO$, во всех остальных $CaO > MgO$; везде $Na^2O > K^2O$.

Кавказ

Средний состав кавказских пород соответствует типу кварцевого диорита:

$$1{,}56\,\overline{RO}R^2O^35 \cdot 12SiO^2 \qquad a = 2{,}65 \qquad R^2O : RO = 1 : 2{,}2.$$

Выше было указано, что средний валовой состав Кавказских пород соответствует типу несколько основного кварцевого диорита. Магма, состоящая из двух частей андезитодацита и одной части дацита, дает почти тождественный состав, как показывает нижеследующее сопоставление:

Состав, вычисленный из анализов:

$$1{,}56\,\overline{RO}R^2O^35{,}1SiO^2 \qquad a = 2{,}65 \qquad R^2O : RO = 1 : 2{,}2$$

Смесь 1 ч. дацита и 2 ч. андезитодацита:

$$1{,}48\,\overline{RO}R^2O^3\,6SiO^2 \qquad a = 2{,}66 \qquad R^2O : RO = 1 : 2{,}5$$

Туркестан

Для Туркестана имеется всего 17 анализов; поэтому следует считать формулу среднего состава лишь предварительной. Когда будет больше анализов, она вероятно приблизится к типу кварцевого диорита; теперешняя близка к кварцевому базиту, как показывает ее символ — $\frac{1{,}67}{2{,}46}$ и формула 1.67 RO R^2O^3 5.24 SiO^2 $a = 2.46$ $R^2O : RO = 1 : 2$. Во всех породах, кроме содалитового сиенита, $MgO > CaO$.

Величина $\beta = 58{,}7$, т. е. $\beta = 37\%$ и, следовательно, $SiO^2 = 63\%$, т. е. как раз то, что соответствует кварцевому диориту.

Урал

Урал представляет большую пестроту петрографического состава: габбро-пироксенито-перидотитовая формация севера, миаскиты Ильменских гор, карбоновые граниты, девонские диабазы и порфириты, различные граниты, сиениты, диориты, змеевики и мн. др. представляют сложную картину. По сравнению с Южнорусской кристаллической областью граниты играют здесь более скромную роль, и на первый план выступают основные и отчасти даже ультраосновные и алькалиптоховые породы. Поэтому и общий средний валовой состав Урала отличается от всех до сих пор рассмотренных областей гораздо большей основностью и бедностью щелочами. Мы имеем здесь, повидимому, глубокие корни магматического бассейна.

В моем распоряжении 226 анализов изверженных пород Урала. Коэффициент кислотности дает в среднем 1,75, т. е. несколько кислую базальтовую магму.

Отношения MgO и CaO таковы: в 75 анализах $MgO > CaO$, в 157 — $CaO > MgO$, в 19 — $MgO = CaO$.

В породах юга СССР обычно $CaO > MgO$, но попадаются иногда и обратные случаи. На Урале вообще высокое содержание и CaO и MgO, много случаев $CaO > MgO$, много $MgO > CaO$ и иногда $CaO = MgO$. В частности на Денежкином Камне преобладают случаи $MgO > CaO$ (в среднем $MgO : CaO = 1.8 : 1$), в Нижнем Тагиле $MgO > CaO$, на Качканаре $MgO : CaO = 1 : 1{,}05$, в Иссовском районе обыкновенно $CaO > MgO$ (но есть и исключения).

Как общее заключение из всего вышесказанного вытекает, что по кислотности европейская часть СССР в целом соответствует кислотности всей земной коры, отдельные районы соответствуют кварцевому диориту, кроме Урала, который по кислотности соответствует тому, что установлено для дна океанов. Распределение пород нефелиносиенитовой магмы не обнаруживает никакой закономерности. Представление о двух или трех универсальных петрографических провинциях не находит себе поддержки в распределении изверженных пород на всем пространстве СССР.

Осадочные породы

ВВЕДЕНИЕ

75% земной поверхности покрыто осадочными породами; отсюда с очевидностью вытекает их большое значение, хотя в составе толщи литосферы их участие по сравнению с породами изверженными и ничтожно.

С точки зрения генезиса осадочные породы существенно отличаются от изверженных своей зависимостью от климатических факторов. Поскольку факторами осадочного породообразования являются выветривание, перенос, осаждение и органическая жизнь, климату принадлежит руководящая роль в образовании и распределении осадочных пород по земной поверхности. Разным климатическим зонам и провинциям свойственны не только различные осадочные породы, но в особенности и различные их ассоциации. Эти фации и парагенетические ассоциации осадочных пород, обусловленные климатическими факторами, настолько характерны и важны, что часто дают возможность по литологическим особенностям древних осадочных образований судить о климатических условиях той эпохи и того участка земной коры, к которому относится формирование данной породы или данного комплекса пород. С этой точки зрения важно *изучение современного литогенезиса в разных климатических зонах* и в разных фациях земной поверхности, как это было показано Вальтером. Особенно важно изучение условий накопления современных отложений на дне морей, в речных долинах, в пустынях, ибо только этим путем можно выяснить значение окраски осадочных пород, разных их ассоциаций, разной степени их диагенезиса и метагенезиса. Такое изучение осадочных пород с точки зрения современных условий литогенезиса и с точки зрения возможных обратных умозаключений от тех или иных признаков древних осадочных пород к климатическим, фациальным и палеографическим выводам относительно соответствующих им эпох, водных бассейнов или континентальных участков и составляет предмет сравнительной литологии осадочных пород. У нас в этом направлении успешно работает

прежде всего акад. Архангельский для мезозойских отложений русской равнины и для современных отложений на дне Черного моря.

Являясь результатом деятельности денудационных процессов, осадочные породы представляют довольно разнообразную в деталях группу генетических типов, которые однако объединяются тем, что все осадочные породы представляют результат накопления, или аккумуляции последовательно отлагающихся минеральных масс. Так как такой процесс накопления не идет без перерывов, то и получается та, столь характерная для осадочных пород, слоистость, которая их отличает от пород изверженных, обычно массивных. Слоистость является во многих случаях результатом действительного перерыва в отложении, при чем во время перерыва поверхность отложившейся массы подвергается некоторому уплотнению или другим видоизменениям, которые и делают ее плоскостью потенциального легкого раскола, плоскостью капиллярного проникания растворов и отложения новообразований дендритового или иного характера; в других случаях слоистость есть не что иное, как выражение чередования в отложении различных материалов. Если в залежи каменной соли более или менее мощные пласты соли разделяются тонкими прослоями ангидрита или иловатой мути, если в фирновом снеге снеговые слои разделяются тонкими прослоями грязи, если в песчанике имеются тончайшие прослои слюды и т. п., то это является слоистостью от смены отлагающегося материала. Эта смена может быть, конечно, и более резкой, она может выражаться в чередовании значительных слоев различного состава или различной крупности зерна. Мощность отдельных слоев может варьировать в самых широких пределах, и при значительной ее величине самая слоистость может быть неявной; в таком случае она выступает более резко лишь под влиянием выветриванья или дислокационных процессов (см. стр. 420).

Другая особенность осадочных пород — это часто присущая им пористость, особенно заметная в свежих отложениях, еще не претерпевших тех изменений (затвердевание, выполнение пор, частичная перекристаллизация, слеживание), которые совершаются еще во время нахождения отложения под водой более или менее одновременно с его образованием, вернее в пределах тех условий, при которых происходит и самое накопление осадочного материала. Эти процессы называются диагенетическими, или диагенезом, который слагается из увеличения крупности зерна, образования цемента, обезвоживания, извлечения солей, конкрециозных нарастаний, а также иногда полиморфных превращений. В процессе диагенезиса рыхлых отложений, находящихся еще во влажном состоянии или пропитанных

водой, наблюдается агглютинация, или коагуляция коллоидальных частиц и кристаллизация, а также перекристаллизация, т. е. растворение более мелких зерен и увеличение таким путем крупности кристаллических зерен. В этом процессе перекристаллизации играет роль частичное растворение и последующее выпадение из раствора, причем особенно существенное значение имеют колебания температуры.

Но в осадочном материале продолжаются те или иные видоизменения и после того, как он вышел из условий, при которых он возник, например, когда морское или речное отложение уже превратилось в континентальное образование. Эти позднейшие видоизменения мы будем называть метагенетическими, или метагенезом. Сюда относится перекристаллизация известняка в мрамор, выполнение пор новообразованиями, цементирование рыхлых отложений, нарастание кристаллов в песчаниках и т. д.

Дальнейшие особенности осадочных пород, по сравнению с изверженными, заключаются в нахождении во многих из них окаменелостей или отпечатков и в таком их минералогическом и химическом составе, который определенно говорит об отложении из воды или о невозможности образования из огненножидкого состояния. Во многих осадочных породах встречаются конкреции; иногда вся порода имеет конкрециозное строение (некоторые песчаники).

В образовании многих осадочных пород организмы играют очень существенную роль. Достаточно вспомнить значительное участие раковин, панцырей, вообще разных твердых скелетных образований в строении карбонатных и кремнистых пород, роль организмов в накоплении железных и марганцовых руд, роль бактерий в образовании углей и в некоторых процессах выветриванья и видоизменения. От строения этих органогенных составных частей во многих случаях зависит дальнейший ход процессов видоизменения и перераспределения тех или иных соединений. Необходимо помнить и столь важную способность многих животных и растительных организмов концентрировать в своем теле или в своих твердых образованиях некоторые элементы (кроме Ca и Si также Mg, Mn, Fe, P, S, F, и мн. др.). Нельзя недооценивать и столь важных факторов как переработку илистых образований животными, пропускающими их через свой кишечник (роль дождевого червя в жизни почв согласно Дарвину и аналогичные явления на дне морей), измельчение раковин и полипняков рыбами и ракообразными, сверление горных пород моллюсками; в процессе литогенезиса на дне морей это один из важных факторов. Работы Самойлова были направлены в сторону выяснения роли организмов в некоторых сторонах литогенезиса осадочных пород. Одним словом следует признать, что в образовании, в составе

и в дальнейших процессах видоизменений биоминеральные образования играют очень важную роль.

По месту образования или применительно к тому денудационному процессу, который дал начало данной горной породе, можно осадочные породы разбить на морские отложения, речные, озерные, субаэральные, ледниковые. Но обыкновенно их группируют на химические осадки, механические отложения, органогенные образования, остаточные (метатетические) образования и смешанные типы. Так как каждая осадочная порода проходит через целый цикл процессов, начиная с диагенеза через метагенез к метаморфизму, то можно установить как бы несколько стадий превращения некоторых осадочных пород, как это показано в обзорной таблице (стр. 28), пока они не сделаются достоянием более или менее глубокого метаморфизма и не превратятся в кристаллические сланцы.

От изверженных и метаморфических пород осадочные отличаются тем, что в генетическом отношении зависят от климатических условий той части земной поверхности, в которой они образуются. Этими климатическими условиями определяются не только характер отдельных пород, но и их ассоциации; так, например, в пустынях характерна ассоциация продуктов механической дезинтеграции (пески, песчаники, щебень) и химических осадков (каменная соль, гипс); тропический пояс вне пустынь отмечен латеритизацией (латериты, бокситы, красноземы); для полярных стран типичны щебневатые отложения от физической дезинтеграции, ледниковые отложения, торфяники, болотные и озерные руды.

Некоторые авторы предпочитают для осадочных пород региональную классификацию, т. е. группируют их не по генетическому признаку, а по региональным ассоциациям, как, например, отложения пустынь, осадочные образования мелководной или глубоководной морской фации и т. п.

Для освещения генезиса различных осадочных пород важно изучение парагенетических соотношений, т. е. условий совместного нахождения как различных минералов в пределах одной и той же горной породы, так и различных пород между собою. Парагенетические ассоциации часто дают наиболее правильный, а иногда и единственный критерий для суждения о первичном или вторичном происхождении данной породы или той или иной ее составной части. Парагенезис освещает условия температуры и давления, при которых образовались данные породы и является, при свете экспериментальной проверки, наиболее надежным материалом для суждения об условиях образования и об истории данной горной по-

роды или данного комплекса пород. Особенно характерны в этом отношении залежи солей, о которых речь будет ниже.

В изверженных породах мы имеем, в сущности говоря, всего три фации: глубинная, эффузивная наземная и эффузивная подводная. Осадочные породы в этом отношении представляют значительно большее разнообразие, вполне понятное, если принять во внимание, что осадочные породы являются продуктами денудационных процессов, а эти последние достаточно разнобразны, и что осадочные породы связаны в процессе их литогенезиса с климатическими условиями, тоже довольно разнообразными.

Все разнообразие осадочных пород в этом отношении, т. е. как характер отдельных пород, так и их сообществ, может быть приведено к следующим литологическим фациям: континентальной, морской и смешанной континентально-морской. Континентальная распадается на наземную, обнимающую пустыни и ледниковые области, речную, болотную, озерную и пещерную. Морская делится на неритическую, батиальную и рифовую. Смешанная обнимает литторальную, лагунную, эстуарии, дельты. Каждая из этих фаций и подфаций отличается своими особенностями, которые могут быть иллюстрированы краткими характеристиками.

Литторальная фация, вообще говоря, имеет по своему распространению второстепенное значение и не достигает большой мощности. Она состоит из валунов, гальки, песка, ила, раковин и обломков раковин и незаметно переходит в зону неритическую. Напластование неправильное. Обычно содержит морские раковины, иногда остатки наземных животных, обыкновенно в виде обломков, морские водоросли; часто наблюдаются следы волн, так называемые „ripplemarks“, иногда трещины высыхания и следы дождевых капель, а также следы ползания как морских, так и наземных животных.

Неритическая фация представляет линзовидные тела, заключенные между прибрежными отложениями, характеризуется диагональной слоистостью и большими колебаниями в крупности зерна. Неритические отложения состоят как из терригенного материала, так и из пелагического. Терригенный материил — это гальки, песок, ил; пелагический—раковины, кораллы, водоросли, некоторые вещества, осевшие из растворов, преимущественно известняк. Отрицательными признаками являются отсутствие трещин, высыхания и остатков наземных животных.

Батиальные отложения состоят из илов различной окраски и состава; роль их в древних отложениях вообще незначительна.

Абиссальные отложения встречаются в древней осадочной серии, повидимому, лишь в виде исключения. Эти отложения пелагического

происхождения занимают большие площади и представляют илы различной окраски. В них отсутствуют терригенные материалы (кроме случайно занесенных плавающими льдинами). Прекрасная слоистость, отсутствие мелководных представителей, остатки организмов, тонкие слабо развитые или координированные растворением раковины—вот, некоторые из признаков этих отложений.

Рифовая фация представлена массивными известняками, часто доломитизированными и превращенными в мрамор. Остатки рифообразующих организмов и крутое падение покрывающих их отложений помогают их распознаванию.

Из континентальных отложений особенно характерны и широко распространены как в настоящее время, так и в ископаемом состоянии отложения пустынь. Эти отложения состоят по преимуществу из псаммитовых, частично и из псефитовых, образований и заключают химические осадки, (гипс) каменную соль. Характерными признаками являются: красный цвет песков, следы коррозии ветром, трехгранники, сложная диагональная слоистость, остатки дюн, отложения гипса и соли, отсутствие или своеобразие аллювиальных отложений и форм рельефа (тупые речные долины).

Характеристикой ледниковых отложений является отсутствие слоистости, несортированность материала, исштрихованные валуны, ледниковая полировка и штриховка на постели этих отложений. Эти признаки сравнительно легко уловить в древних ледниковых отложениях, в так называемых тиллитах и ледниковых конгломератах.

Речные отложения слоисты и сортированы, приурочены к долинам, вытянуты и извиваются соответственно речному руслу и долине. Разные части речной долины имеют свои особенности, в которые входить здесь не приходится. В речных отложениях встречаются пресноводные организмы и наземные организмы, иногда в виде грандиозных скоплений костей позвоночных, как, например, пермские рептилии и амфибии на С. Двине (находки Амалицкого) и другие.

Болотные отложения состоят из торфа, железных, изредка и марганцовых руд, карбонатов, ила, иногда мергелей, редко песков.

Озерные отложения могут быть механического, химического и органического происхождения. В них наблюдается тонкая сезонная слоистость, которая может быть обнаружена и использована для геохронологических целей, путем применения особой методики, взятия и исследования проб со дна озера (Перфильев).

Пещерные отложения могут быть механического происхождения, т. е. отложениями из проточной воды, химическими осадками в виде сталактитов, натеков, корок и т. п. или, наконец, остатками организмов (кости, костяные брекчии, фосфориты).

В дельтовых отложениях, которые иногда достигают значительной мощности, имеется смесь как морского, так и наземного аллювиального материала. Характерны серая и синяя окраска. Для распознавания древних дельтовых отложений характерны не отдельные признаки их составных частей, а их совокупность, и в особенности своеобразное строение дельты, в которой наблюдается определенное топографическое соотношение поверхностных наземных, поверхностных морских отложений, смешанных речных и морских отложений переднего фронта дельты и находящихся впереди дельты морских отложений. В эстуариях наблюдается смена речных и морских отложений в вертикальном разрезе.

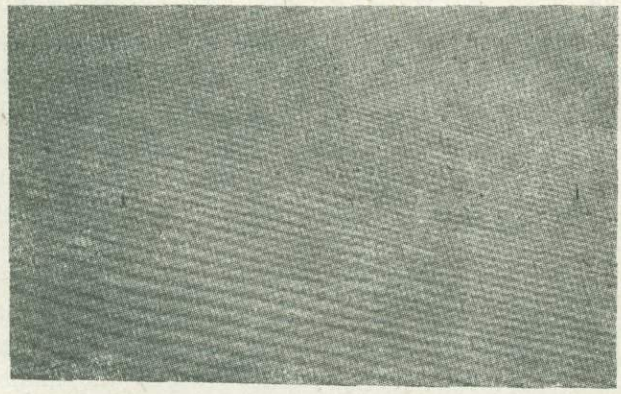
Осадочные породы во многих своих представителях существенно отличаются от пород изверженных. Следует в этом отношении отметить аморфный или скрытокристаллический характер многих осадочных пород, а также и то обстоятельство, что многие из них являются рыхлыми механическими скоплениями мелкообломочного характера, и что в составе многих пород существенную роль играют остатки организмов и нередко микроорганизмов. Отсюда проистекает необходимость широкого применения таких методов исследования, которые имеют второстепенное значение для пород изверженных, а также необходимость особых приемов для приготовления микроскопических препаратов. Химический анализ и поляризационный микроскоп имеют, конечно, широкое применение в изучении осадочных пород, и даже интересно отметить, что первые работы основоположника микроскопической петрографии Сорби были направлены именно на изучение осадочных пород—известняков. Но принимая во внимание особенности осадочных пород, а именно очень тонкое зерно многих из них, доходящее до субмикроскопических размеров, широкое участие остатков организмов и то обстоятельство, что многие осадочные породы представляют рыхлые отложения и притом часто довольно сложного состава как по крупности зерна, так и по составу, к осадочным породам применяют такие методы, которые или вовсе не применяются к изучению изверженных и метаморфических пород, или имеют там очень ограниченное применение. Эти методы следующие. Во первых, разные типы отмучивания и механического анализа, очень разнообразные как по самой методике, так и по графическому изображению результатов анализа. В последнее время с этой целью применяется также центрифугирование. Во вторых, разные колориметрические и колорископические приемы, т. е. метод окрашивания. В третьих, микрохимические реакции в том числе метод цветных осадков, или пленок. В четвертых, все более и более широкое и плодотворное применение получает определение минералов в мелких и мель-

чайших зернах по их показателю преломления так называемым иммерзионным методом. Далее в последнее время выдвигается для пелитовых и вообще рыхлых осадочных пород столь успешно применяемый в почвоведении метод определения так называемого поглощающего комплекса (Архангельский). Этот метод может пролить новый свет на процессы диагенезиса, метагенезиса и выветривания. Наконец важную роль в изучении осадочных пород играют палеонтологические определения заключенных в горной породе окаменелостей и отпечатков, изучение в особенности микрофауны и микрофлоры и изучение микроструктуры раковин и других твердых скелетных образований как животных, так и растений. Это последнее приобретает особое значение, если принять во внимание, что эти скелетные части в горных породах часто находятся в виде обломков и осколков в раздробленном или мелкоперетертом состоянии. В этих случаях отождествление этих остатков с теми или иными животными или растениями возможно лишь на основании их микроструктуры, ибо обычные методы определения окаменелостей здесь неприменимы. Для ознакомления со всеми этими методами отсылаю к упомянутым в списке литературы работам Кайе, Холмса, отчасти Батурина.

Сложение и строение осадочных пород бывает кристаллическое или аморфное; в последнем случае, повидимому, часто коллоидальное или, по крайней мере, первоначально коллоидальное, далее сферолитовое, а также обломочное. В обломочных породах мы имеем рыхлые скопления обломков минералов, или горных пород, или скелетных образований организмов, или же плотные цементированные породы. По крупности зерна различают иловатые породы, или пелитовые, например, глины, мелко- и среднезернистые, или псаммитовые, как песок, и крупнообломочные, или псефитовые, как брекчии, если обломки угловаты, и конгломераты, если они окатаны. Примером явнокристаллического и притом полнокристаллического сложения могут служить кристаллический известняк, каменная соль, гипс; типом аморфного или иногда скрытокристаллического сложения являются гипсы, бокситы, угли; оолитовое сложение присуще известнякам и железнякам, обломочное уже упомянутым песчаникам, брекчиям, конгломератам, полосатое сложение — яшмам, слоистое — большинству осадочных пород. Микроструктура значительно менее разнообразна, чем у пород изверженных; следует, однако, отметить некоторые особенности кристаллическизернистой структуры, нарастание песчинок кварца в песчаниках, микроскопические новообразования в цементе песчаников и т. п.

Характерным внешним структурным признаком осадочных пород является их слоистость, которая отсутствует лишь у рифовых обра-

зований, у некоторых мраморов и у таких известняков, которые отлагались мощными массами без перерывов. К тому, что уже было сказано о слоистости на стр. 413, добавим, что особенно интересной и ценной для геохронологии является так называемая ритмическая слоистость; под этим понимают ритмически повторяющееся периодическое чередование двух слоев различного состава. Наиболее типичным и важным примером ритмической слоистости в механических отложениях надо считать так называемую сезонную слоистость, в которой чередуются более грубые песчанистые слои с более тонкими глинистыми, соответственно чередованию зимы и лета, когда в зависимости от большего или меньшего количества проточной воды переносятся и отлагаются поочередно более грубые и более тонкие материалы. Каждая пара слоев соответствует одному



Фиг. 184. Следы ряби (волн) на поверхности дюнного песка

году и следовательно число таких пар слоев в напластовании определяет возраст этого отложения, т. е. число лет, потребовавшихся для его накопления. Впервые это значение сезонной слоистости было отмечено для послеледниковых так называемых ленточных глин де-Геером, который и установил метод геохронологического летосчисления по сезонной слоистости. Такая же сезонная слоистость, но с более сложным составом и генетическим характером слоев наблюдается и в морских отложениях (работы Архангельского над отложениями Черного моря) и в озерах (работы Перфильева). Аналогичны этому и так называемые годовые слои ангидрита в каменной соли Стассфурта.

Ритмическая слоистость более крупной амплитуды может быть обусловлена также колебаниями климата или эпирогенетическими колебаниями той или иной части земной поверхности.

Слоистость может быть неявной, если она не отмечена сменой состава или окраски слоев, а принадлежит породе однородного по вертикали состава. Такие неявные плоскости слоистости могут быть обнаружены путем погружения куска породы в красящий раствор (нигресцина или кармина): красящий раствор проникает в капиллярные плоскости слоистости и выявляет их как показано на фиг. 64, стр. 104. Этот же метод применяется и для выявления мелкой пористости и разных капиллярных трещин.

На плоскостях слоистости наблюдаются разные особенности: „следы волн" или ряби как водного, так и атмосферного происхождения (фиг. 184); следы дождевых капель или выжатых давлением пузырьков воды, отпечатки ступни крупных животных или следов ползающих животных, листья растений, раковины, дендриты и т. п.

Вещественный состав осадочных пород представляет некоторые особенности по сравнению с таковым же пород изверженных. В конечном счете все горные породы, конечно, состоят из минералов и аморфных минеральных масс. Но если взять те материальные части, из которых порода сложена непосредственно, то следует сказать, что изверженные породы по преимуществу состоят из минералов, лишь в особых случаях (вулканические брекчии, туфы, ксенолиты) этими составными частями являются куски горных пород. В осадочных породах, если взять всю их совокупность, следует признать равноценными три категории составных частей: минералы, обломки горных пород и остатки организмов. Химические осадки состоят из минералов, механические отложения по преимуществу из обломков горных пород, а также из минералов и обломков скелетных частей организмов, породы органогенные из остатков организмов; имеются, конечно, и смешанные типы. Из этой особенности вещественного состава осадочных пород вытекает и необходимость особой методики для их исследования.

В минералогическом отношении осадочные породы представляют те минеральные ассоциации, которые находятся в равновесии при внешних условиях существования в зоне выветривания. Вообще говоря, осадочные породы состоят из более простых соединений, чем изверженные или метаморфические; силикаты играют подчиненную роль в их составе и, во всяком случае, это силикаты зоны выветривания, или метагенеза, те гидратные силикаты, в которые превращаются, как в более прочные соединения при данных условиях существования, первичные составные части изверженных пород; для полевошпатовых минералов это каолин и цеолиты, для железистомагнезиальных—змеевик, тальк, хлориты и др.

Главными составными частями осадочных пород являются: кварц и некоторые другие модификации кремнекислоты как аморфной, так и кристаллической; карбонаты (кальцит и арагонит, магнезит, доломит, сидерит); сульфаты (гипс, ангидрит, кизерит, мирабилит); галоидные соли (каменная соль, сильвин, карналлит); углерод и углеводороды, окислы железа, гидраты глинозема, сульфиды тяжелых металлов (пирит, марказит и др.); водные силикаты (каолин и другие гидросиликаты алюминия, цеолиты, отчасти водные магнезиальные силикаты); иногда полевые шпаты, амфиболы, слюда, апатит (фосфориты) и некоторые другие.

Есть еще один признак осадочных пород, который имеет важное значение и составляет предмет особого внимания: это их окраска. Изверженные породы отличаются тоже разнообразием окраски, хотя и значительно меньшим, чем осадочные породы. Но там, вообще говоря, окраска имеет второстепенное значение, хотя, как правило, и можно сказать, что кислые породы окрашены в светлые цвета, а основные в темные или даже в черный цвет, хлоритизированные породы — в зеленый или серо-зеленый и т. п. В осадочных породах окраска имеет существенное значение генетического признака, указывающего на фациальные условия образования данной горной породы. Так, черный и темносерый цвета связаны с анаэробным разложением органического вещества; они присущи отложениям болот, сырых равнин, озер. Светлосерая окраска указывает на холодный, сырой климат и присуща отложениям наземным, дельтовым, морскому побережью. Зеленый цвет характеризует пирокластический материал и морские отложения, слегка восстановленные. Красная окраска говорит о чередовании дождливых и сухих сезонов или о пустынном климате: речные долины, морское побережье, озера, пустыни. Правда, следует помнить, что вследствие речного и ледникового переноса отложения разной окраски и разных фаций могут быть вторично отложены и перемешаны; поэтому вышеуказанные выводы надо делать с осторожностью, координируя их с другими признаками и наблюдениями.

Что касается причины окраски, то она может быть первичной окраской тех или иных соединений или вызвана цветными примесями. Так, черная и серая окраски обусловлены углеродистыми веществами (углистыми частицами, битуминозными веществами) и темными минералами, также гидротроилитом, марганцевыми соединениями. Зеленую окраску придают горным породам магнезиальные силикаты, глауконит, амфибол. Красный и бурый цвет обусловлен лимонитом и гематитом.

Иногда в одном и том же разрезе наблюдается пестрое чередование очень разнообразных цветов: желтого, зеленого, голубого,

фиолетового, красного и т. д., таковы, например, так называемые пестрые мергеля пермского возраста (татарского яруса) на Волге, Каме, Оке, Северной Двине и др.

Что касается химического состава осадочных пород, то он, вообще говоря, является более простым, чем в породах изверженных, как, например, в солях, в известняках, песках, углях. Породы силикатные (глины и т. п.), песчаниковые и некоторые другие обладают, однако, приблизительно таким же сложным составом, как и породы изверженные, т. е. в их состав входят кремнезем, глинозем, окислы железа, магнезия, известь, калий, натрий, не считая некоторых второстепенных составных частей. Но количественные отношения между этими составными частями, а следовательно, и весь химический облик, который может быть обнаружен перечислением на магматическую формулу, коэффициент кислотности и т. п. отличен от тех типов, которые известны среди изверженных пород. Некоторые конкретные указания в этом направлении будут даны в главе о метаморфических породах. Пелитовые и псаммитовые (и псефитовые) породы близки по своему составу к породам изверженным. Но совершенно от них отличны осадочные породы карбонатные, галоидные, сульфатные, фосфатные, углистые. Первая группа пород образуется из изверженных, метаморфических или древних осадочных пород путем выветривания и механического переноса или накопления на месте выветривания. Вторая возникла за счет материалов, выносимых из области выветривания в растворенном виде путем химического осаждения из растворов, путем механического накопления скелетных образований организмов или путем жизнедеятельности организмов.

Для геохимической характеристики земной поверхности и верхней части литосферы химические осадки и органогенные породы имеют первостепенное значение; но количественно среди всей совокупности осадочных пород значительно преобладают три группы: это механические отложения, псамитовые и пелитовые, а затем из органогенных пород карбонатные породы, и в частности известняки. Количественные отношения между пелитами, псаммитами и известняками определяются в процентах различно, а именно: 80 : 11 : 9 или 80 : 15 : 5 или 65 : 30 : 5.

Кларк дает средний валовой состав для этих трех господствующих типов осадочных пород, приведенный на следующей таблице. Сопоставление их с валовым составом изверженных пород показывает, что в процессе образования осадочных пород произошла значительная перегруппировка элементов; и чтобы от осадочных пород перейти к среднему составу изверженных пород надо учесть боль-

шое количество растворенных веществ, например, в особенности натрия, вынесенных из изверженных пород в процессе выветривания.

Средний валовой состав песчаников, глинистых пород и известняков по Кларку

	Песчаники	Глинистые породы	Известняки
SiO^2	78,33%	58,10%	5,19%
TiO^2	0,25	0,65	0,06
Al^2O^3	4,77	15,40	0,81
Fe^2O^3	1,07	4,02	0,54
FeO	0,30	2,45	
MnO			0,05
MgO	1,16	2,44	7,89
CaO	5,30	3,11	42,57
Na^2O	0,45	1,30	0,05
K^2O	1,31	3,24	0,33
H^2O	1,63	5,00	0,77
CO^2	5,03	2,63	41,54
P_2O^5	0,08	0,17	0,04
SO^3	0,07	0,64	0,09
BaO	0,05	0,05	
C		0,80	
Cl			0,02

Вследствие большей растворимости или большей подвижности извести по сравнению с магнезией, натрия по сравнению с калием, одноокисей, вообще, по сравнению с глиноземом, во многих типах осадочных пород наблюдается обогащение магнезией, калием или глиноземом и окисью железа.

Отложения из растворов

(Химические осадки)

Горные породы, получающиеся путем непосредственного осаждения из раствора, могут сохраниться и существовать, конечно, лишь там, где они затем оказываются защищенными от растворяющего действия воды. Такое изолирование наступает не всегда непосредственно вслед за образованием этих пород; во многих случаях через

защитное поверхностное отложение все-таки проникают воды; наконец, последующие денудационные или дислокационные процессы могут снова обнажить осадочную породу. Поэтому мы часто и наблюдаем в этих химических осадках признаки не только растворения, но и более или менее существенной позднейшей переработки, которая дает начало новым минеральным комбинациям, первоначально в такой породе не существовавшим, как это, например, хорошо иллюстрируется некоторыми особенностями сложных типов залежей каменной соли, некоторыми процессами в глинах и т. п.

К отложениям из растворов, которые иногда называют хемогенными или лизигенными образованиями, относятся: галоидные соли, сульфаты, некоторые карбонаты, кремнистые отложения, некоторые бурые железняки.

К этой же группе горных пород должна быть отнесена и вода, которая представляет однако объект не петрографический, а геологический и химико-минералогический.

Галоидные соли

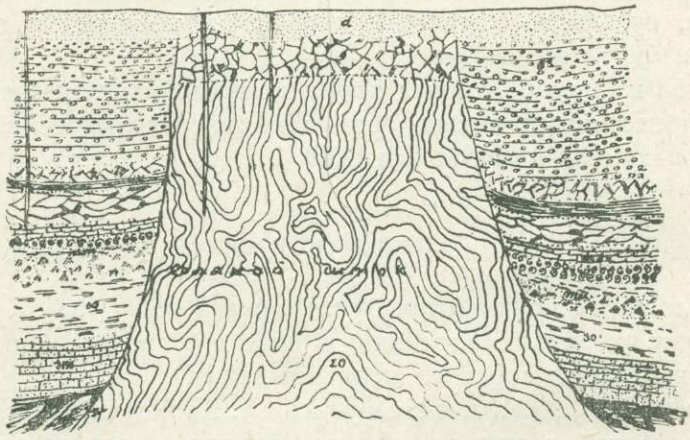
К галоидным солям относятся: каменная соль (галит), сильвинит, карналлитит, каинитит, входящие в состав сложных и полных залежей каменной соли морского происхождения.

Каменная соль и ее спутники. Хлористый натрий, широко распространенный в природе в морской воде, в воде некоторых озер и источников, встречается часто в виде мощных и значительных по своему протяжению залежей, среди морских или континентальных отложений земной коры и носит в таком случае название каменной соли. О размерах этих залежей можно судить по следующим данным: соляной шток Суэца имеет 13 *км* в длину, 6 *км* в ширину и 8 *м* толщины; Соляная гора о. Кишима в Персидском зал. 6 *км* длины, 1 500 *м* ширины и 150 *м* вышины; в Шперенгерге в Пруссии буреньем прошли в соляной залежи 1 273 *м* и до лежачего бока не дошли [1]); мощность Величкинской залежи 1 400 *м*, Стассфуртской около 500 *м* (площадь в 25 *кв.* миль); Илецкое месторождение занимает площадь в три *кв. м* при мощности ок. 140 *м* (фиг. 186). Соляной шток г. Чапчачи, в 10 *км* от Волги в Астраханском крае имеет длину 2,5 *км*, в ширину—1 *км* при мощности в 83 *м*. Каменная соль встречается

[1]) По Бейшлагу глубина Пермского моря не превышала здесь 500 *м*, и эта значительная мощность объясняется дислокационными процессами; если бы мощность этой залежи была результатом только испарения и усыхания моря, пришлось бы допустить для него глубину до 9 000 *м*, это противоречит всем остальным данным об этом Пермском море.

в отложениях самого различного возраста: в Соляном кряже Пенджаба в кембрии, в Америке в силуре и девоне, в Зальцаммергуте в триасе, Стассфуртские месторождения, Илецкая Защита и многие другие в пермской системе, Величка в третичных отложениях. Замечательно по своим размерам недавно открытое Соликамское месторождение калиевых солей.

По своему происхождению каменная соль может быть морской, озерной или ключевой (иначе талассогенной, лимногенной и креногенной). Морская и озерная каменная соль залегает в виде более или менее обширных залежей, иногда штоков. Штоки с крутыми

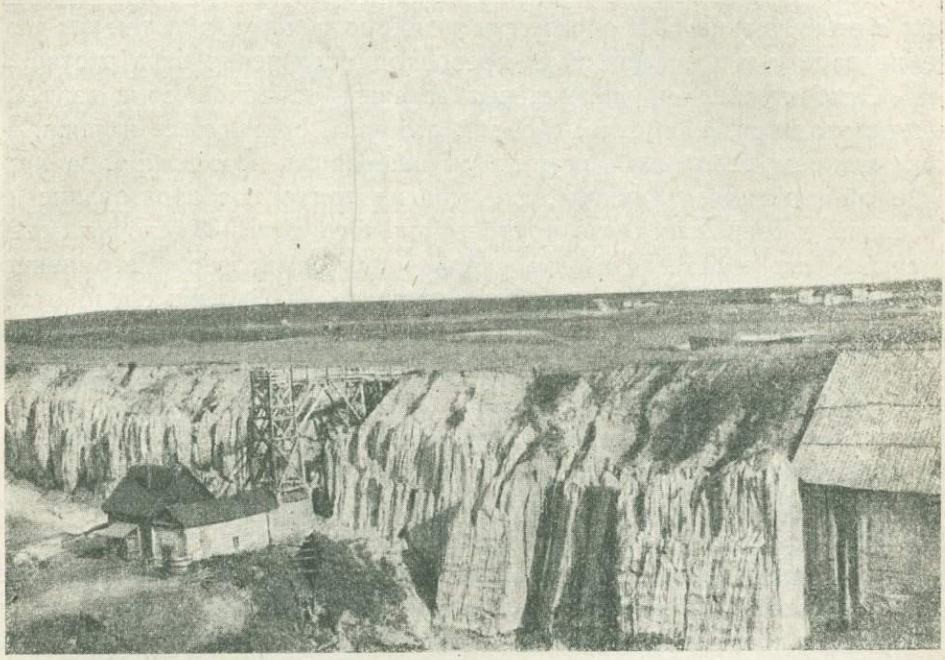


Фиг. 185. Тектонический шток каменной соли (по Риннe).

стенками (купола) говорят, по Грегори, об отложении из восходящих источников; однако такая форма крутых штоков наблюдается и в морских залежах, как результат дислокационных движений; пример такого дислокационного штока каменной соли дан на фиг. 185. Высокая пластичность каменной соли обусловливает возможность таких передвижений подземных ее масс, которые напоминают движения интрузивной магмы под действием дислокационного давления (Лахман, Штилле).

Первоначальный тип залежи каменной соли может быть осложнен или даже частично замаскирован позднейшими процессами; так, например, Эвердинг считает германские залежи за комплексные образования, состоящие из первичных морских отложений, вторичных образований под влиянием переработки водой („descendente и posthume Ablagungen"—диагенетические и метагенетические образования) и позднейших отложений.

Точно также на значительные позднейшие изменения в залежах каменной соли указывают механические деформации, изогнутия и т. п., которые отчасти объясняются давлением от сопровождающегося увеличением объема процесса превращения ангидрита в гипс, отчасти,как это отмечает Ринне, и так называемым термомеханическим метаморфизмом, т. е. пластическими деформациями в на-



Фиг. 186. Каменная соль Илецкой защиты
Фот. П. Венюхова и Ф. Левинсона-Лессинга.

гретом состоянии: прогревание является следствием поднятия изогеотерм в толще каменной соли под прикрытием отложений мощностью до 2 000 *м*. Это прогревание могло дойти до 72° и вызвать те изменения, в частности образование (путем выщелачивания хлористого магния?) той смеси каменной соли, кизерита и сильвина, известной под названием „Hartsalz", которая по опытам Вант-Гоффа образуется при кристаллизации морской воды только при температуре в 72°. Первоначально считали это образование за первичное и из наблюдений Калешинского над температурой соленых озер делали заключение, что в период отложения этой верхней части Стассфуртской залежи температура пермского соляного бассейна поднялась до вышеуказанной точки (72°). Но эта аналогия неприменима не только

по соображениям палеогеографическим, но и потому, что в вышеуказанных венгерских озерах с высокой температурой на поверхности есть слой пресной воды, и следовательно, здесь не происходит испарения и кристаллизации соляного раствора при 72°.

Для суждения о температурных условиях образования и дальнейшего существования комплексных залежей каменной соли типа Стассфурта интересны также взаимоотношения ангидрита и гипса: в соприкосновении с водой выше 63,5° образуется ангидрит, а ниже гипс, так как давление пара у гипса выше 63,5° превосходит давление пара раствора.

Относительно происхождения залежей каменной соли взгляды еще расходятся, а, именно, с одной стороны, считают все залежи, за исключением небольшой группы отложений из источников, за морские образования, с другой, для многих допускают образование их из соляных озер как чисто континентального типа—бессточных озер пустыни, так и типа остаточных, или реликтовых озер. Несомненно, существуют оба типа залежей каменной соли. Залежи среди отложений континентального типа говорят нам о той самосадочной соли современных озер, которые, как, например, Соляное оз. в Сев. Америке, озеро Лутцун в Китае, озера Эльтон и Баскунчакское в Астраханских степях, Мертвое море и другие, несомненно, играли более или менее существенную роль в минувшие геологические эпохи. Однако такие отложения, как Величка, где мы находим непосредственно в соляной толще окаменелости, или знаменитые залежи Стассфурта с его калийными солями, уже давно признаны большинством геологов за отложения морские.

В Стассфурте мощное отложение каменной соли распадается в вертикальном направлении на четыре зоны, в которых к каменной соли примешаны другие соли, также имеющиеся в морской воде и залегающие таким образом, что наименее растворимые из них залегают в нижних горизонтах, а по мере движения кверху появляются все более и более растворимые и в верхнем горизонте залегают уже те калийные и частью магнезиальные соли, которые отличаются наиболее значительной растворимостью. На это обстоятельство, как на одно из доказательств морского происхождения этих залежей, уже давно было обращено внимание; выпаривание морской воды, сделанное Узильо, дало этому частичную экспериментальную иллюстрацию, а продолжительные и разнообразные опыты Вант-Гоффа и его сотрудников выяснили всю картину условий кристаллизации такого сложного раствора, каким является морская вода, и образования тех ассоциаций солей, которые соответствуют равновесию при разных температурах. Эти опыты также показали, что на последовательность кристаллизации и на ассоциации образующихся солей главное влияние оказывает состав раствора и температура кристаллизации, между тем

как давление влияет лишь незначительно перемещением точек кристаллизации, например, давление в 1 500 *м* передвинуло бы температуру кристаллизации лишь на 3°. В Стассфурте предполагаемое давление, вероятно, не превышало 18 *атм.* При вторичном действии воды на залежь каменной соли происходит обратное тому, что наблюдается при кристаллизации, если осадок остается в соприкосновении с раствором: в противном случае происходят более сложные процессы и отложение таких новообразований, которые первоначально не могли бы образоваться, как, например, так называемая Hartsalz (смесь каменной соли, кизерита и сильвина). Соли железа в Стассфуртском месторождении, в том числе и риннеит, являются вторичными. Отсутствие иодистых солей объясняются тем, что иод остается в маточном рассоле. Что касается борных соединений (борацита), то его происхождение еще не вполне ясно.

В совокупности, путем позднейших преобразований верхних частей первоначальной залежи водой и водными растворами, получаются такие новообразования, которые дают повод говорить о „соляной шляпе", аналогичной железной шляпе жильных рудных месторождений.

Наиболее полную свиту как первоначальных отложений, так и новообразований представляет Стассфуртское месторождение.

Строение Стассфуртской залежи таково (начиная снизу);

ангидритовая зона; ее мощность свыше 600 *м*;

полигалитовая зона, мощностью в 62 *м*, характеризуется полигалитом ($K^2SO^4 . MgSO^4 . 2CaSO^4 + 2H^2O$);

кизеритовая зона, мощностью в 52 *м*, характеризуется кизеритом ($MgSO^4 . H^2O$) и содержит 62% хлористого натрия;

карналлитовая зона, мощностью в 32 *м*, характеризуется карналлитом ($KCl + MgCl^2 + 6H^2O$), сильвином, тахигидритом ($CaCl^2 . MgCl^2 . 2H^2O$). В карналлитовой зоне 55% карналлита и 25% каменной соли, или точнее 59% карналлита, 27% NaCl, 16% кизерита, 2% ангидрита и 1% глины; вторичными минералами являются сильвин и каинит, образовавшийся из кизерита и карналлита под влиянием морской воды, а также „Hartsalz". Вторичным следует считать и кизерит, так как сплошной кизерит выделяется лишь при 83°Ц.

Риннне различает следующие зоны:

Карналлитовую
Каинитовую
K-Mg сульфатовую
Mg сульфатовую
Полигалитовую
Ангидритовую
Гипсовую

В разных местах мощность и взаимоотношения разных зон, первичных и вторичных, несколько варьируют, как видно на прилагаемом сводном разрезе Эвердинга (фиг. 187).

Если знать состав сложного солевого раствора и температуру, при которой он кристаллизуется, можно дать схему тех солевых ассоциаций, которые должны при этом получиться и последовательность их выделения. Эта схема и должна быть осуществлена в естественном разрезе сложной соляной залежи, если она не подверглась никаким позднейшим метаморфизующим процессам или дислокационной деформации. Соляные залежи в природе однако более или менее уклоняются от теоретического профиля, так как многие из них подверглись тем или другим, иногда очень сложным позднейшим изменениям. В нижеследующем сопоставлении Ринне дает параллелизацию теоретического профиля с одним из наиболее распространенных в Стассфуртском типе соляных месторождений:

Теоретический первичный профиль

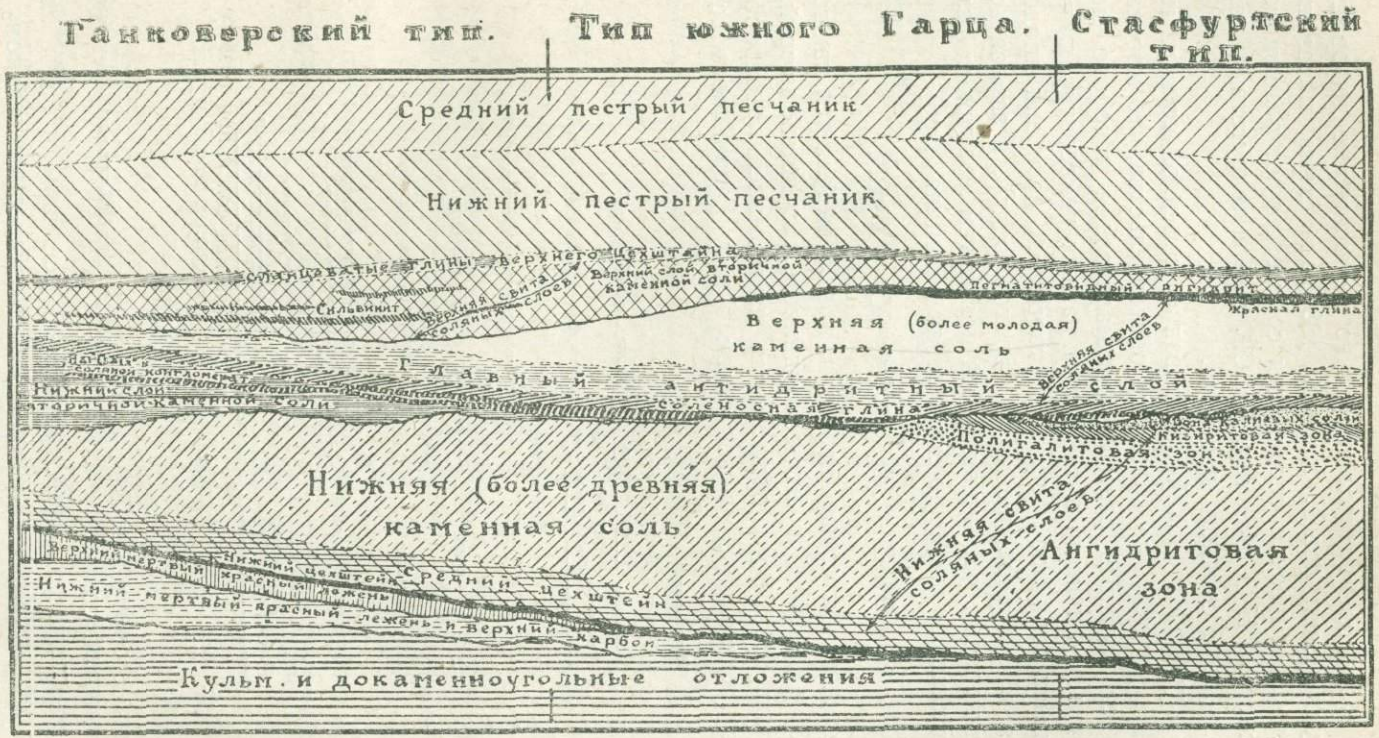
Зона бишоффита
Карниллитовая зона
Каинитовая зона
Зона калиево-магнезиальных сульфатов
Зона магнезиальных сульфатов без калия (кизеритов)
Полигалитовая зона
Ангидритовая зона
Гипсовая зона

Вторичный термометаморфический профиль

Зона карналлита или сильвинокизеритовая (Hartsalz)
Сильвино-кизеритовая зона лангбейнита
Зона вантгоффита
Полигалитовая зона
Зона глауберитовая
Зона ангидритовая

В Стассфурте интересно строение залежи каменной соли в виде годовых колец: слои в 8—10 *см* чередуются с прослоями ангидрита в 7 *мм*: так как при повышении температуры повышается растворимость хлористого натрия и понижается растворимость ангидрита, а при охлаждении, наоборот, то ангидрит отлагается летом, а хлористый натрий зимой.

Сложные месторождения солей типа Стассфурта дают нам картину метаморфических процессов, через которые проходят эти месторождения под влиянием дислокационных процессов, прогревания и действия соленой и пресной воды.



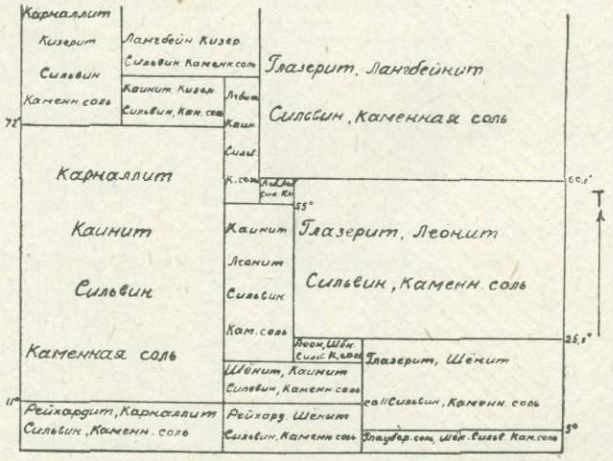
Фиг. 187. Комбинированный разрез через отложения каменной соли Пруссии (по Эвердингу).

При этом совершаются не только механические деформации, но и перегруппировки солей. На фиг. 188 дана схема, показывающая, какие минералогические ассоциации соответствуют разным температурам в системе H^2O, Na^2, Mg, K^2, Cl^2, SO^4 в присутствии каменной соли, сильвина и соляного раствора.

При изучении условий образования каменной соли из морской воды нельзя упускать из вида того обстоятельства, что морская вода представляет сложный раствор, кристаллизация которого может и должна итти различными путями при разных температурах, что уже выделившиеся соли могут снова растворяться, если они продолжают оставаться в соприкосновении с морской водой, и заменяться другими соединениями, устойчивыми при новых температурных условиях. В этом отношении особенно характерна взаимная пара

$$2NaCl + MgSO^4 \rightleftarrows Na^2SO^4 + MgCl^2;$$

при изотермическом сгущении рассола при 25° выделяется, как показали работы Курнакова и его сотрудников, хлористый натрий, а при 5° глауберова соль. Этим объясняется накопление глауберовой соли в Карабугазском заливе, на восточном берегу Каспийского моря, где



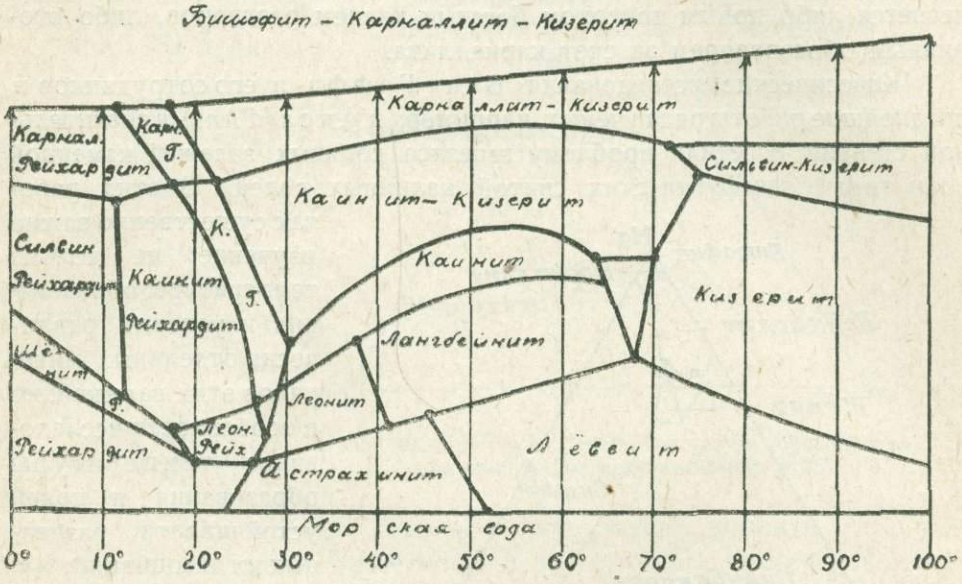
Фиг. 188. Схема парагенезиса солей при разных температурах по Енеке (Jänecke).

первоначально, со времен Бэра, предполагали существование именно залежи каменной соли.

Нет возможности рассмотреть здесь все пары и более сложные группы солей, которые уже подверглись экспериментальному исследованию. Достаточно лишь отметить, что наиболее вероятным температурным интервалом для образования залежей стассфуртского типа

являются 22°—30°Ц; все, что требует более высоких температур, является результатом позднейшей переработки, следствием позднейших метаморфических процессов.

На фиг. 189 дана схема Енеке (Jänecke), иллюстрирующая парагенезис солей, которые получаются при кристаллизации морской



Фиг. 189. Схема парагенезиса солей при кристаллизации морской воды при разных температурах (по Енеке)

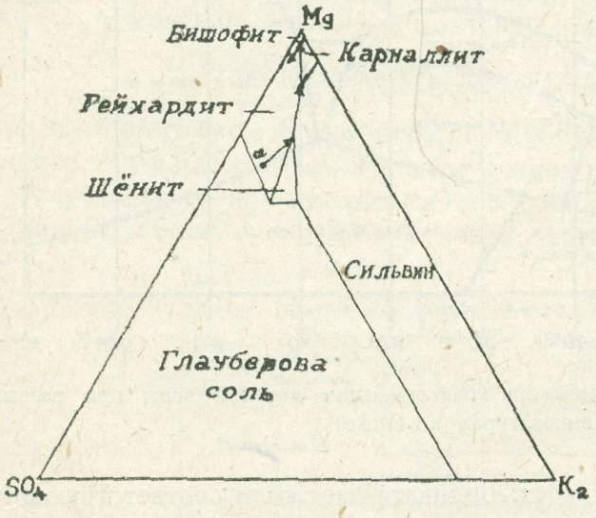
воды при разных температурах: ордината дает соли, соответствующие показанной на соответствующей точке абсцисс температуре.

Состав Стассфуртского месторождения каменной соли

ЗОНЫ (сверху вниз)	Химическая формула того минерала, от которого зона получила свое название	Мощность зоны в метрах	Состав зоны в процентах					
			Ангидрита	Каменной соли	Полигалита	Кизерита	Карналлита	Хлористого магния
1. Карналлитовая .	$KCl \cdot MgCl^2 \cdot 6\,H^2O$	42	—	25	—	16	55	4
2. Кизеритовая .	$MgSO^4 \cdot H^2O$	56	2	65	—	17	13	3
3. Полигалитовая .	$K^2SO^4.MgSO^4.2CaSO^4.2H^2O$	62	0,7	91,2	6,2	—	—	1,5
4. Ангидритовая .	$CaSO^4$	330	4	96	—	—	—	—

В Соликамском месторождении мы имеем такую последовательность (снизу вверх): каменная соль, сильвинит, карналлит, сильвинит. Первые три слоя, а также их относительные мощности, согласно опытам Уразова, соответствуют нормальной последовательности кристаллизации без последующих нарушений; верхний сильвинит объясняется либо новым притоком богатых калием растворов, либо вторичным образованием за счет карналлита.

Классические исследования Вант-Гоффа и его сотрудников и позднейшие работы ряда ученых, например, д'Анса (d'Ans), в значительной степени осветили проблему генезиса соляных залежей каменной соли типа Стассфурта с их свитой калийных солей. В этих работах существенно важно изучение не только температуры образования и условий равновесия отдельных минералов этих залежей, но в особенности исследование температуры образования и полей устойчивости различных их ассоциаций, т. е. парагенетических соотношений.



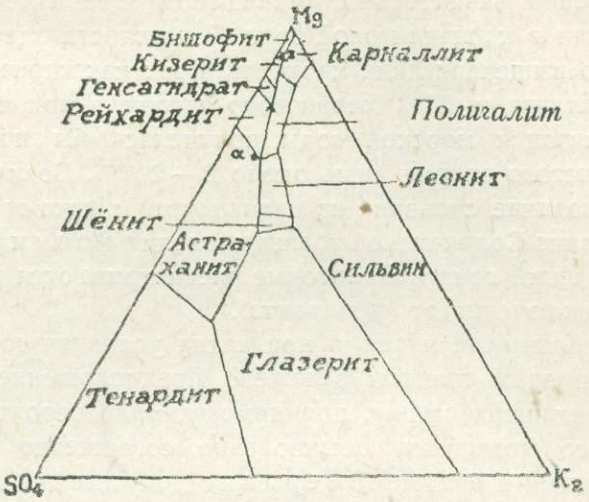
Фиг. 190. Диаграмма равновесия солей морской воды при температуре кристаллизации в 0°

Для иллюстрации парагенетических ассоциаций солей, полей устойчивости и путей кристаллизации отдельных соединений, возникающих при кристаллизации морской воды при разных температурах, даны на фигурах 190 — 192 в несколько упрощенном виде три диаграммы Вант-Гоффа. В этих диаграммах точка Mg соответствует $MgCl^2 . 6H^2O$, точка SO^4 — тенардиту (Na^2SO^4), точка K^2 — сильвину (KCl).

На фигурах 190 — 192 точка a означает состав морской воды; как видно в начале кристаллизации при 0° получается рейхардит, при 25° астраханит, а при 55° или 83° левеит. При сопоставлении этих диаграмм резко бросается в глаза различие парагенетических ассоциаций соответствующих разным температурам; здесь как и в метаморфических породах резко выражен гетероморфизм минералогического состава одной и той же химической смеси при разных температурах кристаллизации: при этом можно отметить, что при низких

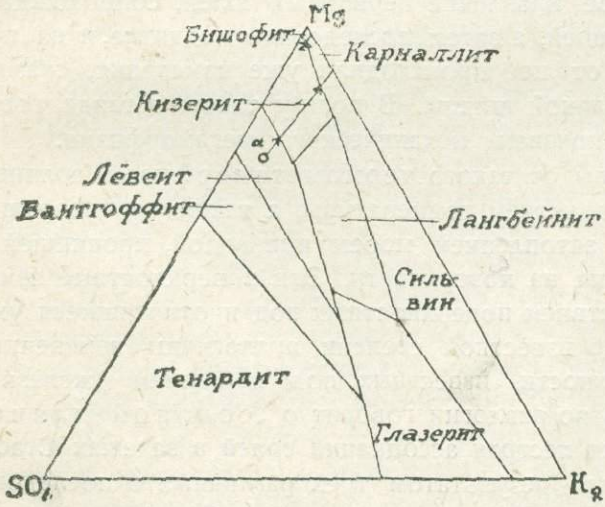
температурах получается более простая ассоциация и по сравнению с ассоциациями характерными для более высоких температур здесь много гидратных соединений, более или менее богатых водой.

Фиг. 189 представляет сводную диаграмму Енеке, по которой можно найти для каждой температуры (на оси абсцисс) соответствующую ей ассоциацию солей (вдоль соответствующей ординаты).



Фиг 191. Диаграмма равновесия солей морской воды при температуре кристаллизации в 25°

Для истории возникновения и дальнейшего существования сложных залежей каменной соли важно помнить, что эти залежи, как уже указано выше, могли и должны были претерпеть более или менее значительные изменения уже после своего образования, т.-е., что они обнаруживают признаки более или менее значительного метаморфизма, выражающегося так же, как и в силикатных породах, в перекристаллизации, в исчезновении одних минералов и в появлении других. Здесь не менее важно различать первичные и вторичные минералы, чем это делается в изверженных породах. Только при этом условии мы будем в состоянии с достаточной достоверностью судить



Фиг. 192. Диаграмма равновесия солей морской воды при температуре кристаллизации в 83°

о тех температурах и о том давлении, при которых шло формирование соляных залежей и протекало их последующее существование. Особенно значительны, повидимому, те изменения, которые произошли в карналлитовой зоне. В частности здесь должно было иметь место выщелачивание карналлита, так как карналлитит содержит 59% карналлита и 22% хлористого натрия, а при непосредственной кристаллизации морской воды получилась бы порода с содержанием хлористого натрия лишь около 2 — 2½%. Возможно также вторичное образование сильвина из карналлита: к такому выводу относительно сильвина Соликамской толщи приходит Разумовская на основании включений гематита, которые рассматриваются как реликты (остаточные включения от карналлита).

Каким же путем и при каких условиях совершалась метаморфизация этих соляных залежей? Предположение о соляных рассолах, проникавших сверху, повидимому, мало вероятно: глубокие слои соляного комплекса обыкновенно совершенно сухи, вероятно, были таковыми и раньше. Эвердинг допускает позднейшее, вторичное затопление залежи морем со всеми последствиями отсюда, что не лишено некоторого вероятия. Быть может, однако, наиболее вероятным является объяснение Лахмана и Енеке (а также Аррениуса), по которым соляная залежь вследствие дислокационных процессов погрузилась в более глубокие горизонты с высокими изогеотермами, и что там произошло частичное плавление первичных солей, сопровождаемое их перекристаллизацией, а затем последовало поднятие, и на поверхности или близко от нее происходили уже изменения, сказавшиеся в образовании соляной шляпы. В пользу такого взгляда говорят и упомянутые уже признаки механического метаморфизма.

Совершенно отличны от такого термометаморфизма соляных залежей, вызванного поднятием температуры, а также от превращений, вызванных новым затоплением морем или водой, проникшей в толщу залежи, изменения на поверхности. Эти поверхностные изменения, связанные с действием поверхностных вод и относящиеся уже к зоне выветривания до известной степени аналогичны изменениям рудных жил на поверхности, известных под названием „железной шляпы". Поэтому здесь по аналогии говорят о „соляной шляпе".

Таким образом вся пестрая ассоциация солей в залежах Стассфуртского типа является результатом трех различных и последовательных процессов: кристаллизации рассола усыхающего пермского моря в условиях пустынного климата; глубинного метаморфизма в опустившейся соляной залежи; поверхностных изменений, приведших к образованию так называемой „соляной шляпы". Среди многочисленных солей этого комплекса имеются бесспорно первичные образова-

ния, имеются новообразования, характерные для глубинного метаморфизма (лангбейнит, лёвеит, вантгоффит), и новообразования, характерные для поверхностной „соляной шляпы“ (шёнит, рейхардит); при глубинном метаморфизме в карналлитовой зоне образуется каинитовая порода, при поверхностной метаморфизации также образуется каинит (так называемый танит) из „Hartsalz“, и ангидрит переходит в полигалит.

Итак, месторождения каменной соли типа Стассфурта, Велички, Бахмута, б. Екатеринославской губ., Кульп в Закавказье и многих других являются отложениями морскими, остатками постепенно усыхавшего моря, вернее краевой части такого моря, отделенной от сообщения с открытым морем таким подводным порогом, как Гибралтар или порог, отделяющий Карабугазский залив от Каспийского моря. Не подлежит, однако, сомнению, что существуют и такие залежи, которым следует приписать озерное происхождение из самосадочных озер типа Эльтона, Баскунчака и т. п. Эти залежи входят в состав красноцветной песчаной свиты пустынь и не сопровождаются калиевыми солями. Отложения из источников играют, вероятно, очень подчиненную роль, хотя и существуют, как показывают пересыщенные соляные источники Мандеры на восточном берегу Африки и о. Челекена в Каспийском море.

Сульфатные породы

Сюда относятся ангидрит и гипс, которые встречаются или совместно и в виде членов формации каменной соли, или самостоятельно в разных формациях, например, в пермских отложениях, третичных и др. Строение у них мелкозернистое, плотное или волокнистое. Примесями являются, кроме каждого из этих двух друг к другу, глина, органические вещества, карбонаты, борацит, кварц и др. В сильно дислоцированных областях вторичными составными частями, образовавшимися из первоначальных примесей, являются дистен, слюды и некоторые другие минералы, связывающие их с кристаллическими сланцами. При большом содержании битуминозных веществ получается так наз. вонючий гипс. Совершенно чистые или красиво окрашенные разности гипса носят название а л е б а с т р а. Так как ангидрит легко в соприкосновении с водой гидратизируется и переходит в гипс, при чем это сопровождается значительным увеличением объема, то с этим часто связаны в соседних породах и в кровле местные механические деформации. Выше 63,5 градусов в водных растворах устойчив ангидрит, а ниже гипс; но в насыщенном растворе хлори-

стого натрия гипс не образуется уже при 25°, а ангидрит легко образуется даже при совсем низких температурах в присутствии насыщенных растворов хлористого магния; этим объясняется то обстоятельство, что годовые кольца в каменной соли Стассфурта образованы не гипсом, а ангидритом.

Карбонатные породы

Сюда относятся озерные отложения (лимнокальцит) обыкновенно очень тонкозернистые, а также углекальциевые отложения из горячих минеральных источников, так называемые туфовидные известняки и травертино: но так как в их образовании все-таки обыкновенно принимают участие и растительные организмы, то речь о них будет в главе об органогенных известняках.

Сидерит, или шпатовый железняк, образует пластообразные залежи морского происхождения или неправильные месторождения метасоматического происхождения, возникшие путем вытеснения извести железом из притекающих железных растворов. Таким же путем образуются и метасоматические залежи бурых железняков, если процесс вытеснения извести железом происходит при свободном доступе кислорода воздуха.

Кремнистые породы

Кремнистая накипь, жемчужная накипь, фиорит, гейзерит—это различные названия для отложений аморфной кремнекислоты из горячих кремнистых источников, гейзеров; эти отложения, часто белоснежного цвета или окрашенные окисью железа в бурый или красный цвет, кроме кремнекислоты и воды содержат также некоторое количество глинозема и щелочей; отлагаются гейзерами Исландии, Новой Зеландии и нек. др.

Сюда же принадлежит и пресноводный кварцит, или лимнокварцит, пористый, различной окраски; состоит из аморфной кремнекислоты и халцедона (Парижский третичный бассейн). Если содержит гальку или песок, то называется уже песчаником или конгломератом. По своему практическому применению называется жерновым камнем.

Органогенные отложения

Известняки и доломиты

Остатки организмов, как уже указано, играют большую роль в составе многих осадочных пород. Отсылая за подробностями к специальным сочинениям по осадочным породам, например, к работе Кайе, ограничимся здесь лишь общими указаниями.

По химическому составу твердых образований породообразующие организмы распадаются на три группы: кремнекислые, карбонатные и фосфатные. Породообразующие организмы кремнистые, т. е. те, твердые образования которых состоят из кремнезема,—это радиолярии, кремнистые губки с их спикулями и диатомовые водоросли. Карбонатные организмы имеют твердые образования из углекислого кальция, но многие из них с более или менее высоким содержанием углекислого магния; сюда принадлежат различные водоросли, как литотамнии, кораллины и др., из животных—корненожки, кораллы, иглокожие, мшанки, ракообразные, плеченогие, разнообразные моллюски, трубчатые черви; кораллы, мшанки, строматопоры, трубчатые черви (серпули) являются организмами рифообразующими. Фосфатные образования, состоящие из фосфорнокислого кальция или из апатита, это остатки позвоночных и раковины некоторых брахиопод. Кроме этих трех господствующих соединений в твердых частях организмов и в самих организмах можно найти большое число элементов, и по отношению к некоторым элементам организмы являются, так сказать, концентраторами; вспомним ванадий, золото и другие элементы в золе каменных углей; вспомним концентрацию железа и марганца организмами, нахождение в них фтора, бария и других элементов. Но это проблемы геохимические, а не петрографические.

Кроме костеносных образований, связанных с позвоночными животными, и углей наземного происхождения все остальные органогенные породы это отложения из воды, морские или озерные. Для правильной оценки их литогенетического значения и чтобы правильно оценить соответствующие признаки в древних органогенных отложениях и сделать отсюда правильные выводы о той или иной фации, к которой они принадлежат, надо знать современную физиономию моря и озер и разные особенности отдельных организмов, их сообществ, зависимость толщины раковины от разных условий жизни и роста и т. п. Оставляя эту обширную область в стороне, приведем лишь два-три примера. Очень толстые и крупные раковины моллюсков говорят о рифовой фации, наоборот, карликовые формы,—о мелких бухтах. Значительное скопление раковин одной формы—это раковинные (напр., устричные и др.) банки. Смесь морских организмов с

организмами солоноватых вод и с растениями и моллюсками наземными подсказывают, что перед нами отложения эстуариев или дельты. Преобладание раковин в виде обломков и отсутствие или незначительное количество целых экземпляров характеризует литторальные отложения, зону прибоя.

Разные случаи сверления, паразитарного и иного сожительства, следы ползающих животных или отпечатки конечностей позвоночных— все это признаки, которыми можно и надо пользоваться для правильного освещения тех фациальных условий, при которых шло образование данной осадочной породы. У плеченогих на небольшой глубине толстые крепкие раковины и обилие видов и неделимых; в глубоководной фации раковины тонкие, хрупкие, размеры раковин меньше, число видов и неделимых тоже меньше. Взрослые пластинчатожаберные и брюхоногие моллюски—формы бентоса, при чем большинство форм принадлежит к мелководной фации. Устрицы говорят о твердом грунте, многие моллюски живут на мягком грунте, зарываются в ил. Для цефалопод следует помнить возможность планктонного распределения их раковин, согласно Вальтеру и т. д.

Самый характер сохранности органических остатков во многих случаях поучителен, особенно остатков растительных, как показывает следующий пример: свернутые скрученные листья, плоды без наружных оболочек, поврежденные шишки, расположение растительных остатков кучками, а не по плоскостям напластования—это признаки отложений сухих областей, отложений эоловых; в отложениях водных мы наблюдаем расположение по плоскостям напластования: плоские листья, неповрежденные шишки, плоды с сохранившимися наружными оболочками.

Карбонатные породы играют большую роль в составе земной коры. Они встречаются в морских отложениях всех систем, начиная с силура, а также в виде кристаллических известняков в архейских и археозойских отложениях. Карбонатные породы представлены шпатовым железняком, известняками, доломитизированными известняками, магнезитом и доломитами.

Известняки. Главная масса известняков представляет отложения морские или таласс о генные; но существует также группа известняков, являющихся отложениями из известковых источников, т. е. креногенных. Небольшая группа известняков может быть выделена, как вторичные или механические образования, перенесенные из области разрушения известняков водой или атмосферой (эоловые или атмогенные известняки). Наконец, для некоторых кристаллических известняков допускается в настоящее время и изверженное происхождение — это пирогенные известняки; в дан-

ном случае наблюдается, следовательно, частичный возврат к старым представлениям плутонистов, которые считали все мрамора за образования изверженного происхождения.

В образовании известняков играют существенную роль организмы как животные, так и растительные. Существовало даже мнение, что



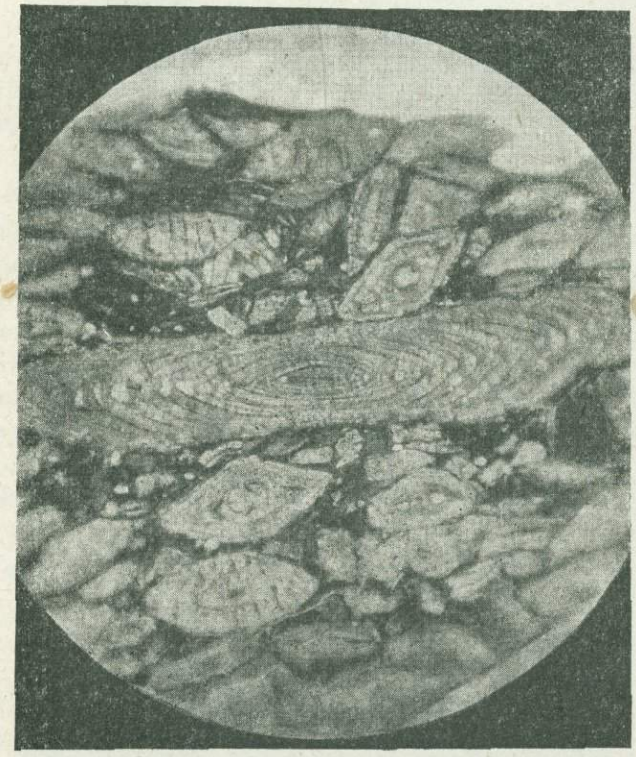
Фиг. 193. Туфогеновое отложение (туфит) с нуммулитами и ортофрагминами. С. Ахтара. Армения

Фот. С. С. Кузнецова

все известняки органогенного происхождения; так Линней говорил: Calx est terra animalium; omnis calx e vivo.

Некоторые авторы связывают даже отсутствие известняков в кембрийских отложениях с отсутствием в кембрийских морях организмов с твердыми известковыми образованиями. И действительно организмы играют существенную роль в образовании как талассогенных, так и креногенных известняков. Однако, ближайшее исследование многих морских известняков показывает, что в их строении

принимает более или менее существенное участие также углекальциевая соль неорганического происхождения, т.е. непосредственно выпадающая из раствора. Так как углекальциевой соли в морской воде очень мало, то приходится допустить косвенное ее образование. При разложении клетчатки образуется метан и углекислота, которая содействует временному растворению углекальциевой соли с последующим выпадением ее из раствора. Таким путем, вероятно, про-



Фиг. 194. Нуммулитовый известняк. Р. Айриджа, в басс. оз. Гокча, Армения Фот. С. С. Кузнецова

исходит частичное растворение раковин и других твердых известковых образований на дне моря и частичная перекристаллизация органогенного известняка или заполнение пор и полостей анорганогенным отложением углекальциевой соли. Другое предположение подчеркивает возможность выпадения углекальциевой соли из морской воды в результате двойного разложения между растворимыми солями кальция в морской воде (хлористый кальций и сернокальциевая соль) и углекислым натром, приносимым реками. Наконец, указывалось и на возможность выпадения углекальциевой соли из морской воды под

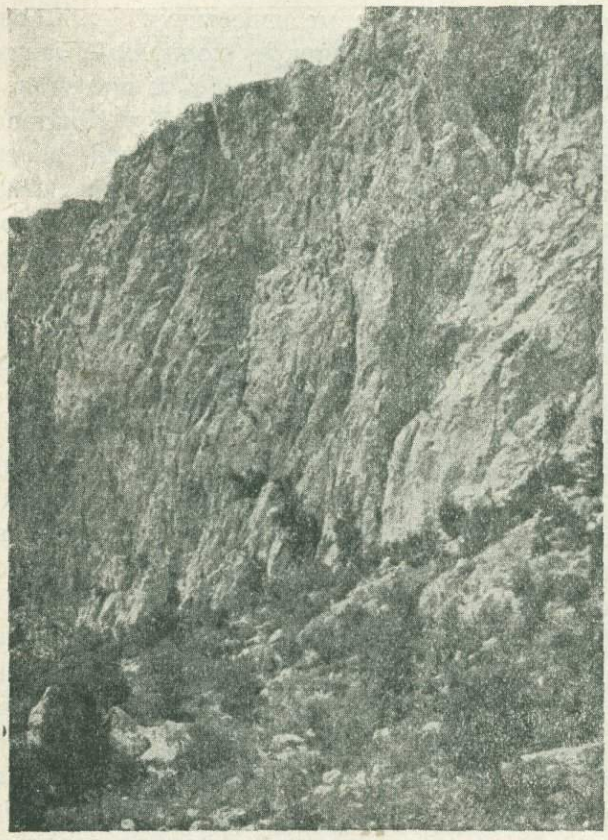
влиянием колебания температуры и изменения содержания углекислоты в воздухе. Как бы то ни было, участие выпадающей из раствора углекальциевой соли в строении органогенных морских известняков, повидимому, не подлежит сомнению. А для многих оолитовых известняков, на основании опытов Линка, можно допустить, что они являются образованиями анорганогенными: из теплых растворов выпадает арагонит в виде шариков.

Неслоистые или грубослоистые „рифовые известняки", т.-е. те, которые образуют более или менее обширные подводные банки (например, между Канарскими островами и Африкой или португальским побережьем, известковое плато у берегов Флориды, у Юкатана и мн. др.), состоят из органогенного известняка с более или менее значительной примесью автохтонного карбоната кальция, выпавшего из раствора вследствие гниения органического вещества и обусловившего затвердение известняка. Такие автохтонные химико-органогенные известковые образования Кайе называет бентогенными. В пользу выпадения углекальциевой соли из морской воды на дне косвенно говорит и то обстоятельство, что, например, в воде Неаполитанского залива у дна содержание сульфата кальция меньше, чем на поверхности. Таким путем, вероятно, и происходит на дне морей затвердевание органогенных известняков, которые первоначально должны быть более или менее пористыми. В образовании плотных известняков морского происхождения играют большую роль бактерии, обладающие способностью выделять $CaCO^3$ из растворимых кальциевых солей морского вида. Таковы денитрифицирующие бактерии, в особенности Bacterium (Pseunomonas) calcis Drew (наблюдения Дрю у берегов Флориды), быть может, и некоторые другие. Эти бактерии, повидимому, приурочены к мелководным тропическим областям. Точно также и креногенные известняки в значительной степени обязаны своим образованием не только растительным организмам, как это было впервые установлено Коном (Ulothrix, Chlamydothrix, Cladothrix и другие), но и непосредственному и притом довольно быстрому выпадению из раствора, благодаря чему и получаются обыкновенно более или менее пористые и ноздреватые известняки. Так, для травертино можно допустить, что растительные организмы дают только первый толчок к выпадению углекальциевой соли, а затем кристаллы арагонита, быть может, нарастают уже самостоятельно.

Интересно отметить, что из горячих источников, выше 50°, получается твердое, плотное отложение, а из теплых ниже 50° — мягкое, рыхлое.

В результате можно сказать, что выпадающий из раствора карбонат кальция (арагонит) цементирует органогенные рыхлые известняки

и превращает их в твердые породы. Этот процесс, конечно, может продолжаться и впоследствии, когда эти известняки уже будут выведены из под уровня моря. И в самом деле, известняки часто обнаруживают признаки более или менее значительных действий углекислой воды, которые проявляются в трех направлениях: в выщелачивании и в образовании полостей и пещер, в перекристаллизации и в замещении извести магнезией с образованием более или менее сильно доломитизированных известняков, которые могут даже превратиться и в настоящие доломиты.

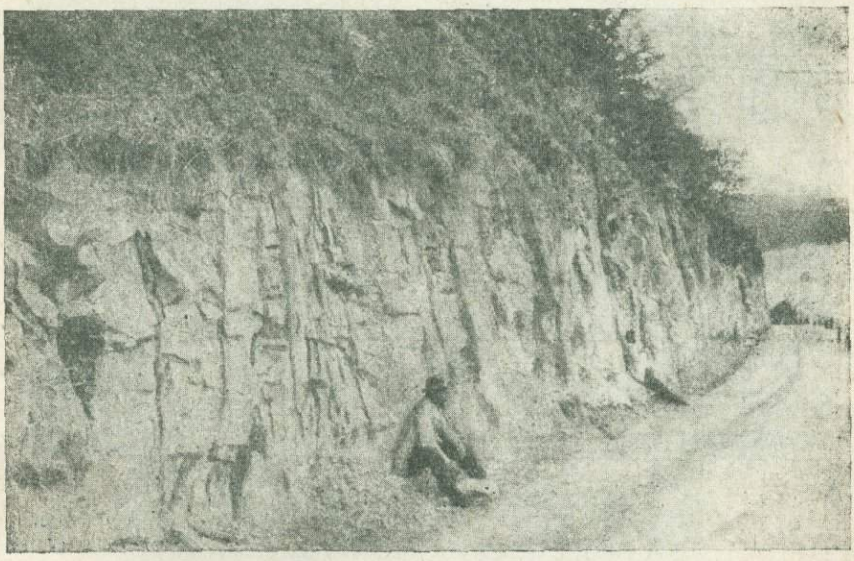


Фиг. 195. Известняки. Южный обрыв Яйлы над дер. Кикенеиз на южн. бер. Крыма
Фот. Д. И. Щербакова

Следует еще принять во внимание, что коралловые, мшанковые, литотамниевые, строматопоровые и другие рифовые известняки обыкновенно лишены слоистости и являются более или менее крупнокристаллическими; они образуются в более или менее сильно подвижной воде, где не осаждается мелкий известковый ил; этот карбонатный ил осаждается на большой глубине в спокойной воде и дает начало землистым, мелоподобным известковым породам.

По структуре различают кристаллические известняки, которые при среднем или мелком зерне получают название мрамора, обломочные (брекчиевидные), плотные, афанитовые или пелитоморфные, землистые, мелоподобные и оолитовые. По крупности зерна можно условно установить следующую группировку, которую дает, например, Гиршвальд; крупнокристаллический — 0,75 *мм* и свыше, среднезернистый — 0,25

до 0,7 *мм*; мелкозернистый—0,01 до 0,2 *мм*; скрыто-кристаллический — при увеличении в 400 до 600 раз границы зерен расплывчаты; пелитоморфный — 0,003 до 0,005 *мм*. Очень тонкие однородные пелитоморфные известняки дают литографский камень, например, знаменитый Золенгофенский камень в Баварии, некоторые известняки Центрального Кавказа (на южном склоне по Арагве) и др. Под микроскопом кристаллические известняки представляют известное разнообразие, помимо крупности зерна, в зависимости от следующих обстоятельств. Во-первых, в одних случаях порода является равномернозернистой, в других имеются участки более крупнозернистые и более мелкозернистые; эти последние в некоторых случаях обра-

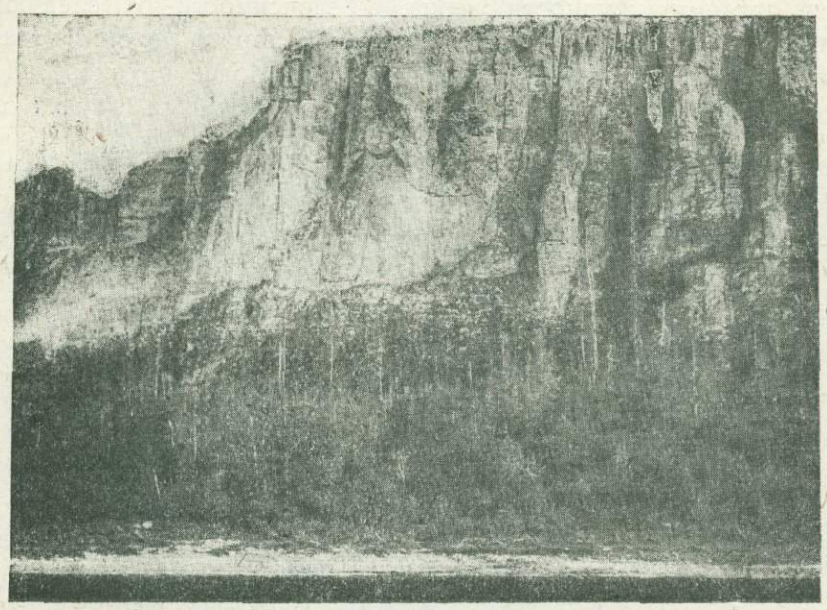


Фиг. 196. Мергелистые известняки по Кубани.
Фот. А. А. Иностранцев

зуют как бы цемент между более крупными кристаллами. Во-вторых, очертания зерен в одних случаях плавные, простые, в других извилистозазубренные; эта структура характеризует перекристаллизованные в твердом состоянии породы; она наблюдается, как уже было указано, и в контактных роговиках; в техническом отношении эта структура, при прочих равных условиях, означает бо́льшую прочность такого мрамора. Далее имеет значение характер срастания зерен; в одних случаях зерна кальцита непосредственно соприкасаются и срастаются, в других они срастаются при посредстве какого-нибудь промежуточного вещества, как-бы цемента; это известняки с примесями. Различают еще структуры комковую, сахаровидную, мозаичную и др.

Интересно, что Сорби изучал известняки под микроскопом еще в 1850—51 гг., т.-е. за 7—8 лет до опубликования им работы, положившей начало микроскопической петрографии.

Мел состоит из корненожек (диам. 0,0078—0,095 *мм*), дискоидальных и шаровидных телец (водорослей), так называемых кокколитов (диам. 0,0047—0,012), и мелких кристалликов разных минералов *терригенового происхождения* (кварц, циркон, титанит, полевые

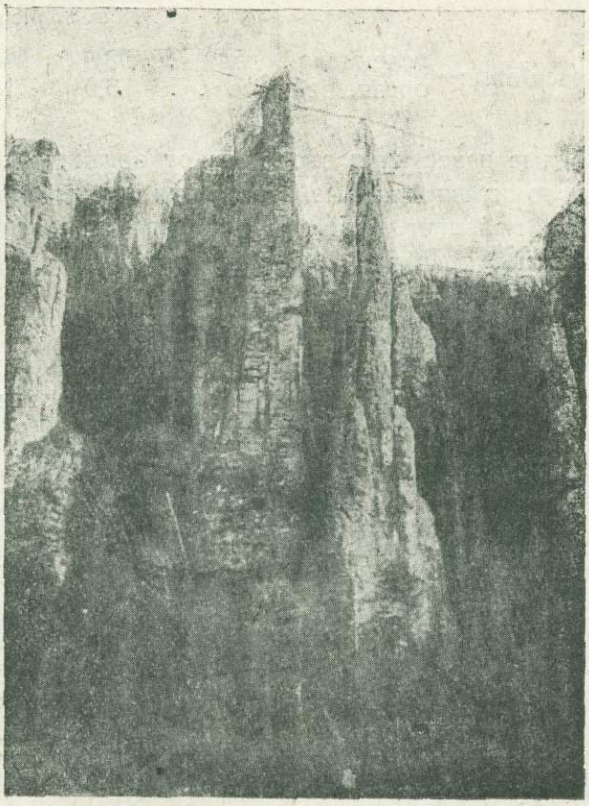


Фиг. 197. Известняки на р. Лене („Ленские столбы")
Фот. А. И. Иванов и Л. В. Бланки

шпаты, пироксены и пр. по Кайе). Главная масса мергельно-меловых отложений русской равнины состоит из мельчайших известковых водорослей — кокколитофорид (Архангельский).

Существуют почти совершенно чистые известняки — мрамора, состоящие из 99,75% углекальциевой соли; но обыкновенные известняки содержат карбоната кальция и магния от 50% до 99,75% и в частности углемагнезиальной соли от 0 до 44%. Часто наблюдается также примесь карбоната железа, доходящая в плохих, с точки зрения пригодности для строительных целей, известняках до 4%. Многие известняки содержат некоторую примесь кремнекислоты (от 0 до 37%) или глины (до 7% и даже 19%), примесь, которая иногда достигает довольно значительной величины, так что получается постепенный переход к мергелям, т.-е. к глинисто-известковым породам; если содержание глины не превышает 15%, то породу называют мер-

гелистым известняком, до 30% — мергелем, а выше этого — глинистым мергелем. Плотные, совершенно афанитовые известняки с раковистым изломом, содержащие достаточную примесь глины, являются хорошими цементными известняками или литографским камнем; таковы знаменитые литографские камни Золенгофена в Баварии, цементные



Фиг. 198. Формы выветривания известняков („Ленские столбы") на берегу р. Лены Фот. А. И. Иванова и Л. В. Бланки

известняки Черноморского побережья от Новороссийска до Геленджика, в Центральном Кавказе по Пшавской и Белой Арагве. Существуют известняки кремнистые с более или менее значительным содержанием кремнезема, со спикулями губок и с панцырями радиолярий. Далее известняки доломитизированные т.-е. более или менее богатые магнезией, известняки глинистые, глауконитовые, фосфоритные. Примесь органического вещества (до 3%) окрашивает многие известняки в серый, а иногда и в черный цвет (так называемый антраконит). Это битуминозное вещество является остатком органической материи тех организмов, которые дали начало извест-

няку. Как и следует ожидать, с течением времени количество этого органического вещества уменьшается; так, например, в современном литотамниевом известняке или, вообще, в известняке из известковых водорослей содержится 85,87% углекальциевой соли и 5,06% органического вещества, а в ископаемом 97% и 0,28% или другой пример:

		Живая	Мертвая	Ископ.
Ostrea esculenta:	углекислой соли .	93,9	96,5	96,8
	орган. веществ . .	3,9	1,0	0,8

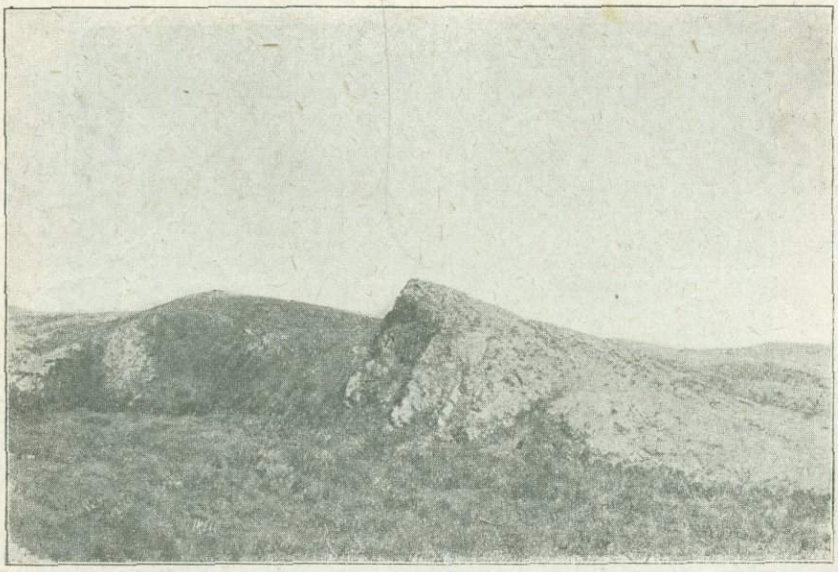
Совершенно белые известняки свободны от органического вещества. Доломиты и доломитизированные известняки иногда окрашены в дымчатый или буроватый цвет. Мрамора и плотные цементные известняки часто обнаруживают красивую окраску: розовую, синюю, зеленую, желтую и т. п.

Кроме битуминозных веществ иногда наблюдается и непосредственно уголь; если он содержится внутри зерен кальцита или арагонита, то является безвредной примесью с точки зрения прочности, чего, конечно, нельзя сказать относительно битуминозного вещества. Многие известняки содержат примеси других минералов, часто в виде хорошо образованных кристаллов, например, кварц, полевые шпаты, образование которых в известняках интересно с точки зрения процессов метаморфизма, пирит, лучистый камень, хлорит, кремень, барит, целестин, слюду, тальк, глауконит, гранат. По этим примесям различают несколько разновидностей известняков, а именно: сиполлин (Cipollin) — зернистый, иногда сланцеватый известняк, богатый тальком и слюдой; офикальцит — мелкозернистый с благородным змеевиком, кальцифир — зернистый с вкрапленниками граната, везувиана, авгита; хислопит (Hislopit) — зернистый, окрашенный глауконитом в зеленый цвет. Фосфоритовые известняки, содержащие фосфорнокислый кальций в виде мутных конкреций, глауконитовые известняки, битуминозные с более или менее значительной примесью битуминозных веществ, придающих им буроватую или темную окраску и особый запах. Следует также упомянуть о нахождении в известняках сероводорода. Французы называют „люмашель“ (Lumachelle) известняки, состоящие целиком из раковин моллюсков.

Из числа разнообразных органогенных известняков морского происхождения следует отметить: 1) ракушечный известняк, или ракушник, например, понтический ракушник Керченского полуострова, Евпатории и др., состоящий почти целиком из раковин; 2) фораминиферовые известняки (или фузулиновый и швагериновый известняк карбона, нуммулитовый известняк палеогена и др.); 3) рифовые из-

вестняки — коралловый, мшанковый; 4) энкринитовый известняк, состоящий целиком из члеников морских лилий (триас); 5) литотамниевый известняк и некоторые другие.

Как уже указано, перекристаллизация многих известняков совершается чисто гидрохимическим путем, частью в стадии диагенетического видоизменения известковых отложений, частью впоследствии в уже затвердевшей породе. Однако, несомненно существуют и такие случаи, когда перекристаллизация произошла под влиянием



Фиг. 199. Девонские известняки в Мугоджарских Горах
Фот. П. Венюкова и Ф. Левинсона-Лессинга.

перегруппировки в твердом состоянии в нагретой и находившейся под давлением породе; непосредственные опыты показали возможность такой перекристаллизации.

Так как плавление углекальциевой соли происходит лишь выше 1 200°, и повышенное давление препятствует диссоциации, то ниже 1 200° под давлением происходит перекристаллизация в твердом состоянии. При 970° ± 5° происходит при этом превращение обыкновенного кальцита в другую модификацию, α-$CaCO^3$, вероятно тригональную.

Очень своеобразна и не вполне еще разъяснена с генетической точки зрения о о л и т о в а я с т р у к т у р а. Концентрически-скорлуповатые оолиты в одних случаях представляют, несомненно, конкрециозные образования, нараставшие вокруг какого-нибудь постороннего тела: обломка раковины, кристаллического зернышка и т. п. С другой

стороны, опыты Линка показали, как и наблюдения Хартинга еще в 1871 г., что из морской воды от действия угленатриевой или аммонийной соли отлагается арагонит обыкновенно в виде сферолитов.

По Бухеру, все оолиты (и сферолиты) получаются из коллоидального состояния, при чем чистые минералы дают при этом радиально-лучистые образования, а смеси — концентрически-скорлуповатые.

Нельзя не вспомнить, что Рэни (Rainey) еще в 1828 г. показал, что из вязких растворов кальциевых солей углекальциевая соль



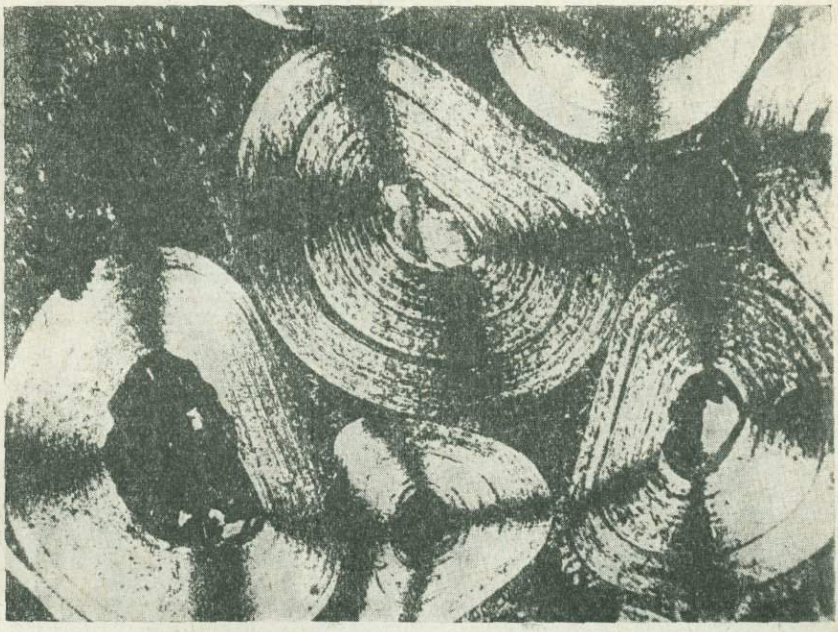
Фиг. 200. Фузулиновый известняк. Увел. 5 раз (по Кайе)

осаждается в виде сферолитов, а не кристаллов. Линк делает из своих опытов заключение, что все оолиты — анорганогенные арагонитовые образования из морской воды; впоследствии арагонит перешел в кальцит. Нельзя, однако, не отметить, что некоторые очень мелко-оолитовые известняки, образующиеся на дне пресноводных бассейнов, так называемый, икряной камень, по мнению Кайе, могут быть рассматриваемы, как конкреции по яйцам насекомых. Наконец, Ван-Тюйль указывает на значение конкрециозного образования под влиянием водоросли Girvanella; но Кайе устанавливает, что Girvanella появляется в известняках уже после их отложения, т.-е. не является непосредственной причиной их образования.

Крупные оолиты называются также пизолитами, а соответственные известняки пизолитовыми, или гороховым камнем (например, знаменитый гороховый камень из Карлсбадского шпруделя). Наоборот, очень тонкозернистые оолитовые известняки носят название икря-

ного камня; для некоторых из них не исключена возможность образования за счет яичек насекомых, например, комаров и др. (Кайе).

Морское, и притом органогенное, происхождение многих известняков может считаться прочно установленным. Как согласовать этот факт с тем обстоятельством, что в морской воде, вообще говоря, ничтожное содержание углекальциевой соли (максимальная ее растворимость в морской воде 0,0191%)? Очевидно, жизнедеятельность организмов способна превращать растворимые сернокислую и хлористую известь в нерастворимый карбонат. Одним из вероятных объ-



Фиг. 201. Пизолитовый известняк. Увелич. в 15 раз. Николи парал. (По Кайе)

яснений является указание на ферментативные процессы (бактериальные), выделяющие углеаммиачную соль, которая и вступает с вышеуказанными растворимыми солями кальция в реакцию двойного обмена.

Кроме талассогенных, креногенных и так называемых пресноводных известняков (лимнокальцит) существуют также и пирогенные кристаллические известняки. Сюда относится известняк о. Альнё, являющийся по Хёгбому и Штутцеру продуктом дифференциации щелочной магмы, некоторые известняки Цейлона по Кумарасвами, карбонатиты Брёггера.

Доломиты. Название доломит в настоящее время сохраняют лишь за теми карбонатными породами, которые состоят из доломита, т.-е. из двойной соли углекальциевой и углемагнезиальной в отношении 1:1; все прочие породы, в которых отношение кальция и



Фиг. 202. Контакт слоистых известняков мэотического яруса с шанковым рифом (светлая правая часть фотография), на Керченском полуострове (по Андрусову)

магния иные, являются доломитизированными известняками, т.-е. такими, в которых часть извести вытеснена магнезией, или доломитами с прожилками, прослоями или гнездами кальцита.

Вопрос о происхождении доломитов имеет большую литературу. Не подлежит сомнению, что во многих случаях можно связать образование доломитов с позднейшим вытеснением кальция магнием, как об этом свидетельствуют постепенные переходы, перекристаллизация

окаменелостей, образование пор и пещер и, наконец, непосредственные опыты. Повидимому, особенно легко подвергаются доломитизации коралловые известняки и, вообще, те, которые состояли первоначально из арагонита: опыты Клемана показали, что арагонит в теплых растворах морской воды гораздо легче доломитизируется, чем кальцит. С другой стороны, опыты Линка показывают, что из морской воды в присутствии углеаммиачной соли, т.-е. непосредственно из раствора выпадает именно доломит, который получается здесь, как продукт установившегося химического равновесия. Углекальциевая соль выщелачивается из доломитизированных известняков, и таким образом, обогащаясь магнезией, они переходят в доломит. Наконец, следует иметь в виду, что многие морские организмы как животные, так и растительные, дающие начало карбонатным породам, содержат в своих твердых образованиях не чистую углекальциевую соль, а доломит или, по крайней мере, значительную примесь углемагнезиальной соли, как это видно из следующих примеров:

Современные криноидеи . . .	7,86 — 13,74	$MgCO^3$
Orbitolites complanata	15,52%	
Nubecularia novorossica . . .	26%	
Известковые водоросли . . .	10,73 — 25,17	

Вообще, магнезия встречается в твердых образованиях морских животных гораздо чаще, чем принято считать. При этом магнезия всегда встречается у тех организмов, которые выделяют не арагонит, а кальцит.

В замкнутых мелководных бассейнах и в лагунах с повышенной концентрацией солей, в частности когда достигнута точка насыщения для сернокислого магния, благодаря чему сернокислый кальций делается нерастворимым, образование доломита может итти по так называемой реакции Гайдингера:

$$2CaCO^3 + MgSO^4 = CaCO^3 . MgCO^3 + CaSO^4,$$

а когда будет исчерпан весь сернокислый магний, по реакции Мариньяка:

$$2CaCO^3 + MgCl^2 = CaCO^3 . MgCO^3 + CaCl^2.$$

Этими условиями объясняет Б. П. Кротов доломитизацию наших пермских известняков.

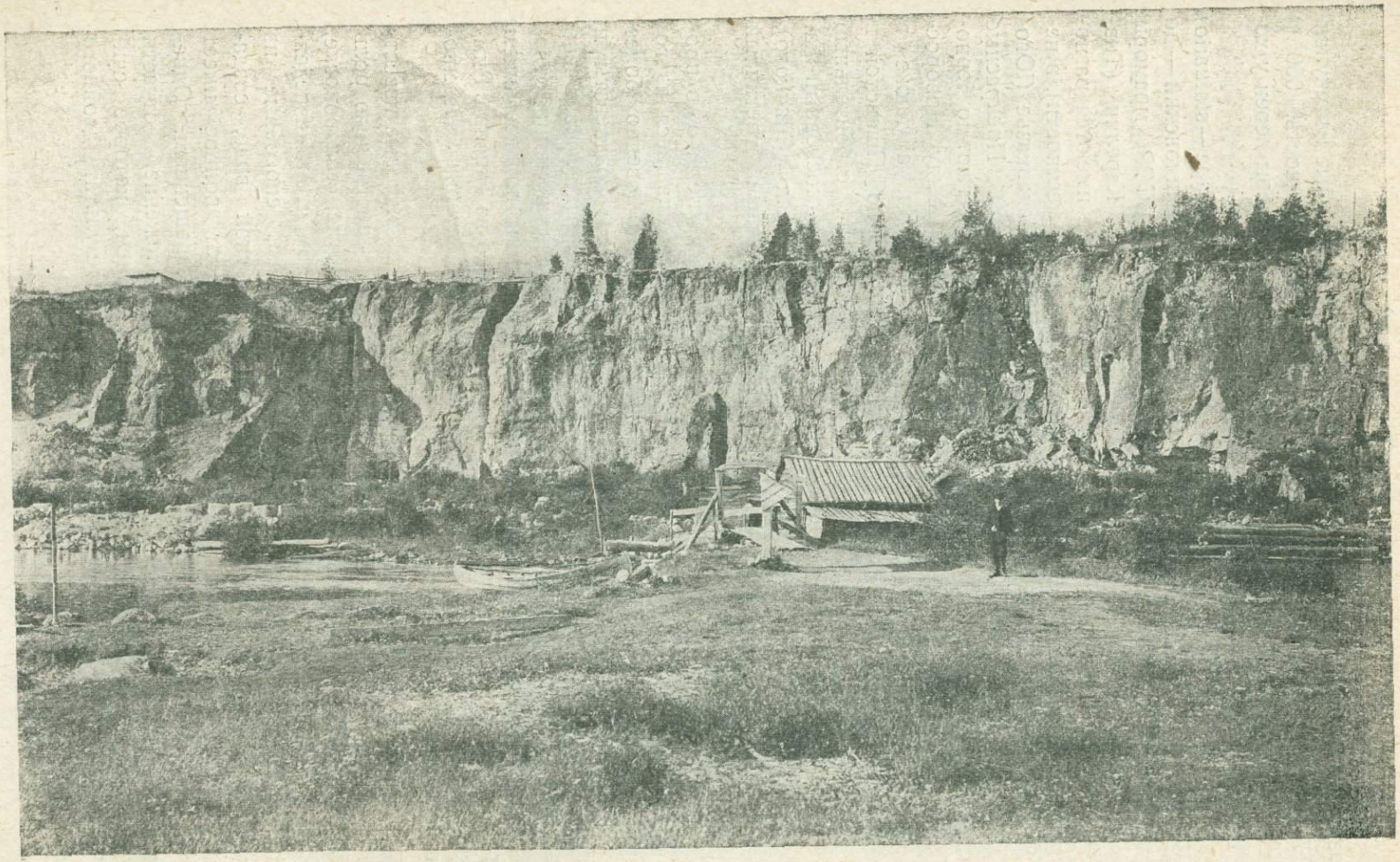
Химический состав карбонатовых пород

	1 Каррарский мрамор	2 Мрамор Агрилезы в Греции	3 Известняк с о. Чимито в Финляндии	4 Литографский камень Золенгофена	5 Белогорский (светло-розовый) мрамор (Карелия)	6 Доломит Лижмозера (Карелия)	7 Плотный магнезит из Оренб. губ.	8 Литографский камень Золенгофена
CaO	55,94	56,05	54,74	53,00	15,494	29,077	1,2	53,00
MgO	—	—	—	0,77	11,087	20,844	46,13	0,77
CO^2	—	—	44,32	42,45	24,295	45,625	51,79	42,45
SiO^2	—	—	—	1,17	48,612	3,313	0,12	1,17
Al^2O^3	—	—	—	0,95	0,111	0,475	0,41	0,95
Fe^2O^3	—	—	—	0,12	0,273	0,134		0,12
FeO	0,018	сл.	—	—	—	—	—	—
K^2O	—	—	—	0,27	0,075	0,019	—	0,27
Na^2O	—	—	—	0,59	0,025	0,029	—	0,59
P^2O^5	—	—	—	0,01	0,024	0,106	—	0,01
П. п. пр.	—	—	—	0,59	0,102	0,293	0,60	0,59
Нераств. остат.	—	—	0,98	—	—	—	—	—

Доломиты часто являются мелкозернистыми, более или менее панидиоморфнозернистыми, а потому мелкопористыми, а доломитизированные известняки пещеристыми.

Мрамор. Вопрос о происхождении мрамора издавна занимал геологов. Высказывалось мнение об изверженном происхождении кристаллических известняков, которое затем было совершенно оставлено; но, как указано выше, в настоящее время для некоторых случаев это объяснение снова допускается. От внимания геологов не ускользнуло то обстоятельство, что в контактах с гранитами и другими глубинными породами известняки часто мраморизованы; это и положило начало, вместе с некоторыми лабораторными опытами, учению об образовании многих кристаллических известняков под влиянием контактного или глубинного метаморфизма, путем перекристаллизации в твердом состоянии. Наконец, факты бесспорно вторичной гидрохимической перекристаллизации, как, например, наличие переходов между каррарским мрамором и известняком с триасовыми окаменелостями, доказывают, что во многих случаях перекристаллизация является процессом метасоматическим и гидрохимическим.

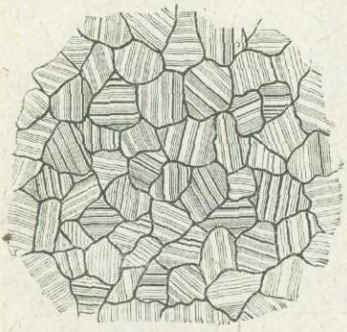
Мраморы широко распространены в отложениях самого разнообразного возраста и во всех странах. Наиболее знаменитые мелко-



Фиг. 203. Ломка белого мрамора в Тивдии (Карелия)
Фот. В. М. Тимофеева.

зернистые, равномернозернистые белые мрамора, пригодные для скульптурных изделий, находятся в Карраре в Италии (мощность, 000 *м*) на Пентеликоне и в нек. др. местностях Греции. Размеры зерен у хороших мраморов — 1 *мм* — 3 *мм* и даже до 5 *мм*.

Белый мелкозернистый скульптурный мрамор (в Карраре — statuario) просвечивает в сравнительно толстых кусках: Пентеликонский — до 15 *мм*, Каррарский — толщиною даже до 25 *мм*. В СССР мраморы (доломиты, часто богатые кварцем) известны в Карелии (Тивдия, Белая гора, Лижмозерские и др.), на Урале, где имеются разнообразные и красивые мраморы (ст. Мраморская и др. местности), в некоторых местностях Центральной России (Таруса), в Закавказье (Югоосетия, Армения и др.). Прекрасные цементные известняки залегают по Черноморскому побережью между Новороссийском и Геленджиком, а также в Центральном Кавказе по Пшавской и Белой Арагве. Хороший строительный камень представляет подмосковный каменноугольный известняк (Мячково), южнорусский ракушечный третичный известняк и мн. др.

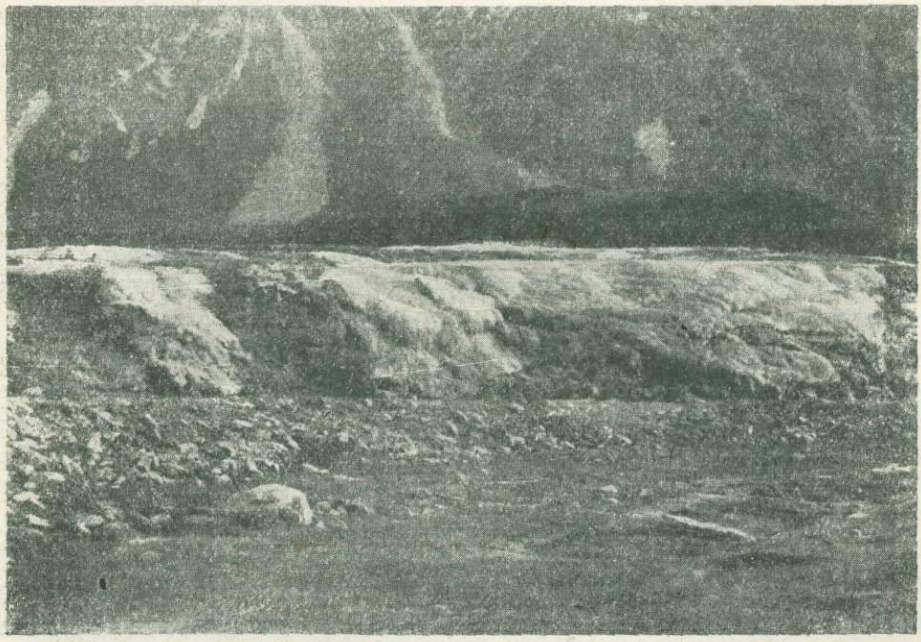


Фиг. 204. Микроструктура мрамора (по А. А. Иностранцеву)

Известняки к р е н о г е н н о г о происхождения (т. е. отложившиеся из горячих источников) обыкновенно более или менее значительно ноздреваты и носят название туфовидных известняков, или известковых туфов. Очень тонкопористые сравнительно твердые известняки, представляющие отложения из горячих минеральных источников, известны под названием т р а в е р т и н о; сюда относятся знаменитые травертино из Тиволи в Римской Кампании, давшие прекрасный строительный материал для многих монументальных построек Рима.

Коралловые, мшанковые, литотамниевые и т. п. рифовые известняки, далее известняки, в образовании которых существенную роль играют пластинчатожаберные моллюски, плеченогие, головоногие, корненожки, губки и т. п. определенно говорят о том, что в жизнедеятельности этих организмов существуют процессы, способные из растворимых солей кальция, имеющихся в морской воде, создавать нерастворимую углекальциевую соль. Этот вопрос имеет свою историю и вряд ли может считаться разрешенным. Однако, повидимому, довольно вероятно предположение, отчасти подкрепленное и экспериментальным исследованием, которое считает, что углекальциевая соль получается в результате двойного

разложения растворимых солей кальция и углеаммиачной соли. Эта последняя выделяется в результате жизнедеятельности вышеназванных животных и, быть может, в значительной степени является продуктом ферментативной деятельности микроорганизмов (бактерий), участвующих в жизненном процессе моллюсков и некоторых других животных. Что касается растений, то им, быть может, присуща способность непосредственно разлагать сернокислый кальций, если вспомнить, что они обладают способностью разлагать и такое прочное сое-



Фиг. 205. Известковый туф в Трусовском ущелье (Центр. Кавказ)
(Фот. Ф. Левинсон-Лессинга)

динение, как углекислота. Впрочем, как указано, здесь перед нами еще не разрешенная проблема.

В сравнительно неглубоких бухтах тропических морей, напр., у Флориды, Дрю (Drew) было констатировано образование плотных илистых известковых отложений непосредственно жизнедеятельностью особых денитрифицирующих бактерий, которые получили от него название Bacterium calcis. На подобную роль бактерий еще значительно раньше было указано также Надсоном. Согласно Православлеву к таким органогенным бактериальным образованиям вероятно следует отнести те плотные и палеонтологически немые известняки, которые встречаются в отложениях разных геологических систем.

Магнезит. Кристаллический магнезит имеет обыкновенно метаморфическое происхождение и залегает среди кристаллических сланцев или сопровождает руды, образовавшиеся пневматолитическим путем, или сопровождает залежи каменной соли; в последнем случае он мог получиться из известняка, который вступает в реакцию двойного обмена с серномагнезиальной солью. Плотный аморфный магнезит образуется под влиянием выветривания и сопровождает серпентинизированные оливиновые породы. В СССР областью распространения магнезита является Урал, где имеются толщи среди доломитов и доломитизированных известняков, например, месторождение у Саткинского завода, затем месторождения, связанные с змеевиками, и довольно разнообразные месторождения среди кристаллических сланцев, в особенности тальковых. Магнезит известен также в Семипалатинской области. Кристаллический магнезит содержит примеси извести и особенно железа, сопровождается брейнеритом; в плотном мы имеем известь, закись железа, глинозем и особенно кремнезем. В кристаллическом встречаются примеси доломита, кварца, талька, хлорита.

Плотные магнезиты образуют значительные залежи в Греции и Малой Азии, кристаллические — в Австрии.

Лиственит, метаморфическая порода, состоящая из карбонатов, слюды, кварца и некоторых рудных примесей в разных отношениях. Карбонат преимущественно брейнерит, но также и магнезит, с которым иногда связаны лиственит.

Ископаемые угли

Ископаемые угли встречаются в отложениях различного возраста, начиная с карбона; но наиболее значительные отложения приурочены к системам каменноугольной и отчасти пермской, затем к юрской и третичной. Представляя различные стадии обугливания растительных остатков в отсутствии достаточного доступа кислорода, т. е. обыкновенно под прикрытием воды и при участии бактерий, угли по условиям залегания распадаются на два типа: автохтонными мы называем те из них, которые образовались на месте произрастания растений, из которых они произошли; аллохтонными являются, наоборот, те, которые произошли от обугливания растений, перенесенных и отложенных более или менее далеко от места своего произрастания. Независимо от этого, угли могут быть разделены на такие, которые произошли из континентальных растений, и такие, которым дали начало водоросли; значительное большинство углей относится к первому типу. Наконец, и угли наземного происхождения могли образоваться двумя различными путями: или путем накопления и тле-

ния в торфяниках — это гумусовые угли, начальной стадией образования которых является торф; или при посредстве процесса, ведущего в настоящее время к образованию сапропеля на дне озер — это сапропелевые угли. Особый тип углей представляют также томитовые угли, которые состоят из мельчайших водорослей Pila; томит, или сапромиксит, представляет слизь, перешедшую в смолокамедь.

Таким образом, в настоящее время угли по своему происхождению распадаются на три типа: гумусовые, сапропелевые и томитовые (по Залескому), или липтобиолитовые (по Потонье). Там, где преобладают углеводороды и углеводы, образуется гумус; там, где протеины—жиры и хитин—сапропель.

Угли залегают обыкновенно многими, иногда выклинивающимися, пластами, носящими название флёцов. Число пластов иногда очень велико: напр., в Саарбрюкенском бассейне насчитывают 150—160 пластов, в Силезии — до 477, при общей мощности угленосной толщи в 3500 *м*. В Донецком бассейне около 30—40 рабочих пластов, мощностью выше 0,5 *м*. Слои угля переслаиваются с глинистыми сланцами, песчаниками, вообще с пустой породой более или менее значительной мощности. Так как угленосные отложения, — особенно древние, — обыкновенно сильно дислоцированы, то число слоев может иногда, вследствие сбросов, казаться более значительным, чем на самом деле, и лишь при условии очень детальной геологической съемки и разведки можно точно установить число слоев. Каменные угли обладают довольно сложным минералого-петрографическим составом. В настоящее время обыкновенно принимают следующие четыре элемента, установленные Стопсом (Stopes), а названия французские фюзен (fusain) — древесный уголь; дюрен (durain)—матовый уголь черносерого или бархатночерного цвета; клерэн (clairain)—те части блестящих углей, которые содержат еще слои матового угля и под микроскопом обнаруживают некоторые признаки растительных остатков; витрэн (vitrain) — совершенно бесструктурные блестящие угли с раковистым изломом и значительным блеском.

По химическому составу угли представляют смесь углерода и углеводородов в различных пропорциях, отчего в разных углях не только различно валовое содержание углерода, но более или менее различны многие физические и химические свойства углей. Схематически можно представить процесс обугливания древесины следующим уравнением (по Рено):

$$\underset{\text{(древесина)}}{(C^6H^{10}O^5)^4} = \underset{\text{(уголь)}}{C^9H^6O} + 7\,CH^4 + 8\,CO^2 + 3\,H^2O.$$

Издавна различали блестящие и матовые угли, а по цвету и по среднему содержанию углерода—бурые угли (лигниты), собственно

каменные угли (черные) и антрациты, с сероватым металлическим блеском. В настоящее время различают четыре группы углей, которые группируются следующим образом.

A. Антрациты и некоторые тощие угли:

$$C — 90 - 95\%; \ H — 2 - 4{,}5; \ O + N — 3 - 5{,}5\%.$$

Летучих веществ 3 - 12%. Теплотворная способность 8000 - 8600 *кал.*

B. и C. Битуминозные угли (коксовые, кузнечные, газовые, сухие).

$$C — 70 - 90\%; \ H — 4{,}5 - 6\%; \ O + N — 5{,}5 - 10\%.$$

Летучих веществ 12 - 40%. Теплотворная способность 6600 - 8900 *кал.*

D. Полубитуминозные угли, бурые угли, лигниты:

$$C — 45 - 75\%; \ H — 6 - 6{,}5\%; \ O + N — 20 - 45\%.$$

Влажность более 6%. Теплотворная способность 4000-7200 *кал.*

Другая классификация углей основана на отношении всего количества углерода к связанному углероду (Граут).

Американская классификация углей (Кэмпбель) основана на так называемом тепловом коэффициенте (отношение фиксированного в коксе угля к летучим составным частям) и различает следующие типы углей: антрацит (тепл. коэф. 10—60), полуантрацит (тепл. коэф. 6—10), полусмолистые угли (3—7), смолистые угли (тепл. коэф. около 3), подсмолистые угли (черный лигнит) и лигнит.

В разных горизонтах месторождения состав углей может быть различен; так, напр., обыкновенно от лежачего бока к висячему содержание углерода убывает, а углеводородов возрастает (правило Хильта).

Элементарный состав углей таков: углерод, водород, кислород, немного азота, зола; главная масса газов, которые продолжают выделяться из углей в их естественных залежах — метан или болотный газ. Зола часто содержит интересные с точки зрения геохимии и ценные составные части, как-то: ванадиевую кислоту (до 38,22% в Сан-Рафаэле в Аргентине), молибден (Льеж), марганец, цинк, свинец, кадмий, медь, фосфорную кислоту, золото (Уайоминг). Сера входит в состав угля или в виде сульфата в золе и тогда безвредна, или в виде цирита и марказита.

Ископаемые угли распространены широко в разных странах. Наиболее значительные запасы принадлежат Сев. Америке (Соединенным Штатам), затем Азии (Китай — страна наиболее богатая антрацитом, и Сибирь), на третьем месте стоит Европа, в которой Великобритания, Бельгия, Саарбрюкенский Вестфальский бассейн и Силезия занимают первое место. В СССР угли каменноугольного возраста — в Донецком

бассейне, богатом антрацитом, в Подмосковном крае (б. Тульской, Рязанской, Калужской, Московской, Смоленской, Тверской, Новгородской), затем на Урале и, наконец, в Кузнецком бассейне. Из юрских углей сложены также многие бассейны: Черемховский бассейн в б. Иркутской губ., в Южно-Уссурийской области, в Амурской области, в Закавказье (Ткибули и др.).

Если, вообще говоря, более древние угли, залегающие в сильно дислоцированных областях, являются более богатыми углеродом и более бедными летучими составными частями (углеводородами), то нельзя этого считать общим правилом, как думали прежде. Так, напр., карбоновые угли Подмосковного края в общем принадлежат к бурым и смолистым углям, а третичные угли Японии являются каменными углями.

В залежах угля продолжается процесс обугливания, выражающийся в выделении болотного газа и, следовательно, в постепенном обогащении углеродом. На воздухе угли подвергаются окислению и выветриванью, при этом образуются сильно гумифицированные разности с пониженной карбонизацией, с большим содержанием кислорода и пониженным содержанием водорода.

Ископаемые угли представляют интересный пример органогенных образований, которые не только образовались из растительных остатков, но и образовались при участии ферментативных процессов, т. е. бактерий (Micrococcus carbo и др.). О ходе происходящего при этом процесса можно судить по следующему сопоставлению:

	C	H	O	N
Древесина	50%	6%	43%	1%
Торф	59	6	43	2
Бурый уголь . . .	69	5,5	25	0,8
Каменный уголь .	82	5	13	0,8
Антрацит	95	2,5	2,5	сл.

В связи с ископаемыми углями следует указать на так называемые горючие сланцы, т. е. мергелистые сланцы, пропитанные углеводородами и представляющие тоже ископаемое горючее, неудобство которого заключается в большом количестве золы. Эти сланцы залегают несколькими пластами, мощностью от 0,6 с. (1,5 *м*) до 3—4 с. (6—8 *м*); содержат 75% органического вещества и дают 20—40% светильного газа и углеводородов вообще. В СССР особенно интересны светложелтые горючие сланцы нижнесилурийского возраста в Ленинградской губ. на границе с Эстонией, где они достигают еще более значительного развития. Этот сланец получил от Залеского и Погребова название кукерсита, так как состоит из сапропеля, образо-

ванного синеватозеленой водорослью Gloeocapsomorpha. Аналогичны и отложения, получившие название клостерита (образовались из Closteria) и черемхита. Горючие сланцы встречаются в отложениях всех возрастов. В Шотландии, к сев. от Эдинбурга давно разрабатываются горючие сланцы каменноугольного возраста.

Крайней степенью обугливания растений является б. м. и так наз. шунгит Иностранцева, который содержит до 98% углерода, хотя для блестящего шунгита, выполняющего миндалины в диабазовых лавах, Тимофеевым и установлено образование его из жидких углеводородов.

Не лишено вероятия, что и некоторые графиты образовались из растений.

Нефть также надо считать органогенной жидкой горной породой; но она составляет скорее предмет изучения геологии, чем петрографии.

Трепел и кремнистый сланец, опока

Трепелом называют (от Триполи, откуда первоначально привозили эту породу) мягкую светлосерую, желтоватую, иногда окрашенную органическим веществом в темный цвет породу, состоящую из кремнистых панцырей диатомовых водорослей. Другие названия: диатомовая земля, диатомовый пелит, кизельгур, инфузорная земля; этот последний термин является, конечно, неправильным. Существуют и такие трепела, в которых мы не находим панцырей диатомей, и которые состоят из аморфного бесструктурного кремнезема. Совершенно землистые разности называются иногда горной мукой, между тем как уплотненные и тонкосланцеватые носят название полировального сланца. По своему происхождению эти породы могут быть как пресноводными, так и морскими, аналогичными современному глубоководному диатомовому илу. Трепел встречается по преимуществу в отложениях третичной системы и образует иногда довольно значительные скопления, состоящие из бесконечно большого числа панцырей диатомей. Мощные слои трепела встречаются в разных Штатах Сев. Америки, в Триполи, в Сирии, в Богемии недалеко от Билина, в Германии (Эздорф в Ганновере) и др. В СССР можно указать б. Симбирскую губ. (Беклемишево Корсунск. у., Архангельско-Куроедово), б. Пензенск. губ. (Городищ. у.), б. Саратовск., Калужск. губ. Значительные отложения в Ахальцыхск. у. в Закавказье, в Армении и мн. др.

Твердые, сцементированные опалом, прилипающие к языку разности у немцев носят название „Saugschiefer“.

Химический состав трепелов может быть иллюстрирован следующими анализами.

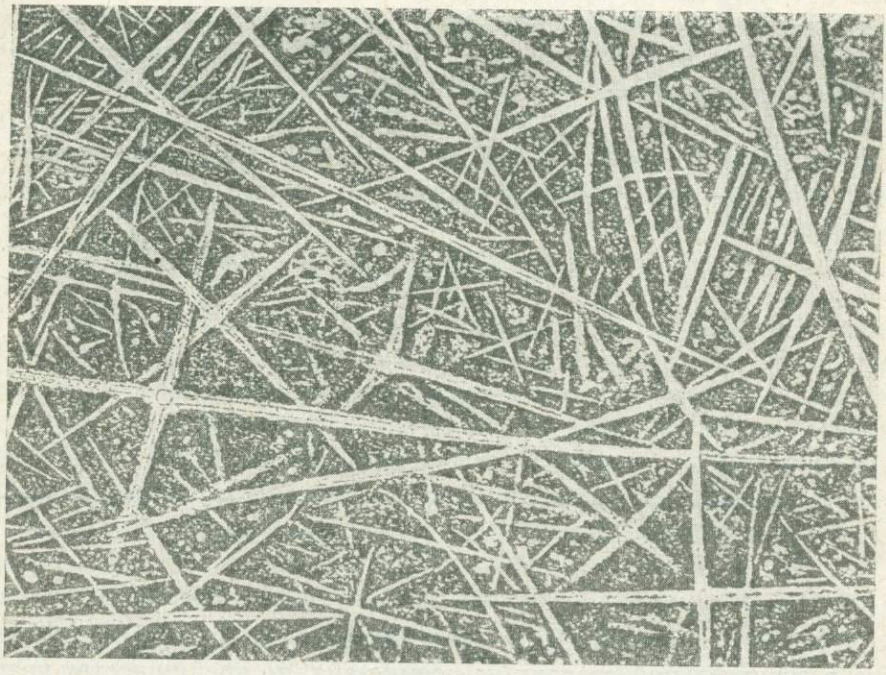
	1	2	3	4	5	6	7	
SiO^2	93,2	89,60	77,13	80,30	94,20	87,58	91,43	1. Ахалцыхский
Fe^2O^3 . . .	1,2	сл.	—	—	—	—	—	2. Тоже.
CaO	1,1	0,05	0,59	0,44	—	1,09	0,25	3. Симбирский.
H^2O	4,4	10,30	—	—	3,06	8,79	3,80	4. Билин (Kutschlin, нижн. сл.).
Al^2O^3 . . .	—	—	7,06	—	1,58	2,04	3,62	
Fe^2O^3 . . .	—	—	2,20	—	0,17			5. Таупо (оз. ?) Нов.Зеландия. Гейзерит.
MgO. . . .	—	—	0,76	0,43	—	0,30	0,30	
K^2O	—	—	2,80	0,30	—	—	0,32	6. Билин.
Na^2O . . .	—	—						
H^2O	—	—	—	13,30	—	—	0,63	7. Little Truckee River. Nevada.
Орг. вещ. .	—	—	9,46	4,20	—	—	—	
SiO^2	—	—	5,40	—	—	—	—	
SO^3	—	—	—	0,12	—	—	—	
P^2O^5. . . .	—	—	—	0,24	—	—	—	
NH^3	—	—	—	0,03	—	—	—	
NaCl . . .	—	—	—	—	0,85	—	—	
	—	—	—	—	99,86	99,90	100,41	

Кремнистые сланцы представляют плотные породы, состоящие в значительной степени из кремнезема, по преимуществу кварца и отчасти халцедона, в мелкокристаллических и отчасти скрытокристаллических аггрегатах разных цветов, часто черного—так наз. пробирный камень, или лидит, частью фтанит. Они содержат иногда некоторые примеси и, в частности, глинозем, органическое вещество. Являясь уже более или менее сильно метаморфизованными породами, кремнистые сланцы вероятно являются обыкновенно все-таки органогенными породами; в них находят остатки радиолярий, диатомей, игол кремнистых губок (фиг. 194). Панцыри и радиолярии часто превращены в хлорит. Встречаются по преимуществу среди палеозойских отложений.

Опоки. Легкие темносерые кремнистые опоки, например, наши третичные опоки Урала, принадлежат к органогенным кремнистым отложениям. Но под названием опоки подразумевают разные породы, например, в области развития петроцветной пермской толщи под опо-

ками понимают твердые рухляки. В некоторых случаях мы имеем в них быть может окремненные известняки.

Кремнистые опоки (Gaize французск. петрографов), которые пользуются значительным распространением в верхнемеловых и нижнетретичных отложениях Европейской части СССР, представляют, повидимому, органогенные, значительно переработанные позднейшими процессами кремнистые отложения. Самойлов склонен видеть в



Фиг. 206. Кремнистый сланец переполненный иглами (спикулями) кремнистых губок. Спикули частью халцедоновые, частью опаловые. Увелич. в 52 раза (по Рауффу).

них аналогов современного диатомового ила. Возможно, как допускают некоторые авторы, что в их образовании принимает также участие и кремнезем неорганического происхождения, получающийся путем коагуляции коллоидального кремнезема.

Опоки состоят по преимуществу из водного кремнезема, некоторые до 97%, другие с более или менее значительной примесью силикатов и углекальциевой соли. По Самойлову, кремнезем опок слагается из органогенного кремнезема, еще сохранившего морфологические следы своего органического происхождения, а именно, из скоплений панцырей диатомовых (диатомит), раковин радиолярий (радиолярит), игол кремневых губок (спонгиолит или спи-

кулит), и вторичного бесструктурного кремнезема, получившегося от переработки органического.

Радиоляриты часто связаны геологически с зеленокаменными (диабазовыми) подводными излияниями и туфовыми отложениями — это так называемая офиолитовая формация — (Лигурийские Альпы, Урал, оз. Гокча), иногда даже переслаиваясь с ними. Следует ли рассматривать некоторые из них как глубоководные отложения соответствующие современному радиоляриевому илу (напр., о. Барбадос) — этот вопрос остается открытым, но некоторыми авторами разрешается в положительном смысле.

Неорганические механические отложения, или обломочные породы

(Кластогенные отложения)

В отличие от осадков, выпадающих из растворов, обломочные породы получаются путем механического накопления продуктов механического и химического разрушения разных горных пород. Первоначально эти отложения представляют рыхлые скопления; впоследствии многие из них цементируются новообразованиями и переходят в твердые сплошные, цементированные, горные породы. Другое подразделение основано на крупности зерна рыхлых материалов, независимо от того, остаются ли они рыхлыми или же превращаются в цементированные породы. Различают по этому признаку: 1) глинистые, или пелитовые отложения, 2) песчаные, или псаммитовые и 3) грубообломочные, или псефитовые (щебень, конгломерат, брекчия). Границы между этими тремя типами обломочных отложений, вообще говоря, условны; часто считают, что псаммиты лежат в пределах 0,05 *мм* до 2,5 *мм* диаметра зерен; книзу от этого находятся пелиты, а кверху псефиты. В этих последних, в частности в конгломератах, иногда различают гальки и валуны; диаметр первых не превышает 10 *см*, вторых больше и даже значительно больше.

Классификация и терминология рыхлых отложений не может считаться окончательно установленной. В особенности произвольно деление песков по крупности зерна и разграничение разных переходных образований, представляющих различные смеси песчаных и глинистых отложений. Для песков де-Геер предложил условную классификацию. Характеристика переходных песчаноглинистых отложений основана на механическом их анализе; в зависимости от различных методов механического анализа варьируют и группировки этих отложений. Тумин предложил целесообразную трехчленную характеристику таких отложений и классифицирует их по отношению

количества песчаной пыли и песка к глине, принятой за единицу. Теперь обыкновенно различают в рыхлом песчаноглинистом отложении три категории составных частей по крупности зерна: песок, песчаную пыль и глину (ил). Сибирцев считает за глину (т. е. иловатые тончайшие составные части) частицы диаметром $<0{,}01$ *мм*, за песчаную пыль части от 0,01 до 0,1 и за песок—частицы от 0,1 до 3 *мм*.

Основой классификации рыхлых обломочных отложений является процентное содержание зерен и частиц различной крупности. Но у разных авторов наблюдается большое разнообразие как в характеристике отдельных фракций механического состава отношений, так и в принимаемом ими для характеристики отложения процентном содержании разных фракций.

Для границ отдельных групп механического состава рыхлых отношений наиболее распространенными являются следующие нормы:

>1 *мм* — галька, щебень (гравий)
от 1 *мм* до 0,1—песок
от 1 до 0,01—песчаная пыль
от 0,01 *мм* до 0,001 — глина или ил.

Из существующих классификационных таблиц можно остановиться на следующей:

Классификационная таблица для рыхлых обломочных отложений (по Авдусину и Батурину)

	Размеры зерен в *мм* и содержание характерных фракций в процентах				
	$>0{,}5$	$>0{,}25$	$>0{,}1$	$>0{,}01$	$>0{,}001$
Песок крупнозернистый	$>50\%$	—	—	—	$<10\%$
Песок среднезернистый	—	$>50\%$	—	—	$<10\%$
Песок мелкозернистый	—	—	$>50\%$	—	$<10\%$
Песчаная пыль	—	—	—	$>50\%$	$<10\%$
Песок глинистый	—	—	—	—	$<50\%$
Глина песчаная	—	—	—	—	$>50\%$ $<75\%$
Глина	—	—	—	—	$>75\%$

Существуют и более детальные классификации, учитывающие такие подразделения, как суглинки, тяжелые и легкие, супеси разного рода и т. п.

По вопросу о классификации глин также нет полного единодушия. В то время, как одни склонны считать глинами лишь те тонкие рыхлые отложения, которые состоят существенным образом из каолина или другого водного силиката глинозема, другие (Земятченский) видят характерную особенность глины не в ее химическом составе, а в физических ее особенностях и распространяют это название на всякий материал, независимо от его состава, который измельчен до такой степени, что дает с водой пластическую массу. Саломон предлагает сохранить название „пелиты" для первого типа глин, а второй называть „альфититами" (ἄλφιτον = мука); при затвердевании альфититов получаются глинистые сланцы — „склеропелиты".

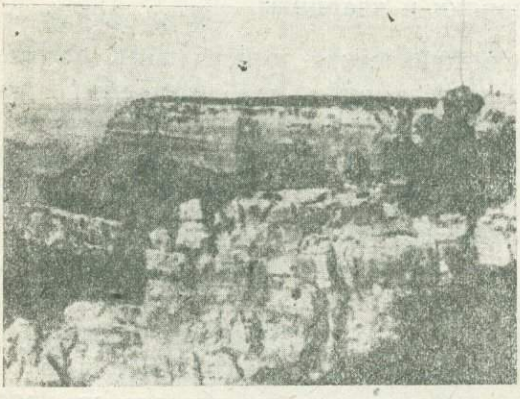
Пески, песчаники и кварциты

Песками называют рыхлые механические минеральные отложения, у которых диаметр зерен не превышает приблизительно 1 *мм*; наиболее грубые пески, лежащие на границе между собственно песками и тонкими галечниками, носят название гравия. Пески различаются по происхождению, по составу и по крупности зерна. По происхождению пески распадаются на морские, озерные, речные и континентальные (пустынные). По крупности зерна классификация песков довольно разнообразна и условна, тем более что на ряду с сортированными песками, состоящими из песчинок приблизительно одинаковых размеров, существуют и несортированные пески, в состав которых входят частицы различной крупности: это супеси, от которых можно установить переходы через глинистые пески к суглинкам и далее к глинам. Принимая, вообще говоря, три группы песков по крупности, а именно крупнозернистые, или грубые, среднезернистые, т. е. наиболее обычные, и мелкозернистые, или тонкозернистые, тонкие, границы между ними проводят различно; часто считают среднезернистыми пески с диаметром зерен от 0,1 до 1 *мм*. По составу значительно господствуют кварцевые пески; для стеклоделия ценятся белые почти чисто кварцевые пески. Аркозовые пески более или менее богаты полевым шпатом; далее известны пески магнетитовые, известняковые, глауконитовые. В виде примесей в некоторых песках встречаются довольно разнообразные минералы.

Песчаники и кварциты составляют вместе с песками группу, так называемых, среднеобломочных или псаммитовых, т. е. песчаных пород. Песчаники—это сцементированные пески, а кварциты—те из них, в которых кварцевые песчинки сцементированы кварцевым же цементом, так что получается более или менее сливная кварцевая масса, в которой простым глазом отдельные кварцевые зерна уже

неотличимы. Таким образом, всякий песчаник состоит из двух составных частей различного происхождения: песка и цемента (фиг. 209 и 210). Песок может быть различного происхождения, т. е. континентальный, пустынный, речной или морской. Но так как независимо от этого происхождения, песок всегда является результатом механического переноса и сопровождающих этот перенос корразии и обтачивания, то в песках сохраняются конечно лишь наиболее твердые составные части тех пород, по преимуществу гранитовых, из которых получаются пески, т. е., главным образом, кварц.

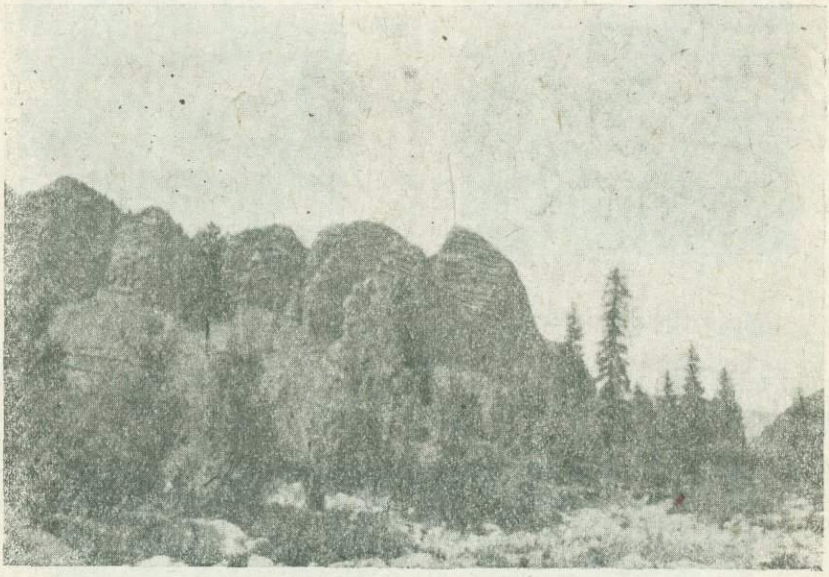
Большая часть песков, а следовательно, и образующихся из них песчаников, состоит целиком или почти целиком из кварцевых зерен; в некоторых, особенно если они залегают недалеко от тех гранитов, от разрушения которых они получались, имеется примесь полевого шпата; песчаники, образовавшиеся из этих песков и содержащие более или менее значительную примесь полевого шпата, носят название а р к о з о в; а если имеется, как иногда это наблюдается, еще и примесь слюды, то получаются своеобразные песчаники, по качественному минералогическому составу напоминающие гранит, которые иногда называют регенерированными гранитами. Примесь других минералов к кварцевым песчинкам наблюдается в песчаниках сравнительно редко или случайно. Что касается цемента, то его состав очень разнообразен; цемент может быть карбонатовый (кальцитовый), глинистый, кварцевый, гипсовый, мергелистый, глауконитовый, лимонитовый, битуминозный. В цементе, особенно в глинистом или мергелистом, могут получаться вторичные мелкие новообразования кварца. При кварцевом цементе иногда наблюдается нарастание кварцевого вещества на кварцевые песчинки; получаются кристаллические очертания, при чем наружные новые части этих кварцевых кристаллов отличаются чистотой и прозрачностью от старых зерен, мутных, более или менее богатых включениями (фиг. 211).



Фиг. 207. Песчаники в верхней части Большого Каньона Колорадо
Фот. В. Ф. Левинсон-Лессинга

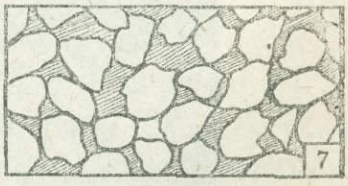
Для технической оценки песчаников с точки зрения их пригодности в качестве строительного материала, т. е. их механической

прочности и клима тической стойкости имеют значение: состав песчинок, состав и строение цемента, количественные отношения между песчинками и цементом, расположение цемента, характер срастания песчинок с цементом и песчинок между собою. Ограничимся указа-



Фиг. 208. Песчаники у Борисахо по Хевсурской Арагве. Ц. Кавказ

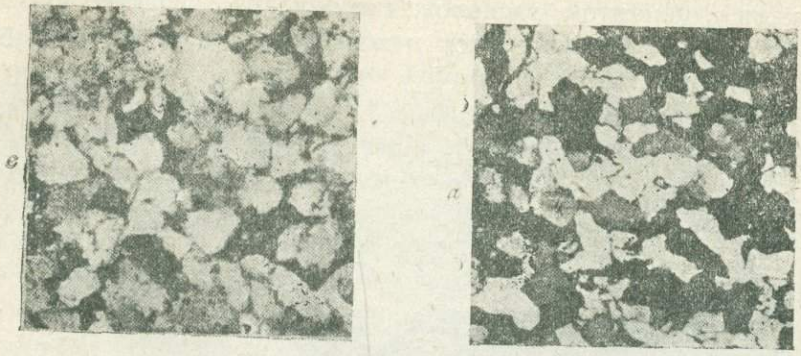
нием на несколько особенностей песчаников в этом отношении. Цемент может составлять общий фон, в котором, так сказать, плавают разобщенные песчинки, так называемый базальный цемент; цемент образует тонкие пленки в местах соприкосновения песчинок, так называемый контактный цемент; цемент выполняет отдельные разобщенные поры между песчинками, это цемент поровый. Песчинки, если соприкасаются между собою, срастаются или при посредстве цемента или непосредственно путем нарастания на них кварца; таким путем уже совершается переход к кварцитам. Число срастаний и периметр срастания *по отношению ко всему периметру зерна дает при прочих* равных условиях мерило прочности, которое может быть систематизировано в виде особых диагностических таблиц.



Фиг. 209. Схема микроструктуры песчаника, богатого цементом (по Howe)

Нарастание вторичного кварца на песчинки и образование мельчайших кристалликов кварца в мергелистом или ином цементе неко-

торых песчаников говорит о том, что простое валовое определение кремнекислоты не отражает диагенетических, метагенетических и ме-

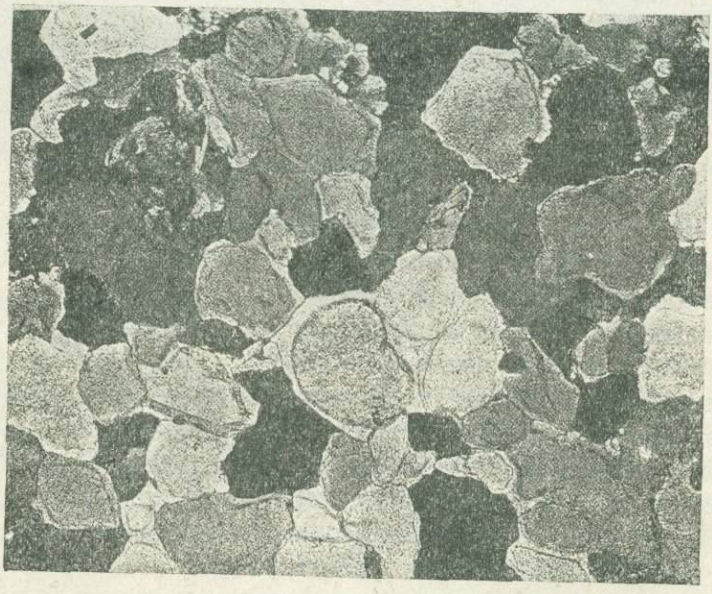


Фиг. 210.

Микроструктура песчаника

Микроструктура кварцита

таморфических процессов в некоторых песчаниках, в которых имеется кремнекислота различного происхождения.



Фиг. 211. Вторичное нарастание кварца в кварците из Сен-Дени д'Оту в поляриз. свете; увелич. 25. Каждое кварцевое зерно имеет железистую оторочку и окружено зоной нарастания из вторичного водянисто-прозрачного кварца (по К а й е)

При неоднородности состава получается неравномерное пещеристое выветривание разных частей, выкрашивание. Слоистость и пористость иногда явны и даже выражены очень резко, особенно

при различной окраске различных слоев; если же слоистость или пористость замаскированы или неявны, то они могут быть обнаружены при помощи окрашивания путем погружения в красящие растворы (фиг. 12).

Термин кварцит, как это отмечает Кайе, обнимает несколько типов пород различного происхождения. Принимая во внимание, что кварциты вместе с тем часто связаны переходами с песчаниками, он дает следующую группировку:

Песчаники	собственно песчаники		
	песчанико-кварциты		
Кварциты	кварцито-песчаники		
	собственно кварциты	типичные кварциты	Дальнейшие подразделения по структуре.
		кварциты с цементом	

Многие кварциты входят уже собственно в состав формации кристаллических сланцев. Тимофеев предлагает (в неопубликованной работе) называть кварцитами лишь те песчаники, независимо от их состава, которые претерпели уже некоторый метаморфизм.

В метаморфических песчаниках и кварцитах нередко наблюдается нарастание вторичного кварца на кварцевых песчинках; эти вторичные каемки отличаются чистотой и свежестью от тех более или менее мутных зерен, на которых отложился новый слой кварца (см. фиг. 211).

Размеры песчинок в песчаниках колеблются в пределах 0,2—3 *мм*.

Процентное содержание цемента не всегда является выразителем прочности песчаника и климатической его стойкости, так как при этом имеет значение состав цемента, характер его распределения и т. п. Для технической оценки песчаника требуется знание не только этого, но также и характера срастания кварцевых песчинок между собою, а также определение углекислоты, пирита, извести, магнезии.

Брекчии и конгломераты

Если более или менее грубый щебень, образовавшийся вследствие вулканического взрыва, вследствие физической дезинтеграции при атмосферном выветривании или вследствие раздробления твердых пород вдоль плоскостей трения при дислокационных смещениях, впоследствии цементируется и превращается в твердую породу, получается брекчия. Если таким же путем, т. е. позднейшей цементировкой, образуется твердая порода из окатанных речных, ледниковых или морских галек и валунов, то получается конгломерат. Следовательно, отличительным признаком этих двух типов грубообломочных пород, объединяемых под названием псефитовых, является то, что брекчия состоит из угловатых, а конгломерат—из окатанных обломков. В зависимости от того, состоит ли брекчия или конгломерат

из обломков одной или нескольких пород, различают м о н о г е н н ы е, или мономиктные, и п о л и г е н н ы е, или п о л и м и к т н ы е, породы.

Конгломераты распространены гораздо шире брекчий и встречаются в отложениях самого различного возраста. Из особых типов можно отметить следующие: нагельфлю и веррукано в Альпах, топанхоаканга в Бразилии и спарагмит в Скандинавии.

Конгломераты, входящие в состав более или менее сильно дислоцированных областей, являются спрессованными, гальки сплюснуты и вытянуты; при сильной метаморфизации они могут перейти в кристаллические сланцы, например, в гнейсы, особенно, если конгломерат был по преимуществу гранитный, причем очертания галек иногда могут сохраниться в виде остаточных признаков первоначальной структуры метаморфизованной породы.

Если рассматривать брекчию, как структурный термин, то можно различать следующие генетические типы: 1) брекчии гидатогенные, т. е. получившиеся от гидрохимического цементирования щебня; 2) брекчии трения, или дислокационные, образовавшиеся вследствие раздробления горной породы вдоль плоскости сброса или шарриажа с позднейшей цементировкой; 3) брекчии вулканические, образовавшиеся путем цементирования обломков лавы позднейшей лавой такого же или иного состава, как, например, так называемая Соломенская брекчия окрестностей Петрозаводска. Брекчии, содержащие кости ископаемых животных, называют костяными брекчиями; сюда относятся, например, так называемый северский остеолит б. Курской губ.,— фосфорит, богатый костями меловых пресмыкающихся.

В конгломератах преобладают гальки кварца, кварцита, гранита, вообще твердых пород, но встречаются и известковые конгломераты, как, например, так называемые известковые нагельфлю Швейцарии. При уменьшении крупности галек конгломераты переходят в микроконгломераты и постепенно сливаются с грубыми песчаниками.

Глинистые, или пелитовые, породы (глины, латериты, бокситы)

Под названием глинистые, или пелитовые, породы мы понимаем те тончайшие мелкообломочные породы, которые имеют, вообще говоря, глиноподобный облик и с водою дают пластическую массу. Эти отложения, повидимому, первоначально всегда имеют коллоидальное строение, но с течением времени, а в особенности под влиянием позднейших воздействий, происходит коагуляция, т. е. увеличение размеров частиц, вследствие образования более крупных комков или же кристаллизация. Наиболее типичными представителями пелитовых пород являются глины, т. е. породы, состоящие целиком,

или почти целиком, из каолина (каолиниты), аллофана (аллофаниты) или смеси этих гидросиликатов глинозема с мелкораздробленными алюмосиликатами (полевыми шпатами), кварцем, гидратами глинозема. Иногда наблюдается стремление исключить из определения глины химический элемент и рассматривать ее исключительно с точки зрения физического состояния, т. е. называть глиной всякое отложение, состоящее из настолько мелких частиц, независимо от их состава, что оно способно с водой давать пластическую массу (Земятченский). Мы сохраним в дальнейшем такое чисто физическое определение за общим понятием „пелиты" и будем различать собственно глины в тесном смысле слова, т. е. пелиты, состоящие исключительно или преимущественно из водных силикатов глинозема и глиноподобные отложения, т. е. латериты и бокситы, которые состоят целиком или в значительной степени из свободных гидратов глинозема.

Во многих глинах главными составными частями являются каолин и разные стадии гидратизации слюд, получившие название гидрослюды (Гальгин и Соммерс) и представляющие повидимому разные стадии превращения серицита в каолин путем потери калия и гидратизации; возможен и обратный процесс, т. е. образование слюды из каолина (Лемберг, Земятченский).

Глины встречаются в отложениях всех систем и представляют большое разнообразие окраски—от белых или светложелтых каолинитов до черных жирных глин; имеются желтые, красные, зеленые разных оттенков, наконец, пестрые. Многие глины содержат примесь песка, при некотором содержании которого говорят уже о суглинках, которые, в свою очередь, через более или менее богатые глиной пески, так называемые супеси, связаны переходами с настоящими песками. Присутствие смеси углекальциевой соли обусловливает образование так называемых мергелистых глин, а затем и мергелей.

Глины слоисты, иногда тонкослоисты, часто сланцеваты, так называемые, сланцеватые глины. При метаморфизации этих последних в частности песчанистых и мергелистых разностей, получаются глинистые сланцы и в дальнейшем филлиты.

Следует также упомянуть о встречающейся примеси органических веществ (битуминозные глины), пирита, в виде кристаллов или в мелкораздробленном состоянии, фосфорита, кальцита, сферосидерита, слюды (часто в виде новообразования).

В генетическом отношении глины могут быть автохтонными, т. е. залегающими на месте своего образования, или аллохтонными, т. е. перенесенными, перемытыми и переотложенными иногда очень далеко от места своего образования; автохтонные

глины, вообще говоря, являются продуктами выветривания и разрушения силикатных кристаллических пород на месте их залегания, а также выщелачивания глинистых известняков (так называемые остаточные глины, например, terra rossa); вторичные, или аллохтонные, отлагаются в аллювиальных долинах, в озерах, в морях.

Автохтонные глины, согласно Гинзбургу, могут быть разбиты на остаточные глины, которые в свою очередь распадаются на продукты разложения как восходящими (аногенными), так и нисходящими (катогенными) растворами, и на глины выщелачивания.

По применению различают фарфоровые, фаянсовые, кирпичные, огнеупорные глины. Наиболее важным представителем глин является каолиновая глина, или каолинит.

Являясь образованием вторичным, связанным с изменением минеральных образований иного происхождения, каолин образуется преимущественно за счет ортоклаза гранитов и порфиров, но также из плагиоклазов габбровых пород и из других минералов. Если каолин остается на месте своего образования, то в нем имеется более или менее значительная примесь слюды, кварца, неразложенного полевого шпата, а также некоторые новообразования, которые часто проливают свет на условия его образования. Перенесенные и при этом отмученные каолины, конечно, являются свободными от этих примесей, более или менее чистыми. Причиной тех или иных примесей глин часто является их адсорбционная способность.

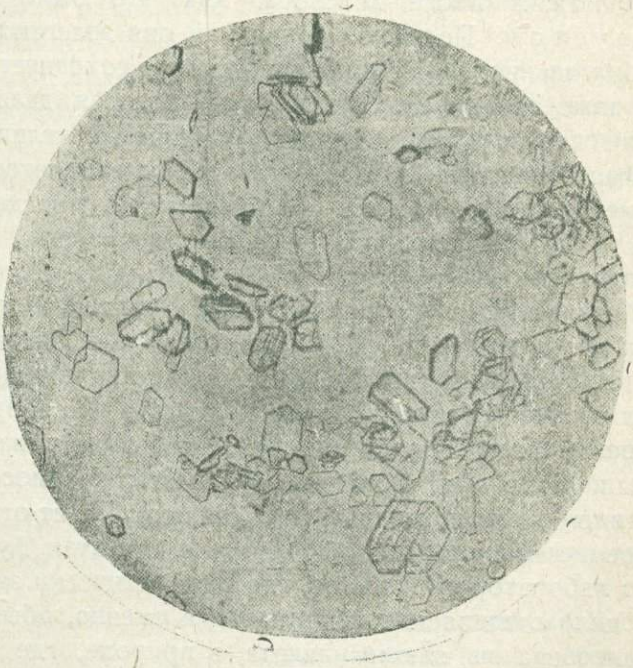
Глины легко поглощают анилиновые краски из раствора; это служит хорошим диагностическим средством для распознавания глин вообще и примеси глинистых веществ к тем или иным породам.

Все глины кроме чистых каолинитов содержат примесь песка. При более или менее значительном содержании песка порода получает название суглинка, причем в зависимости от количества песка различают тяжелые и легкие суглинки. При преобладании песка получаются супеси, которые являются уже переходными звеньями к пескам. Различение этих пород основано на механическом анализе и на процентном содержании глинистых частиц диаметром меньше 0,001, песчаной пыли и песка, т. е. частиц в 1 *мм* и больше. У разных авторов границы эти проводятся различно, но в общем можно сказать, что глины содержат глинистых частиц не меньше, приблизительно, 50%, суглинки не менее 20%, супеси не более 10%.

Глины иногда делят с точки зрения их физического состояния на кристаллические (по преимуществу каолин и твердый накрит, затем галоизит, монмориллонит), в которых под микроскопом можно иногда открыть кристаллические пластинки каолина (фиг. 212) и аморфные — это по преимуществу аллофановые глины. Росс и Керр приме-

нили к исследованию каолинов рентгеновские лучи и обнаружили в них каолинит, дикит и накрит.

Каолин несомненно образуется путем обыкновенного выветривания под действием углекислоты или слабых растворов; об этом определенно говорят псевдоморфозы и появление во многих случаях каолина в коре выветривания. Однако, не все каолины образовались таким путем. Глубина залегания многих каолинов и приуроченность некоторых из них к области буроугольных залежей привела к допущению, что каолины могут образоваться от действия буроугольных или торфяниковых гумусовых кислых вод. Однако не все каолины образовались и этим путем, как показывают условия их залегания, часто за пределами буроугольных отложений. Присутствие в некоторых глинах плавикового шпата, новообразований слюды, в связи с особенностями их залегания, указывает еще на третий возможный, и для некоторых случаев очень вероятный способ образования, а именно, на действие поствулканических пневматолитических процессов. Образование каолиновых отложений южной части СССР, согласно Гинзбургу, по преимуществу связано с особыми климатическими условиями палеогена.



Фиг. 212. Микроскопический препарат каолина

Квасцовые глины богаты мелким пиритом и идут на изготовление квасцов. Сукновальная глина содержит магнезию, не пластична, поглощает жиры и масла. Следует также упомянуть огнеупорные глины.

Пеликанит — это пропитанный опалом каолин, образовавшийся на юге СССР из гранитов. Пеликанитизацию Тарасенко приписывает пневматолитическому воздействию эффузивных пород, составляющих последнюю фазу магматической деятельности Ю. СССР.

Перечислить месторождения глин вообще не представляется возможным, вследствие их необычной многочисленности. Для каолина можно указать Китай, откуда произошло и самое название, Мейсен в Саксонии около Дрездена, Лимож во Франции, Корнваллис в Англии и многие местности Сев. Америки; в СССР обширные области в б.б. Екатеринославской, Полтавской, Киевской, Харьковской и других южных губерниях; славится Глуховской каолин б. Черниговской губернии.

Латериты и бокситы. Глиноподобные отложения, известные под названием латеритов и бокситов, состоят по преимуществу или почти целиком из гидратов глинозема, главным образом гидраргиллита, а также диаспора, как это было впервые установлено Бауером. Подобно каолинам и они залегают или на месте своего образования, — и в таком случае часто сохраняется физическая целость и даже макроструктура породы, которая дала им начало, — или же они переотложены, подобно перемытым глинам — латерит долин. Красная окраска латеритов зависит от гидратов окиси железа; в них имеется также примесь кремнекислоты, иногда аморфной. Латериты залегают в тропическом поясе; для аналогичных им бокситов, (впервые описанных из Бо (Baux) во Франции) приходится допустить такое же образование, т. е. тропический климат в области их залегания в эпоху их формирования. Холландом было высказано предположение, что латеризация должна быть приписана нитробактериям. Не отрицая их значения, следует однако думать, что в этом процессе имеется прежде всего проявление щелочного выветривания, поддерживаемого выщелачиваньем большим количеством атмосферных вод. Под действием растворов щелочных солей происходит отщепление глинозема от кремнезема, как это происходило и в опытах Тугутта. Но в отличие от лабораторных опытов, где в герметически закрытом сосуде происходило отщепление лишь части, а именно, обыкновенно одной трети, глинозема из алюмосиликата, в природе, где действующий раствор постоянно обновляется, этот процесс расщепления мог дойти до конца. В отличие от этого щелочного процесса каолинизация приурочена к области кислого выветривания, где кремнезем не растворяется и не выщелачивается. Каолинизация и латеритизация совершаются иногда параллельно или последовательно. Поэтому каолины и бокситы залегают в некоторых месторождениях совместно, как, например, Тихвинские бокситы б. Новгородской губернии или бокситы на базальтах Фогельсберга в Германии. В этом последнем месторождении особенно интересно, что процесс выветривания базальта часто начинался с каолинизации, а затем переходил в бокситизацию. Так, например, по исследованиям Харассовица на базальтах Фогель-

сберга сначала образуется каолиновая глина, которая затем уже превращается в боксит.

По Бауеру процесс латеритизации состоит в превращении минералов горных пород в чешуйчатые аггрегаты гидраргиллита, механически смешанные с водной окисью железа; если в породе был кварц, он остается нетронутым. В зависимости от количественных отношений между глиноземом и окисью железа можно установить непрерывный ряд от чисто алюминиевого латерита до чистой железной руды. Согласно Арсандо, при латеризации образуется частью каолин, частью коллоидальные гидраты железа и глинозема; впоследствии происходит кристаллизация и разделение Fe и Al с образованием гидраргиллита и бурой окиси железа.

Бокситы и латериты являются показателями иных, а именно, тропических климатических условий, а потому имеют большое палеогеографическое значение. О широком распространении латеритовых образований говорит подсчет Тилло, по которому латериты покрывают 49% поверхности Африки, 16% — Азии и 43% — Южной Америки.

Между латеритами и глинами существуют переходы, которые, согласно Фермору и Лакруа, могут быть основаны на количестве так называемых латеритных составных частей, т. е. гидратов глинозема, также окислов железа и марганца; иногда в них встречаются и гидраты титановой кислоты. С этой точки зрения можно различать:

латериты в тесном смысле слова: 100 — 80% латеритных составных частей, т. е. свободных гидратов глинозема;

глинистые латериты: латеритных составных частей 90 — 50%;

латеритные каолины и глины: латеритных составных частей 50 — 10%;

каолины и глины: латеритных составных частей менее 10%.

Сохраняя название латериты, как общее обозначение для всех продуктов, в состав которых входят свободные гидраты глинозема, Лакруа предлагает называть их гиббситовыми, если гидрат глинозема кристаллический (гидраргиллит), и бокситовыми, если он аморфный.

У нас представляют интерес Тихвинские бокситы. Они были изучены Аншелесом, который различает по минералогическому составу две разновидности: гидраргиллитовую и диаспоровую (диаспор в ней в виде аморфного спорогелита по терминологии Киспатича).

Вопрос о том, идет ли процесс латеритизации всегда таким образом, что сначала образуется каолин, а затем из него латерит, или же полевые шпаты могут давать непосредственно гидраргиллит, не может еще считаться разрешенным; теоретически возможны оба пути. Точно также и вопрос об органическом, т. е. бактериальном, или

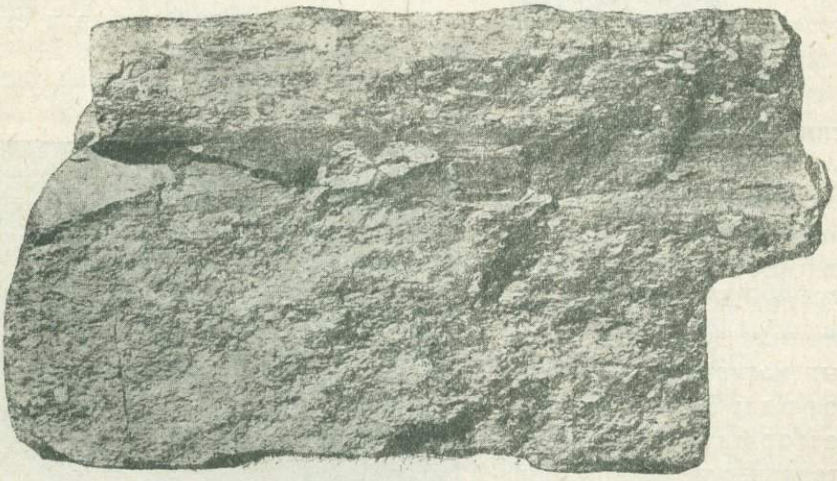
обыкновенном неорганическом происхождении латерита не выяснен; и здесь возможны оба предположения. Несомненно однако, что при неорганическом происхождении латерита следует считаться с тем, что гидролизация глин или полевых шпатов происходит на поверхности в области циркуляции временных вод (то, что Кэмпбелль называет зоной перемежающегося насыщения), а образование глин под покровом постоянных вадозовых вод (зона постоянного насыщения Кэмпбеля).

Метаморфические породы

ВВЕДЕНИЕ

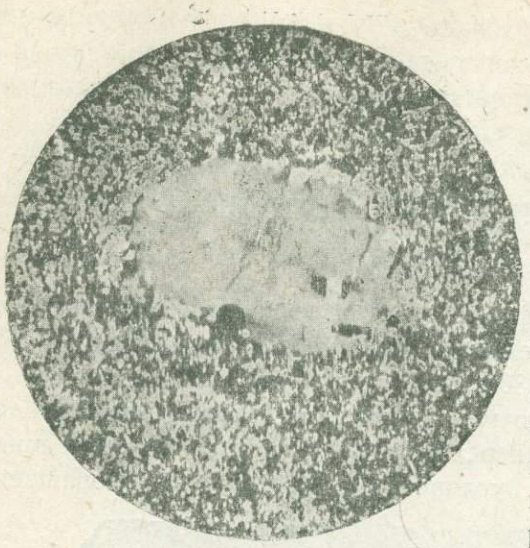
Представление о метаморфизме ведет свое начало от Хёттона (1788 г.), но самые термины метаморфизм и метаморфические породы были введены Ляйэллем (1830 г.).

Характерной особенностью метаморфических пород являются те особенности их строения и минералогического состава, которые приобретены ими при изменении условий равновесия, последовавшем



Фиг. 213. Прессованный миаскит (по Д. С. Белянкину)

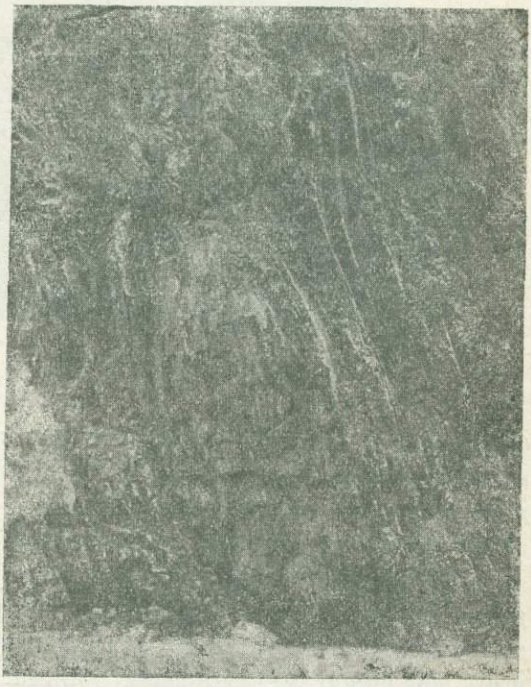
более или менее долго спустя после их образования. Следовательно, вообще говоря, метаморфические породы — это породы вторичные, получившиеся путем более или менее значительного видоизменения первоначальной породы, изверженной или осадочной. В отличие от явлений выветривания, которые характеризуют поверхностные изменения горных пород и соответствуют условиям равновесия на поверхности или близко от нее, т. е. низким температурам и обыкновенному давлению, метаморфизм обнимает все процессы видоизменения, обусловленные либо высокой температурой, либо высоким давлением, либо комбинацией того и другого. Отсюда вытекает, что метаморфические породы образуются или на более или менее значительной



Фиг. 214. Микроструктура катакластического милонита (*по Д. С. Белянкину*)

глубине, или вблизи источников высокой температуры, или, наконец, в тех слоях земной коры, где одновременно действуют оба эти фактора. К этим факторам присоединяется еще действие горячих подземных минеральных вод и плутонических газообразных веществ. Другими словами, метаморфические породы получаются из осадочных или изверженных в условиях глубинного метаморфизма, более или менее глубоко затрагивающего минералогический состав и структуру породы.

Обыкновенно различают два типа метаморфических пород соответственно двум типам метаморфических процессов: породы контактметаморфические, образующиеся под непосредственным контактным действием интрузивных магматических пород, и породы регионально метаморфизованные, или кристаллические сланцы, образовавшиеся под влиянием общего, или регионального метаморфизма, без непосредственного видимого контакт метаморфического действия изверженных пород. Однако, с тех пор как стали известны контактметаморфические поля шириною в километры и даже 10 – 15 километров, невольно напрашивается представление, что региональный метаморфизм во многих случаях является лишь



Фиг. 215. Прессованные сланцы с жилой диабаза. Архотский перевал Ц. Кавказа

(Фот. Д. С. Белянкина)

скрытым контактным метаморфизмом на большие расстояния, а соответствующие породы — телеконтактными. В таком случае можно было бы контактметаморфическим породам, как результату термометаморфизма, противопоставлять породы динамометаморфные, т.-е. такие, на которых сказались механические действия дислокационного давления без заметного участия повышенной температуры; в этих породах наблюдаются более или менее значительные механические структурные изменения, но сравнительно незначительная перекристаллизация или изменения минералогического состава (фиг. 212, 213 и 214). Таким образом, если присоединить сюда еще указанные ниже (стр. 489) мигматиты, можно свести всю совокупность метаморфических пород к четырем типам: породы фанероконтактные (явноконтактные), телеконтактные (скрытоконтактные), дислокационные (тектониты) и мигматиты. В первых двух метаморфизм выражается исключительно или по преимуществу в процессах термальной перекристаллизации и в изменении минералогического состава — в первом типе под непосредственным контактным действием интрузивной массы, во втором — под влиянием отдаленных магматических масс или общей внутренней теплоты; при этом химический состав остается неизменным или же подвергается изменениям. В тектонитах господствуют катакластические явления, вторичная сланцеватость и т. п. проявления дислокационного диференциального давления в чистом виде — тогда образуются разные милониты, или же эти явления сопровождаются также и процессами новообразования и перекристаллизации. Наконец на мигматиты налагает свой отпечаток частичное расплавление или инъекция.

Понятие об общем или региональном метаморфизме, ведущее свое начало еще от Хёттона и окончательно установленное Дюроше и Добрэ, в противоположность контактному, Ван-Хайз, Зедергольм, Бекке, Грубенман и Лукашевич заменили в последние годы иным представлением, исходящим из того, что степень метаморфизации и самый характер ее зависят от той глубины, на которой он совершается. В то время как в верхних слоях земной коры действуют по преимуществу разрывные дислокационные процессы и происходят раздробления и т. п. проявления механического метаморфизма, на большой глубине действует, в связи с односторонним или вернее диференциальным давлением, прогревание, и потому метаморфизм выражается в пластических деформациях, в перекристаллизации; а еще глубже, где действует уже гидростатическое равномерное давление, происходят значительные изменения минералогического состава. Поэтому можно говорить о различных глубинных зонах метаморфизации, каковых Грубенман различает три (эпизона, метазона и ка-

тазона), а Ван-Хайз две (зона излома или катаморфизма и зона истечения или анаморфизма).

Другой способ выражения понятия о зонах метаморфизации и соответствующем им гетероморфизме—это „Минеральные фации" Эскола.

Если сопоставлять породы различных глубинных зон, имеющие одинаковый химический состав и происшедшие из одного и того же первоначального материала, то можно проследить, как изменяется минералогический состав с глубиной. Верхней зоне метаморфизации соответствуют одни минералы, средней—другие, в нижней, наконец, они уступают место третьим. Не входя в детали этих сопоставлений, которые иногда отличаются некоторой произвольностью, можно для иллюстрации привести следующее сопоставление: дистен верхней зоны заменяется в нижней силлиманитом; хлоритоиду верхней зоны в нижней соответствует альмандин; цоизит, характерный для верхней зоны, в нижней сменяется анортитом (см. также нижепомещенную табличку).

Разным глубинным зонам соответствуют разные минералы и разные минеральные ассоциации. Для верхней зоны характерны: хлорит, антигорит, роговая обманка, эпидот, цоизит, альбит, глаукофан, серицит; для средней: дистен, ставролит, альмандин, антофиллит, роговая обманка, пироп, эпидот, альбит, мусковит, биотит; для нижней: силлиманит, альмандин, бронзит, оливин, диопсид, омфацит, пироп, кордиерит, шпинель, анортит, альбит, жадеит, ортоклаз, биотит. Как видно, некоторые минералы повторяются в разных зонах, но есть и такие, которые устойчивы только в определенной зоне.

Некоторые параллельные минеральные ассоциации разных глубинных зон могут быть иллюстрированы следующими примерами, согласно Гейму:

Верхняя зона	Средняя зона	Нижняя зона
Хлорит, змеевик	Роговая обманка, гранат	Оливин
Хлорит, цоизит, эпидот	Полевой шпат, биотит	Гранат
Серицит, парагонит	Альбит, анортит	Плагиоклаз
Серицит	Микроклин	Ортоклаз
	Кварц, кальцит	Волластонит

Эти сопоставления показывают, что метаморфические породы могут при одном и том же химическом составе более или менее существенно различаться по минералогическому составу. Другими словами мы видим здесь то явление, которое в изверженных породах называется гетероморфизмом. Но в то время как для изверженных пород гетероморфизм представляет явление редкое и, можно сказать, в общей массе изверженных пород большого значения не имеет, так как наблюдается лишь в виде исключения, для пород

Глубинные зоны метаморфизации по Грубенману

Зоны	Температура	Давление	Структуры	Продукты реакций	Минералы	Горные породы
Верхняя или эпизона	Низкая	Одностороннее	Механическое раздробление, слабая кристализация новообразований	Гидроксильные группы в силикатах; карбонаты	Мусковит $(KH^2)Al^2Si^2O^8$ Хлорит (водный алюмосиликат Fe и Mg) Тальк $H^2SiO^33Mg.SiO^3$ Эпидот $(Al, Fe)^2HCa^2Si^3O^2$ Кальцит $CaCO^3$ Железн. бл. Fe^2O^3 Альбит $Na^2Al^2Si^6O^{10}$ Кварц SiO^2	Филлит Тальковый сл. Хлоритовый сл. Кварциты Горшечный камень
Средняя или мезозона	Умеренная	Одностороннее	Кристаллизационная сланцеватость по принципу Рикке; структура порфиробластическая	ОН-группы; мало карбонатов	Мусковит Биотит (мусковит-хлорит) Эпид. амфиболы $9Ca.Mg...SiO^3$ Гранат $(Ca.Mg)(Al.Fe)Si^2O^8$ $(Ca.Mg)^2SiO^4$ Дистен $Al^{22}SiO^5$ Кварц SiO^2 Плагиоклаз Ab^3An Микроклин $K^2Al^2Si^6O^{16}$	Слюдяные сл. Гранатовые Гнейсы Амфиболиты Мусковитовые гнейсы Нефриты Мрамора Кварциты
Нижняя или катазона	Высокая	Гидростатическое	Массивные структуры: гранобластические, роговиковые, ситовидные	Молекул. объем уменьшается; почти нацело исчезает ОН-группа	Биотит Все полевые шпаты Кварц Пироксен $(Ca.Mg)SiO^3$ Оливин $(Mg.Fe)^2SiO^4$ Гранат-силлиманит Al^2SiO^5	*Пироксеновые* гнейсы Силлиманитовые гнейсы *Эклогиты* Биотитов. гнейсы Кварциты Мрамора

метаморфических это явление обычное, широко распространенное и, можно сказать, обязательное, поскольку оно вытекает как необходимое следствие из неустойчивости тех или иных минеральных ассоциаций при изменении первоначальных термодинамических условий. Самое понятие разных глубинных зон метаморфизации или, как иногда говорят, разных минеральных фаций и есть не что иное, как констатирование гетероморфизма.

Термометаморфизм, или геотермический метаморфизм, как его иногда называют, т.-е. изменение минералогического состава и структуры вследствие погружения в более глубокие слои литосферы или вообще вследствие более или менее значительного и продолжительного прогревания, наблюдается не только в контактметаморфической зоне и глубинно-метаморфизованных кристаллических сланцах, но также и в сложных по составу соляных залежах типа Стасфурта.

Метаморфические породы должны занимать особое положение в систематике горных пород, как продукты глубинного метаморфизма. Стремление присоединить к метаморфическим породам и явные продукты контактметаморфизма (Озанн) вряд ли следует признать правильным. Контактметаморфические породы, явным образом связанные с определенными изверженными породами, должны быть рассматриваемы совместно с этими последними, так как они несомненно входят в формацию той изверженной породы, с которой они связаны, характеризуют условия образования, условия застывания и все последствия кристаллизации той или иной глубинной породы, и без них представление об условиях образования интрузивных массивов было бы неполным.

С другой стороны, нельзя согласиться и с тем, что метаморфические породы должны быть присоединены к тем породам, из которых они получились (Вальтер): ход метаморфизма, т.-е. совокупность процессов, превративших какую-нибудь породу, изверженную или осадочную, в кристаллический сланец, часто имеет большее значение для формирования этого сланца, чем тот первоначальный материал, из которого он получился. Из разных пород в одинаковых условиях метаморфизма получаются одинаковые кристаллические сланцы. И при таком их рассмотрении они не только утратили бы свою индивидуальность, но одни и те же породы находили бы себе место в разных группах горных пород.

Бекке, Грубенман (еще раньше Лепсиус) и нек. др. проводят мысль, что в превращениях минералогического состава кристаллических сланцев находит себе выражение стремление к образованию в более глубоких зонах таких минералов и таких минеральных комбинаций, которые

соответствуют меньшим молекулярным объемам; это так наз. закон объемов. В отдельных случаях действительно наблюдается это явление, напр., в богатых гранатом эклогитах глубинной зоны; точно также в минералах полиморфных можно установить, что в глубокой зоне образуется минерал с большим удельным весом, напр., дистену, средней зоны соответствует в нижней силлиманит. Не следует, однако, забывать, что и при прокаливании или плавлении соответствующих материалов всегда получается, как показал Вернадский, силлиманит (или по новейшим данным Боуэна муллит, т.-е. $3Al^2O^3 2SiO^2$). Однако, далеко не всегда возможно провести эти сопоставления, как общее положение, и тем более не всегда возможно, если не делать произвольных допущений, выражать происходящие при этом реакции формулами. Не следует также забывать, что в состав кристаллических сланцев, как и изверженных пород, входят не только минералы, образующиеся из своих составных частей с сокращением объема, но и те, которые образуются с увеличением объема, а именно, полевые шпаты, играющие большую роль в составе кристаллических сланцев не только в виде остатков от первоначального состава метаморфизованной породы, но и в виде новообразований, как альбит, отчасти анортит.

Иллюстрацией наблюдаемого при дислокационном метаморфизме стремления к образованию более плотных минералов и минеральных комплексов могут служить следующие примеры.

Первоначальный состав	Уд. в.	Продукт метаморфизма	Уд. в.
Ортоклаз	2,52—2,58	Серицит	2,76—3,1
		Мусковит	2,76—3,1
Плагиоклазы	2,62—2,75	Соссюрит	3,25
		Эпидот	3,32—3,49
Мергель	2,6 —2,8	Известковый филлит. .	2,7 —2,9
Глина и глинистый сланец	2,1 —2,7	Хлоритоидный сланец .	2,9
		Филлит	2,76—3,6
Кварцевый порфир . .	2,6 —2,7	Серицитовый сланец . .	2,8 —3,0
		Амфиболит	3,0 —3,5
Диабаз, габбро	2,8 —3,0	Эклогит	3,0 —3,5

Если некоторые минералы или полиморфные модификации, как уже было указано раньше, являются геологическими термометрами, кото-

рые определяют температурные условия некоторых процессов породообразования, или контактметаморфических воздействий, то такие минералы как гранаты являются для процессов глубинного метаморфизма своего рода геологическим барометром. Если мы возьмем такую систему:

$$\text{Гроссуляр} \rightleftarrows \text{Анортит} + \text{Геленит} + \text{Волластонит},$$

то известковый гранат гроссуляр, широко распространенный в контактметаморфических и вообще метаморфических породах, может служить геологическим барометром, т.-е. показателем высокого давления, если принять во внимание, что реакция идет при повышении температуры (но ниже 1265°, т.-е. температуры плавления этого граната) слева направо, а при более или менее значительном давлении справа налево.

В некоторых случаях превращения, совершающиеся в условиях глубинного метаморфизма, действительно указывают на уменьшение молекулярного объема, как показывают, напр., следующие примеры, в которых числами показаны соответствующие молекулярные объемы:

Оливин	Mg^2SiO^4	43,9	дают гранат	$CaMg^2Al^2Si^3O^{12}$	
Анортит . . .	$CaAl^2Si^2O^8$	101,1			125,8
		145,0			

Диопсид	$CaMgSi^2O^8$	68,0	дают	гранат $Ca^2MgAl^2Si^3O^{12}$	123,0
Анортит	$CaAl^2Si^2O^8$	101,1		кварц SiO^2	22,8
		169,1			145,8

Эти примеры доказательны, хотя формулы минералов и упрощены. Но во многих случаях мы не в состоянии учесть объемные соотношения, так как не имеем точных анализов минералов, не принимаем во внимание воду, углекислоту и т. п.

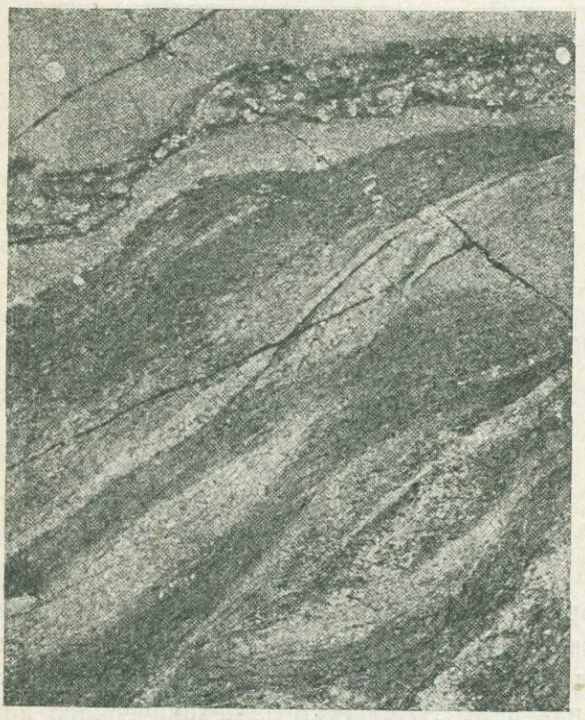
В главе об изверженных породах уже было указано значение правила фаз как регулятора минеральных ассоциаций, возможных или невозможных, устойчивых или неустойчивых для данной смеси компонентов при той или иной комбинации температуры и давления. Гетероморфизм метаморфических пород в разных глубинных зонах метаморфизации является непосредственным выражением этого правила фаз. Те минеральные комбинации, которые образуются при повышении давления, устойчивы при высоких давлениях, и наоборот. Поэтому исходя из определенной смеси химических компонентов (кремнекислоты, глинозема, щелочей и т. д.) и принимая каждый минерал за отдельную фазу, можно определить, какие минеральные

комбинации возможны или устойчивы и т. п. Этот метод был применен Гольдшмидтом к контактным роговикам. Вот несколько примеров таких систем:

Реагирующие минералы	Возможные устойчивые комбинации	Невозможные комбинации
2 Волластонит ($CaO\ SiO^2$) + Анортит ($CaO\ Al^2O^3\ 2SiO^2$) = 4 Кварц (SiO^2) + 2 Геленит ($2CaO\ Al^2O^3\ SiO^2$)	Волластонит Анортит Кварц	Кварц Геленит Анортит
	Волластонит Анортит Геленит	Кварц Геленит Волластонит
10 Форстерит ($MgO\ SiO^2$) + 2 Шпинель ($MgO\ Al^2O^3$) = 10 Периклаз (MgO) + Кордиерит ($2MgO\ Al^2O^3\ 5SiO^2$)	Форстерит Шпинель Периклаз	Периклаз Кордиерит Форстерит
	Форстерит Шпинель Кордиерит	Периклаз Кордиерит Шпинель

То равновесие, которое установилось в изверженной породе, когда магма кристаллизовалась и остыла на глубине или на поверхности или когда образовалась в сфере действия денудационных процессов в результате того или иного химического, механического или биохимического процесса осадочная порода, оказывается нарушенным, когда такая порода попадает в новые термодинамические условия, под влиянием ли погребения под мощными отложениями и вызванного этим поднятия изогеотерм, под влиянием ли дислокационных перемещений, или того и другого вместе. Поэтому в горной породе должны вследствие этого совершиться такие изменения, которые непосредственно вызываются этими новыми условиями и которые, согласно общему принципу Лешателье, стремятся уничтожить действие вызывающей их причины, т.-е. порода будет стремиться к новому состоянию равновесия, которое часто будет более или менее существенно отличаться от первоначального (см. ниже). Изменение структуры и минералогического состава горной породы может при этом настолько глубоко замаскировать первоначальные ее признаки, что

распознать первоначальный субстрат представляется задачей очень сложной и не всегда однозначно разрешимой. Лишь в тех случаях, когда под прикрытием новой маскирующей их структуры остались некоторые следы первоначальной структуры, напр., признаки первоначальной слоистости в массивной перекристаллизованной породе, т.-е., когда порода уподобляется так наз. палимпсесту — и Зедергольм в таком случае называет ее структуру палимпсестовой или реликтовой — можно установить, из чего произошла данная глубоко метаморфизованная порода, из изверженного или из осадочного материала. Примерами реликтовых или остаточных структурных признаков являются слоистость или плойчатость под псевдопорфировой структурой, остатки очертаний гальки, и конгломератового сложения остатки первоначальных вкрапленников, остатки гранофировых прорастаний и т. д. К числу остаточных структурных признаков можно отнести и форму кристаллов циркона в гнейсовых и т. п. породах; как это было указано еще Хрущовым, а затем Труменом: если кристаллы идиоморфны, это говорит за изверженное происхождение; если обтерты — за осадочное (Армстронг высказал некоторые возражения). Ценные указания на материал, из которого образовался кристаллический сланец, могут также дать включения в кварцевых зернах, степень свежести полевого шпата и т. п. признаки.



Фиг. 216. Небулитовый мигматит (гранит с расплавленными включениями). Островок к сев. от Гангё (по Зедергольму). Уменьш. в 8 раз

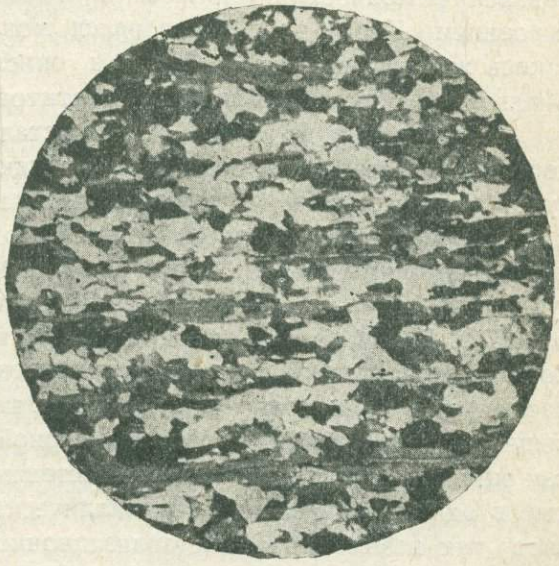
Наиболее важными, наиболее типичными и наиболее распространенными представителями глубинных метаморфических пород являются кристаллические сланцы, т.-е. полнокристаллические силикатные сланцеватые породы. В формации кристаллических

сланцев принимают, однако, участие и несланцеватые, неслоистые, массивные породы, как, например, полевошпатовые амфиболиты и эклогиты, и эта ассоциация в некоторых случаях затрудняет толкование генетических соотношений такой формации. Кристаллические сланцы образовались как из изверженных пород, так и из осадочных; их различают, как ортосланцы и парасланцы (лучше метасланцы). Однако, парасланцы имеют гораздо более значительное распространение, чем ортосланцы. До известной степени промежуточное положение между ними занимают те породы, получившие от Седергольма название мигматитов (фиг. 216), которые представляют смесь осадочного и изверженного материала, подобно тому, как продукты инъекционного метаморфизма занимают промежуточное положение между породами, полученными путем перекристаллизации или путем переплавления. Частичное переплавление Седергольм называет анатексисом.

Существенным вопросом при изучении условий возникновения метаморфических пород является вопрос о том, совершался ли метаморфизм в твердом состоянии, или при этом имело место частичное плавление. Что в некоторых случаях происходило частичное расплавление и в результате получались те своеобразные смешанные породы, которые Седергольм называет мигматитами, можно считать доказанным. Но вместе с тем, надо признать, что структура и минералогический состав значительного числа кристаллических сланцев говорят за перекристаллизацию в твердом состоянии и за отсутствие признаков не только анатексиса, но и того частичного плавления отдельных кристаллических зерен, хотя бы по краям, в глубинно метаморфизуемой породе, к помощи которого взывают некоторые исследователи. Когда совершается плавление, порода попадает в термодинамические условия, соответствующие кристаллизации глубинной магмы, и тогда в сущности уже приходится говорить не о метаморфической породе, а о вторичной магматической породе. Многие кристаллические сланцы, заключающие окаменелости, кристаллические сланцы некоторых центральных горных массивов, а также и часть архейских кристаллических сланцев, определенно лишены признаков плавления в какой бы то ни было форме и могут быть рассматриваемы только, как продукты перекристаллизации в твердом состоянии. Спрашивается, правильно ли такое предположение и имеются ли какие нибудь явления в природе или в нашей лабораторной, или технической практике, которые оправдывали бы допущение возможности значительных перекристаллизаций в твердом состоянии? На этот вопрос можно вполне определенно дать утвердительный ответ. Во первых, в контактных роговиках имеются очевидные при-

меры значительных перекристаллизаций в твердом состоянии и в большинстве случаев без всякого химического воздействия метаморфизующей интрузивной породы. Во вторых, механическая обработка металлов на холоду, а также и термическая их обработка сопровождаются значительными и определенными явлениями перекристаллизации, влекущими за собою изменение механических свойств этих металлов. Наконец, в третьих, были произведены опыты перекристаллизации горных пород в твердом состоянии, увенчавшиеся успехом: мною были перекристаллизованы дунит и пироксенит, помещенные в камеру, сделанную в стенке Мартеновской печи. Точно также Рикке и Буке установили экспериментально процесс перекристаллизации известняков, в котором наблюдалось соединение мелких кристаллических зерен в более крупные, и вместе с тем известное выравнивание крупности зерен. Это явление, которое Ринне называет собирательной кристаллизацией, давно известно для случая, когда кристаллы находятся в соприкосновении с насыщенным раствором, причем более крупные кристаллы постепенно пожирают более мелкие (как и должно быть согласно термодинамическим соотношениям: ср. постоянную капиллярности Кюри). Для осуществления искусственной перекристаллизации требуется тоже или нагревание (мои опыты перекристаллизации дунита и пироксенита; опыты Рикке и Буке над перекристаллизацией известняков, опыты Кобба над спеканием и над взаимодействием осажденной $CaCO^3$ и измельченного кварца при высокой температуре под давлением), или механическая обработка (перекристаллизация металлов и сплавов при холодной обработке). Таким образом, самый факт перекристаллизации в твердом состоянии может считаться установленным, но толкование его не столь ясно и просто. С одной стороны, здесь сказывается диффузия в твердой среде; но это явление совершается лишь в сравнительно малом масштабе и всей совокупности процесса не объясняет. Во вторых, для многих минералов, но далеко не для всех, имеет значение вызываемое диференциальным давлением и прогреванием явление скольжения. Надо, однако, допустить, что, согласно принципу Рикке, некоторую роль играет также растворение в направлении давления с отложением в плоскости к ней перпендикулярной, причем в этом растворении принимает участие проникающая по капиллярам вода. Это объяснение и было приложено Беккe к объяснению так называемой кристаллизационной сланцеватости в кристаллических сланцах. Во всяком случае, процесс сложный и еще не вполне разъясненный. Перекристаллизация, которая наблюдается при холодной обработке металлов, по Тамману и др., сводится преимущественно к механическому процессу сколь-

жения вдоль плоскостей скольжения с образованием механических двойников. Поскольку этот процесс проявляется в микроскопически мелком масштабе, отдельные плоскости скольжения могут быть неявными, и масса производит впечатление пластической деформации, жидкостного истечения. Весьма вероятно, что и на некоторые случаи механических процессов при дислокационном метаморфизме, в частности, на процессы перегруппировки, которые мы выделяем под названием метатаксиса, можно распространить эти наблюдения на металлах. Так, например, к этому разряду явлений, вероятно, надо отнести образование вторичной сланцеватости, кливажа, а также, до известной степени, образование некоторых плоскопараллельных или линейных структур.



Фиг. 217. Кристаллизационная сланцеватость в гнейсе. Николи скрещены

Перекристаллизация представляет широко распространенный процесс, обнимающий разнородные случаи. С одной стороны, может совершаться перекристаллизация в тесном смысле слова, т.-е. кристаллизация аморфных или скрытокристаллических образований, изменение крупности зерна, замена одних минералов другими и т. п. без всяких химических изменений, как, например, образование контактных роговиков, перекристаллизация известняков в мрамор. С другой стороны, перекристаллизация может сопровождаться и более или менее значительными процессами не только изменения минералогического, но и химического состава. К числу наиболее распространенных процессов этого рода относятся: серицитизация, хлоритизация, альбитизация, соссюритизация, амфиболизация, талькизация, серпентинизация—в отдельности или в тех или иных комбинациях.

Особенно интересным и показательным примером перекристаллизации в твердом состоянии является опыт с дунитом, который в течение девяти месяцев подвергался действию высокой температуры в кладке Мартеновской печи на Ижорском заводе. Кусок этот

не подвергся плавлению, как можно судить по его внешней форме, на которой сохранились острые ребра, подшлифованная поверхность, остатки желтой коры выветривания, поверхность излома и торчащие кристаллы хромистого железняка. А между тем в породе произошла глубокая перекристаллизация, очевидно в твердом состоянии: змеевик исчез, он распался на пироксен и оливин, который соединился с прежним оливином, и весь оливин перегруппировался, так что получилось кучное его расположение, т.-е. гломеробластическая структура; образовался ромбический пироксен с полисинтетическим двойниковым строением. Кроме того образовался моноклинический пироксен, вся закись железа перешла в окись, и окислы железа диффундировали в оливин и образовали в нем пегматитовые вростки.

Поскольку в процессах перекристаллизации и перегруппировки составных частей, ведущих к образованию плоскопараллельных структур, участвуют, хотя бы в минимальном количестве, вода и растворы, к этим процессам, совершающимся под диференциальным давлением, применимо явление, известное под названием принципа Рикке (установленного на основании термодинамических соображений еще в 1877 г. Гиббсом). Оно заключается в том, что в кристаллах, находящихся в соприкосновении с насыщенным раствором, наблюдается растворение в направлении действующего давления и отложение вещества в плоскости, перпендикулярной этому давлению; таким путем кристаллы и превращаются постепенно в плоские или вытянутые в одном направлении кристаллические образования и дают начало так называемой кристаллизационной сланцеватости (фиг. 217). Применим ли принцип Гиббса-Рикке и к явлениям плавления, а не только растворения, это вопрос б. м. еще не вполне выясненный.

Некоторым освещением процессов, совершающихся при глубинной метаморфизации, может служить правило Вант-Гоффа, гласящее, что при низкой температуре господствуют ассоциации, совершающиеся с выделением тепла, а при высокой — диссоциации, сопровождающиеся поглощением тепла; примером может служить расщепление при высокой температуре углекислоты на окись углерода и кислород, и наоборот,—соединение окиси углерода с кислородом на холоду. Поэтому, поскольку метаморфизующим фактором является теплота, она должна сопровождаться стремлением к распаду сложных соединений на более простые, к выделению воды из гидратных соединений, к разным диссоциациям и т. п. Но, так как в глубинном метаморфизме процессы совершаются не только при повышенной температуре, но и при повышенном давлении и притом при давлении диференциальном, придающем метаморфизму харак-

тер не статического, а динамического процесса, явления усложняются и даже в отдельных случаях видоизменяются: могут возникать гидроксильные минералы там, где при простом повышении температуры они распались бы, и т. п. Поэтому можно в более общей форме применить правило Лешателье: реакция сопровождается эффектом, противодействующим тому, который вызвал реакцию, например, при нагревании реакция сопровождается поглощением тепла, при охлаждении выделением его; точно также повышенное давление содействует процессам, сопровождающимся сокращением объема, и, наоборот, противодействует тем, которые совершаются с увеличением объема.

Исходя из представления, что минералогический состав метаморфической породы представляет равновесную при данной комбинации температуры и давления систему и что всякое перемещение ее в зону с другими условиями должно вызвать соответствующее изменение состава, следует применять эти представления не только к постепенному переходу породы из верхних слоев в более глубокие, но и наоборот. Бекке называет этот ретроградный метаморфизм, когда порода из более глубокой зоны снова попадает в более высокую, диафторезой и такие породы диафторитами, относя сюда, например, серицитизацию полевого шпата, хлоритизацию слюды, серпентинизацию оливина и амфибола. Принимая во внимание, что эти превращения возможны и при прямом метаморфизме, и в особенности учитывая то обстоятельство, что глубинно-метаморфизованные породы при перемещении в более поверхностные зоны земной коры отнюдь не должны непременно подвергаться ретроградному метаморфизму — в противном случае мы вообще никогда не видели бы глубинно-метаморфизованных пород, можно думать, что представление о диафторезе является более теоретическим, чем реальным.

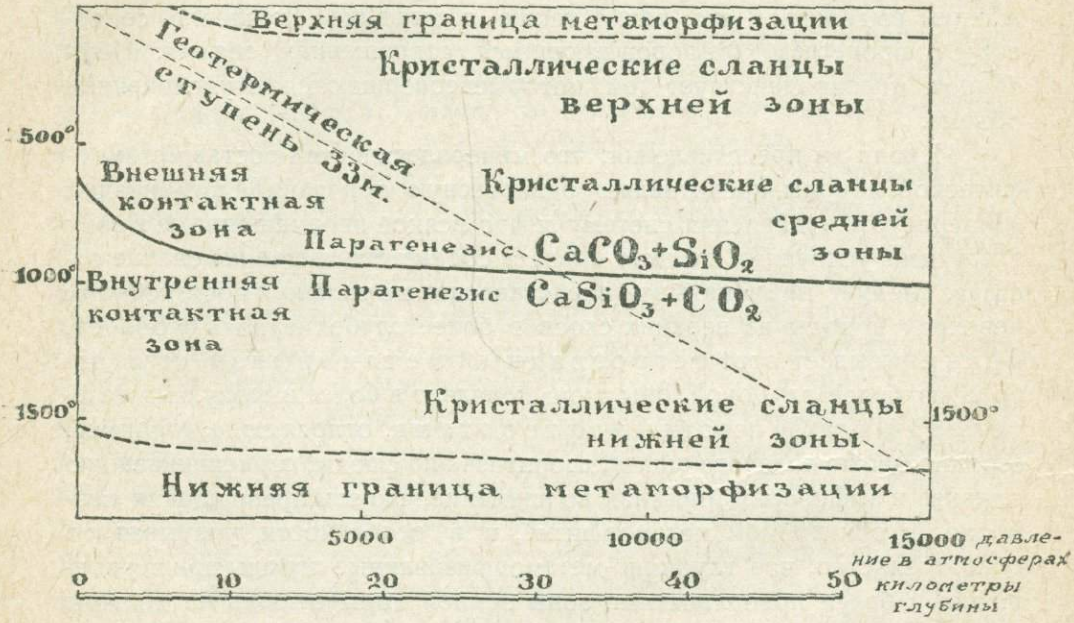
Конечно, не легко набросать общую картину тех метаморфических процессов, которые в разных зонах вытекают из только что указанных правил; но кое-что в этом направлении уже сделано; в частности, например, характерна с этой точки зрения граница областей существования кальцита и кварца, с одной стороны, волластонита и углекислоты, с другой, даваемая Гольдшмидтом. Как показывает нижеследующая диаграмма (фиг. 218), эта „взаимная пара" может служить хорошей руководящей нитью для разграничения разных глубинных зон метаморфизации.

Так как выше 900° $CaCO^3$ не может существовать, то получается система $CaO — SiO^2$, к которой применима схема фиг. 220.

Фиг. 220 дает схему тех минеральных ассоциаций, которые получаются при региональном метаморфизме за счет трех компонен-

тов: кремнезема, глинозема и магнезии; это разные эклогиты и близкие к ним породы.

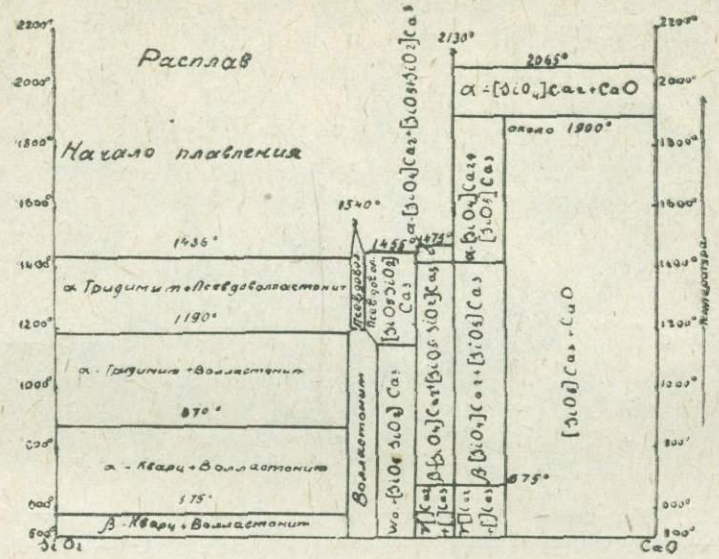
Из сказанного явствует, что для понимания условий образования кристаллических сланцев чрезвычайно важны явления перекристаллизации в контактных метаморфических роговиках. Но в кристаллических сланцах к тому медленному и продолжительному прогре-



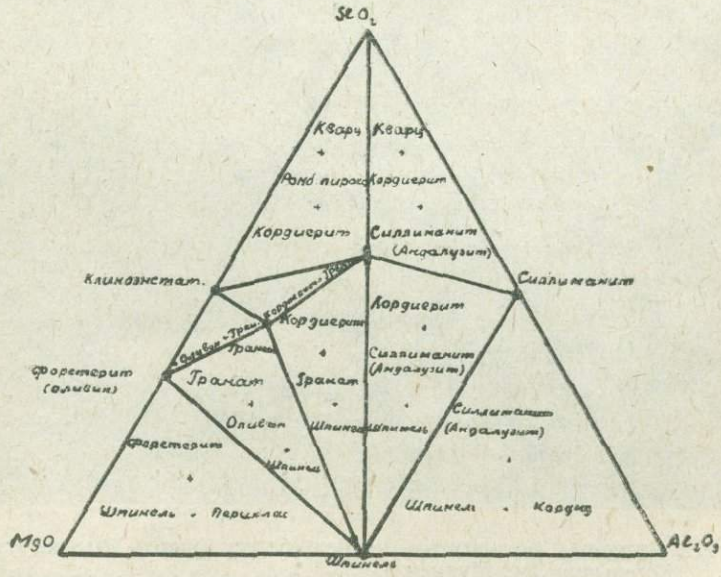
Фиг. 218. Диаграмма равновесия системы $CaO—SiO^2—CO^2$ при глубинном метаморфизме (по Гольдшмидту)

ванию, которому приходится приписать явления перекристаллизации в роговиках, присоединяется направляющее и деформирующее действие диференциального давления. Следовательно, в глубинном метаморфизме, ведущем к образованию кристаллических сланцев, явления сложнее, чем в превращении глинистых сланцев в роговики в контактах с изверженными породами. Поэтому при глубинном метаморфизме развивается и та диагональная сланцеватость, так наз., „кливаж", которая представляет большую аналогию с явлениями скольжения и действительно должна быть приписана одностороннему давлению, как об этом свидетельствуют некоторые опыты Шарпа и др., а также то обстоятельство, что сланцеватость в центральных массивах гор проходит безразлично иногда без изменения своего направления через осадочные и изверженные породы.

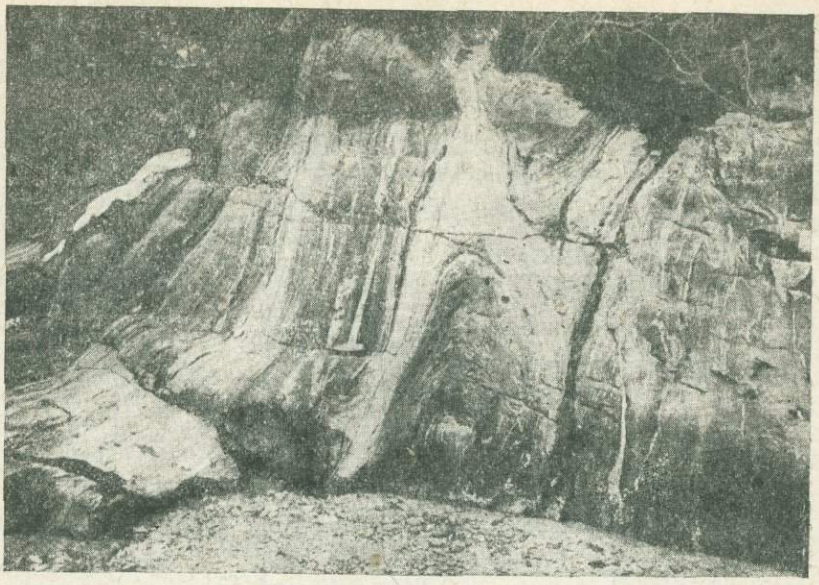
Путем частичного глубинного расплавления, по Зедергольму анатексиса или палингенеза, как осадочных, так и изверженных пород в области глубинного метаморфизма, а также путем инъекционного метаморфизма получаются, как указано, те своеобраз-



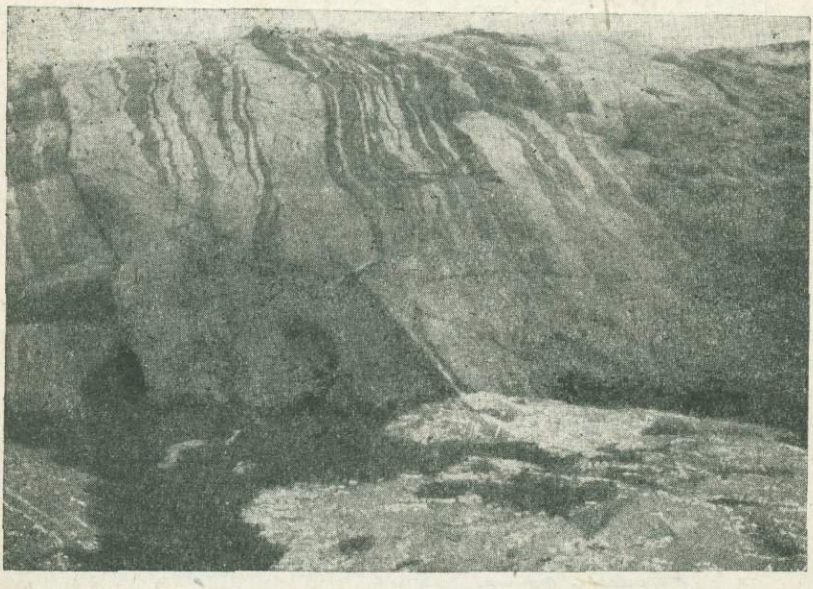
Фиг. 219. Двойная система CaO—SiO^2 в молекулярных процентах; минеральные комбинации, соответствующие разным температурам для разных смесей CaO—SiO_2..



Фиг. 220. Диаграмма тройной системы MgO—Al^2O^3—SiO^2. Минеральные комбинации катазоны (эклогиты, роговики, гранато-оливиновые породы (по Ниггли) в молекул. процентах)



Фиг. 221. Складчатость в слюдяных и амфиболовых сланцах Зап. берег Кольского фиорда близ Кисфарака Фот. А. А. Полканова

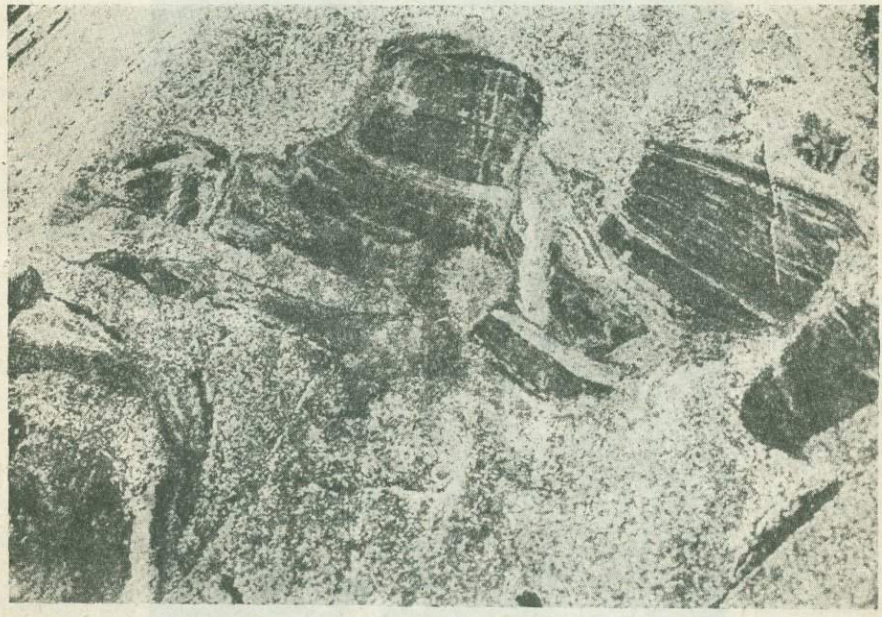


Фиг. 222. Артериты (мигматиты) на вост. берегу фиорда Титовки (губка Котельная) Зап. Мурман. Фот. А. А. Полканова

ные породы, которые Седергольм называет мигматитами, с подразделением их, в зависимости от их сложения, на артериты с характерными инъекционными жилами, дикциониты с сетчатым

расположением или инъекционных прожилков, или остатков от переплавления, и небулиты, в которых остатки от первоначальных переплавленных пород имеют неправильные и неясные очертания (фиг. 216). Такие породы широко распространены в Финляндии на Кольском полуострове, на Урале и во многих других районах.

Инъекционный метаморфизм и в особенности тонкие инъекции (как французы говорят, injection lit par lit) свидетельствуют о значи-



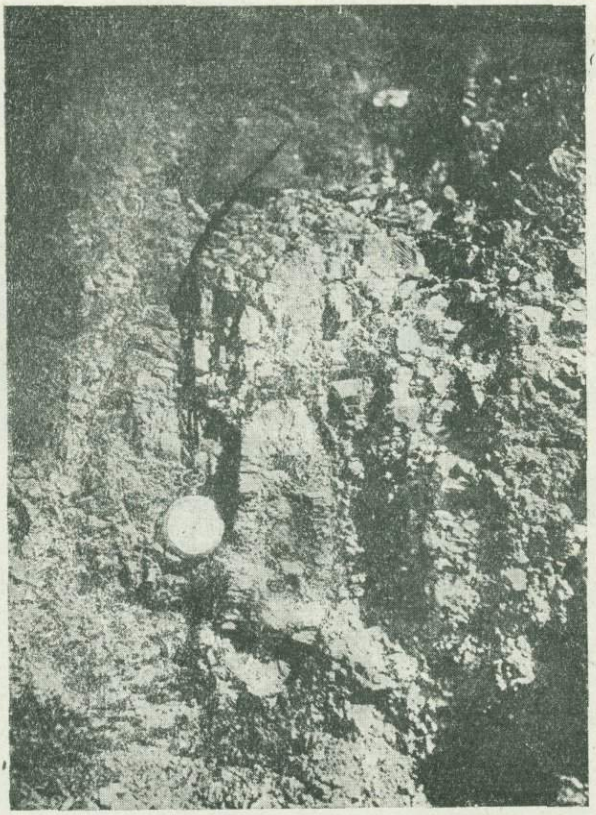
Фиг. 223. Оплавленные обломки основной породы в граните. По Зедергольму

тельной флюидности инъицируемой магмы. Эта флюидность и связанная с этим сравнительно низкая температура такой магмы обусловлены высоким содержанием в ней летучих компонентов. В этом отношении наблюдается большое сходство между магмой инъекционного метаморфизма и магмой пегматитовой.

Хольмквист допускает, что при опускании слоев земной коры в более глубокие зоны при 800—900° из любой породы, безразлично осадочной или изверженной, будет выплавляться прежде всего гранитная эвтектика, если только имеются на лицо щелочи, кремнезем и глинозем. Таким путем могут получаться артериты. С этим инте-

ресно сопоставить наблюдения Белянкина над сталактитами в стекольных печах: в них происходит так сказать выборочная плавка, вытекает состав приблизительно нефелинового сиенита.

Кристаллические сланцы, подобно изверженным породам, являются породами по преимуществу силикатными. Многие силикатные



Фиг. 224. Плагиоклазито-аплитовая инъекция в змеевике Лысой Сойки на Урале (с реакционными зонами)

Фот. Д. С. Белкина

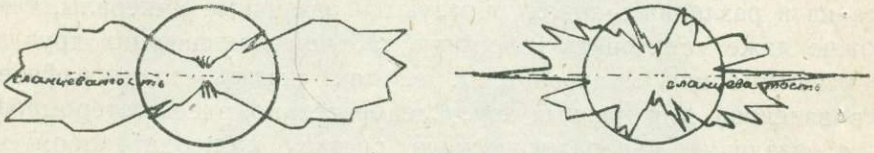
минералы являются общими как для изверженных, так и для метаморфических пород. Но наряду с ними есть и такие, которые не встречаются в изверженных породах или, наоборот, в породах метаморфических; кроме того, есть некоторые ассоциации, которые присущи исключительно породам метаморфическим и не получаются в породах магматического происхождения. Так, в кристаллических сланцах отсутствуют лейцит, анортоклаз, санидин, группа содалита,

канкринит, нефелин, базальтическая роговая обманка, мелилит, щелочные амфиболы (кроме глаукофана и гастальдита), титанавгит, эгирин, с другой стороны, в них играют существенную роль лучистые роговые обманки, хрупкие слюды, гранаты, парагонит, ставролит, андалузит, кианит, силлиманит; в них встречаются рядом мусковит и роговая обманка, что не наблюдается в породах изверженных. В породах верхней зоны характерны хлорит, антигорит, роговая обманка, эпидот, цоизит, глаукофан, альбит, серицит; в породах средней зоны: дистен, ставролит, альмандин, антофиллит, роговая обманка, пироп, эпидот, альбит, мусковит, биотит; в породах нижней зоны: силлиманит, альмандин, бронзит, оливин, диопсид, омфацит, пироп, кордиерит, шпинель, анортит, альбит, жадеит, ортоклаз, биотит. Между многими из этих минералов существуют такие взаимоотношения, которые показывают, что при одном и том же химическом составе сланца в различных зонах образуются различные минералы, так что можно даже установить известную таблицу замещающих друг друга в разных зонах минералов, т. е., так сказать, петрографических эквивалентов для разных зон. Следовательно, здесь гетероморфизм, т. е. различие минералогического состава при одинаковом химическом составе, встречается гораздо чаще, чем в породах изверженных, вернее сказать, там он представляет явление исключительное, а здесь обычное.

Кроме перечисленных минералов в кристаллических сланцах большую роль играют кварц, встречается корунд, железный блеск, магнитный железняк, кальцит и другие карбонаты, апатит, графит, циркон, титанит, рутил и некоторые другие.

Метаморфические породы глубинных зон метаморфизации часто в более или менее резкой степени сланцеваты—кристаллические сланцы в тесном смысле слова. Кроме кливажа, выражающегося в виде плоскостей раскола, эти породы часто обнаруживают сланцеватость и в расположении слагающих их кристаллов—это так наз. кристаллизационная сланцеватость, как ее назвал Бекке; она хорошо выступает под микроскопом и является результатом кристаллизации или перекристаллизации под односторонним ориентирующим давлением и под действием так наз. правила Рикке (стр. 492). Кристаллы, слагающие такую породу, вытянуты параллельно одному направлению, которое и есть направление более или менее перпендикулярное направлению давления. Это направление сланцеватости, как показал Шмидт, может быть обнаружено при помощи статистического метода там, где оно неявно, напр., таким путем: длинные размеры кварца, т. е. направление его оптической оси, в таких породах должны лежать по преимуществу в плоскости сланцеватости; поэтому при большом

числе определений положения оптической оси в кварцевых кристаллах таких пород можно статистически определить направление, которому соответствует наибольшее число кристаллов кварца, расположенных своей оптической осью параллельно данному направлению. На фиг. 224 зубцы полигонального ее очертания соединяют линии, длина которых пропорциональна числу кристаллов кварца, оптическая ось которых совпадает с данным направлением, которое и есть направление сланцеватости, более или менее перпендикулярное направлению действовавшего давления. В последнее время Зандер применил рентгенографию для анализа структуры горных пород в частности для определения кристаллографической ориентировки зерен кварца в метаморфических кварцитах (кварцевых тектонитах).

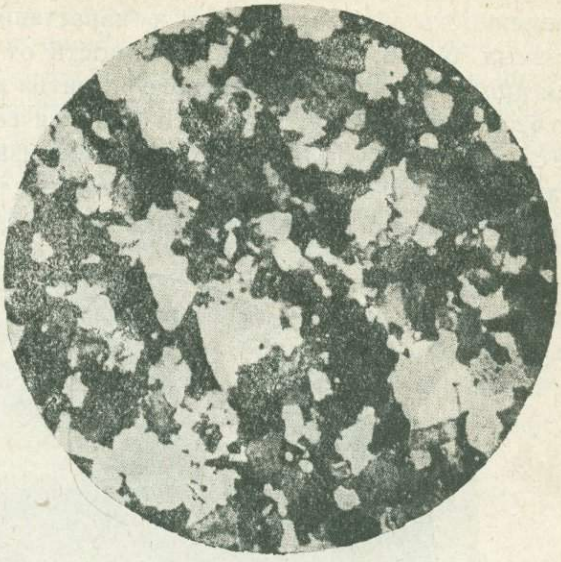


Фиг. 225. Определение направления давления в тектоните по кварцевым зернам. (метод Шмидта)

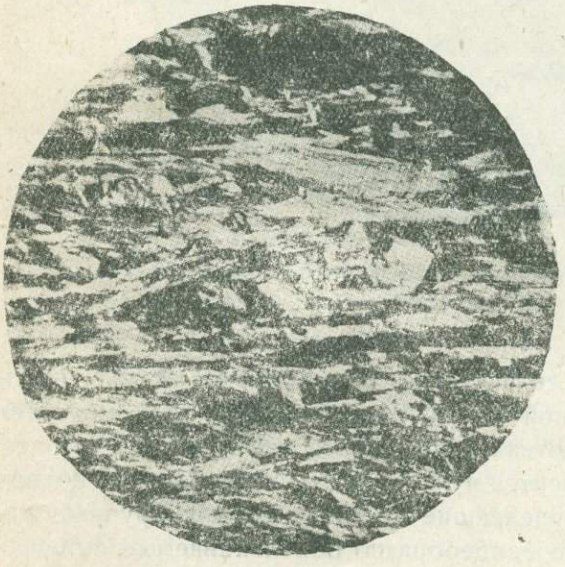
Особенно характерны для кристаллических сланцев их структура и текстура, существенно отличные от изверженных пород. В текстуре особенно характерными являются слоистая, очковая, сланцеватая, волокнисто-стебельчатая и другие.

В структурном отношении особенно существенны следующие черты. Во первых, кристаллические сланцы обладают полнокристаллическим сложением и никогда не заключают стекла,—следовательно, в этом отношении приближаются к породам глубинным. Во вторых, здесь не наблюдается определенной последовательности кристаллизации; хотя по кристаллизационной способности и устанавливают некоторый ряд, но отсутствие определенной последовательности кристаллизации выражается в том, что все минералы могут быть включениями, все они прорастают друг друга; и эти прорастания и включения иногда настолько многочисленны, что отдельные минералы кажутся как бы изрешетенными, получается так называемая ситообразная структура. В ситовидной структуре и вообще в метаморфических породах включения имеют часто каплевидную форму. Это является б. м. следствием физико-химического положения, высказанного Тамманом, а именно, что кристаллизующееся тело принимает округлую форму, если поверхностное натяжение превышает кристаллизационную способность. Возможно, что этим же,

а не оплавленностью следует объяснять округленную яйцевидную форму крупных, вкрапленников ортоклаза в гранитовых порфирах (так назыв. овандофирах) из группы рапакиви (см. фиг. 33). Далее характерно расположение отдельных составных частей породы кучками, а не отдельными неделимыми, как это наблюдается в магматических кристаллически-зернистых породах гранитовидного типа. Часто наблюдается зазубренность контуров кристаллических зерен; склонность к пластинчатой или волокнистой форме развития составных частей придает многим кристаллическим сланцам своеобразный облик и способствует развитию параллельнолинейных структур и текстур. В отличие от структур изверженных пород, структуры кристаллических сланцев называют кристаллобластическими, чтобы отметить их образование путем перекристаллизации в твердом состоянии, а не путем перехода в кристаллическое состояние из жидкого.



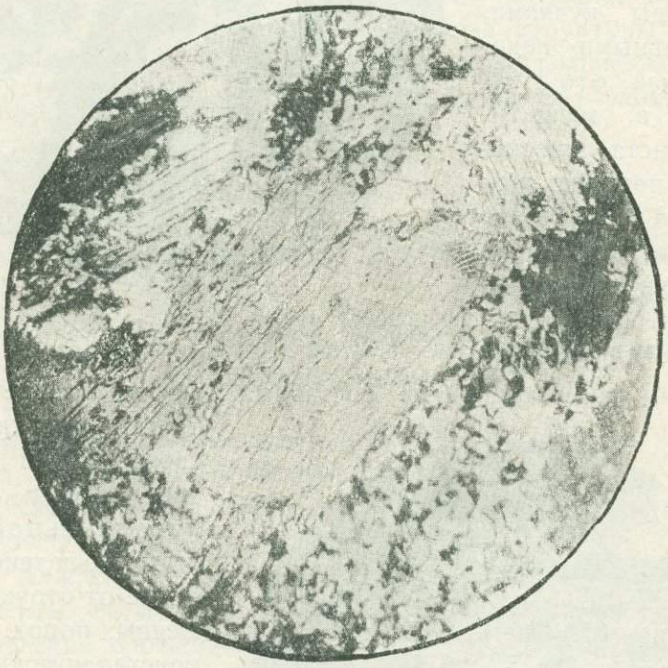
Фиг. 226. Гранобластическая структура в гнейсе



Фиг. 227. Лепидобластическая структура (хлоритовый сланец). Николи скрещены

Идиоморфные кристаллы называются здесь по этой же причине идиобластическими, (идиобласты), а ксеноморфные – ксенобластическими (ксенобласты).

Особенностью кристаллобластического развития является одновременность кристаллизации и нарастания всех или нескольких составных частей породы. В зависимости от зернистого, пластинчатого или призматически-волокнистого развития кристаллов, различают гранобластические, лепидобластические, нематобластические структуры (фиг. 226). Подобно изверженным породам и в кристаллических сланцах существует сложение равномернозернистое и порфировидное; это последнее обыкновенно является псевдопорфировым:



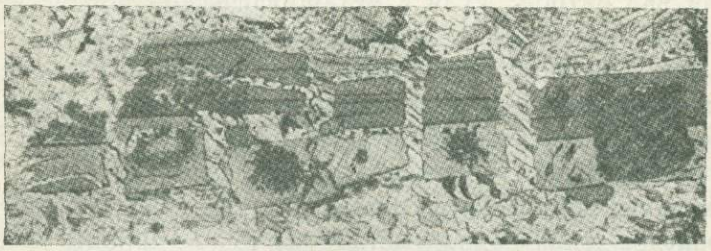
Фиг. 228. Псевдопорфировая катакластическая структура (Парадиорит)

вкрапленники, носящие здесь название порфиробластов, частью образовались после основной массы и заключают в виде включений те минералы, которые являются ксенобластическими (фиг. 229). К псевдопорфировому типу относится и очковая структура, в которой вкрапленниками являются уцелевшие от раздробления крупные кристаллические зерна, часто чечевицеобразно обволакиваемые окружающим их, более мелким или пластинчатым материалом.

Среди разнообразных превращений, которые обнаруживают породы, подвергшиеся более или менее значительному метаморфизму, есть несколько таких, которые пользуются особенно значительным

распространением. Сюда относятся: амфиболизация, альбитизация, серицитизация, пелитизация.

Амфиболизация (пироксенов и оливина) иногда является процессом параморфизации, но обыкновенно она сопровождается выделением извести и образованием новых известковых минералов, в пределах самой амфиболизируемой породы или за ее пределами. Альбитизация широко распространена как в изверженных, так и в осадочных породах в условиях глубинной метаморфизации. Обогащение альбитом может быть или результатом большей устойчивости альбита по сравнению с другими полевыми шпатами в верхней зоне метаморфизации, или, наоборот, подвижностью натриевого силиката или натриевого алюмината благодаря которому, как это, например, показывают адинолы, происходит обогащение метаморфизуемой породы натрием и вместе с ним альбитом. Серицитизация ортоклаза яв-



Фиг. 229. Разорванный кристалл плагиоклаза в катакластическом метадиорите. Кавказ, Хевсарская Арагва

ляется очень широко распространенным процессом и быть может связана с извлечением из полевых шпатов натрия. Сюда же надо присоединить и соссюритизацию плагиоклазов.

Наконец, характерная для верхней зоны и для зоны выветривания пелитизация связана с извлечением щелочей и извести из полевых шпатов, причем этот процесс иногда идет до конца и тогда получается каолин или вообще водный силикат глинозема, но чаще образуются промежуточные временные глиноподобные продукты или сложные, еще быть может недостаточно изученные силикаты переменного состава, которые под микроскопом дают картину каолинизации, но на самом деле не являются каолином.

Если принять во внимание, что кристаллические сланцы представляют очень разнородные породы, образовавшиеся как из осадочного, так и из изверженного материала, естественно ожидать в них большого разнообразия химического состава. Вряд-ли возможно положить в основу их классификации химический состав, как это вполне рационально для изверженных пород, так как здесь

нельзя ожидать тех закономерностей состава, которые в изверженных породах регулируются физикохимическими условиями кристаллизации и явлениями диференциации. Тем не менее можно указать некоторые характерные особенности химического состава, которые отличают седиментогенные кристаллические сланцы, т. е. образовавшиеся из осадочного материала, от магматогенных, т. е. тех, которые образовались из материала изверженного. Эти признаки в общем сводятся к следующему: высокое содержание кремнекислоты, иногда превышающее 78% (кроме тех особых типов, как мраморы, железистые сланцы и наждаки, которые совершенно лишены кремнекислоты); содержание глинозема или очень незначительное, или превышающее сумму щелочей и извести; преобладание магнезии над известью; вообще говоря, незначительное содержание щелочей (кроме группы щелочных сланцев), но обыкновенно значительное преобладание кали над натром. Если в метаморфической породе не произошло заметных изменений в ее первоначальном химическом составе, то даже при глубокой метаморфизации можно по магматической формуле и коэффициенту кислотности всегда отличить породу, образовавшуюся из осадочного материала, от такой, которая получилась путем метаморфизации изверженного материала.

Применение химического состава, как критерия для решения вопроса о происхождении данной метаморфической породы из изверженной или осадочной, возможно, конечно, лишь в тех случаях, когда глубинная метаморфизация совершилась в твердом состоянии путем перекристаллизации, но без сколько-нибудь заметного изменения валового химического состава. Мы знаем однако, что метаморфические процессы и в частности процессы контактметаморфизма во многих случаях совершаются либо с потерей, либо с присоединением некоторых составных частей, либо наконец в условиях обменного разложения (напр., при образовании скарнов и известковосиликатных пород из известняков); в этих случаях химический критерий конечно уже не пригоден.

Опыт показывает, что для характеристики кристаллических сланцев и для отождествления их с изверженными породами вполне возможно пользоваться теми формулами и коэффициентами, которые были даны нами выше для изверженных пород, особенно если, не довольствуясь средними величинами для различных типов изверженных пород, принимать во внимание также и пределы колебаний разных коэффициентов в том или ином семействе изверженных пород. Если химический анализ или полученные путем перечета его формулы и коэффициенты обнаруживают такой химический облик, который не известен среди изверженных пород, мы имеем основание считать породу за садиментогенную.

Другие авторы предлагали иные коэффициенты для химической характеристики кристаллических сланцев. Так Бекке исходит из трех величин: Si — атомные проценты кремния, L — атомные проценты K, Na и Ca (т. е. растворимые основания, L = löslich), U — атомные проценты Al, Mg, Fe (т. е. нерастворимые основания, U = unlöslich). Грубенман вводит целый ряд коэффициентов, получаемых из эквивалентов, перечисленных на 100, а именно:

S — кремнезем,

A — щелочи, связанные с глиноземом в отношении 1 : 1,

C — известь, связанная с глиноземом в отношении 1 : 1,

F — сумма FeO и MgO; сюда же входит и избыток извести против количества, требуемого C,

T — остаток глинозема после насыщения щелочей и извести в отношении 1 : 1,

K — отношение количества кремнезема к окислам по формуле:

$$K = \frac{S}{6A + 2C + F}.$$

Классификация кристаллических сланцев основывается у одних на глубинных зонах метаморфизации и на минералогическом составе, у других на химическом составе, у третьих на факторах метаморфизации. При некотором разнообразии взглядов все-таки ясно обрисовываются следующие группы: контактметаморфические породы, дислокационно-метаморфические, глубинно-метаморфические (полиметаморфические, региональнометаморфические) и мигматиты.

Формация метаморфических пород часто обнимает не только кристаллические сланцы в тесном смысле слова, но также и ряд массивных пород, каковы полевошпатовые амфиболиты, эклогиты мрамора.

Наиболее значительным распространением пользуются гнейсы слюдяные сланцы и филлиты, образующие часто порознь или вместе взятые мощные формации значительного протяжения.

Главной областью распространения кристаллических сланцев являются архейские и археозойские отложения. Но кристаллические сланцы встречаются и в более молодых отложениях, вплоть до мела и даже до нижнетретичных отложений, и иногда заключают окаменелости (силурийские окаменелости в южной Норвегии, мезозойские в Альпах и др.). В докембрийских системах кристаллические сланцы образуют более или менее мощные отложения пластового характера. В центральных массивах складчатых гор они залегают чечевицеобразными массами, часто в виде оболочек вокруг центральных кристаллических массивов.

Классификационная таблица метаморфических пород

(Метаморфолиты)

I. Контактолиты

1. Роговики, пятнистые сланцы, мрамора
2. Известковосиликатные породы, скарны
3. Альбитизированные породы (адинолы, спилозиты, десмозиты)
4. Синтектиты, основные роговики
5. Пневматолиты

II. Абиссометаморфические породы (Полиметаморфиты)

	Силикатные					Несиликатные			
	Полевошпатовые			Бесполевошпатовые					
	С кварцем	Без кварца		С кварцем	Без кварца				
	Ортоклаз. Плагиоклаз	Ортоклаз преобладает	Плагиокл. преобладает		Магнезиальн. сланцы	Амфибол. пироксен. сланцы	Щелочные сланцы	Известков. сланцы	Кварциты
Сланцеватые	Гнейсы Гранулито-гнейсы Геллефлинты Лептиты Порфироиды Порфиритоиды Глинистые сланцы Филлиты	Сиенитов. гнейсы Зеленые	Диоритов. гнейсы сланцы	Слюдяные сланцы Филлиты Кварцев. амфиб. сл.	Тальков. сл. Хлоритов. сл. Горшечный камень Змеевиков. сланцы	Амфиболит. сланцы Авгитов. сланцы	Глаукофан. сланец	Эпидотов. сланцы Филлиты	Кремнист. сланцы
Массивные	Параграниты Парагранодиориты	Парасиениты	Парадиориты Парагаббро (Метабазиты) Эклогиты	Кварцевые амфиболиты		Амфиболиты Пироксенолиты Эклогиты	Нефриты Жадеититы	Эпидозиты Известково-сил. породы	Кварциты

Несиликатные			
Железо-слюдков сланцы (Итабирит) Кремнистые железняки Железистые кварциты Джапилиты	Наждаков. сланцы		
Мрамор	Магнетитов. породы		

III. Кластолиты или тектониты

1. Милониты
2. Брекчии трения
3. Распыленные породы
4. Псевдосланцы

IV. Мигматиты

1. Инъекционные: артериты
2. Анатектические, частично переплавленные дикцииониты, небулиты

Кристаллические сланцы докембрийского возраста или послекембрийского, иногда и неизвестного возраста, в пределах СССР известны на севере (в Карелии, на Кольском полуострове, на Мурмане, по берегам Белого моря), в южной части СССР в пределах южнорусской кристаллической полосы, на Урале, на Кавказе, в Туркестане и Закаспийской области и во многих областях Сибири, каковы: Алтай, Енисейский район, Саяны, Прибайкалье и Забайкалье, Баргузинский край, Ленский край, Таймырский район, Чукотский и Анадырский районы.

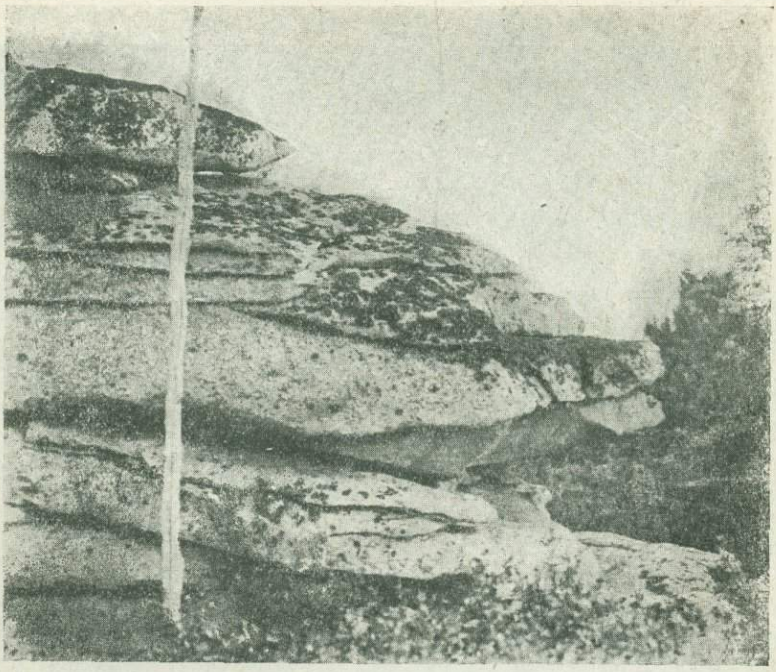
Гнейсы

Термин гнейс является, подобно граниту, одним из старейших терминов в петрографии. Это славянское слово, означающее гнилой и указывающее на известное состояние выветрелости тех пород, которые стали этим термином обозначать, первоначально имело несколько неопределенное значение. Впоследствии под этим названием стали понимать слюдяные гнейсы, т. е. гнейсовидные породы, по своему минералогическому составу соответствующие граниту в том смысле, как его первоначально понимали. Впоследствии понятие гнейса оказалось значительно расширенным и стало обнимать породы из группы кристаллических сланцев, соответствующие всей совокупности полевошпатовых интрузивных пород. Первоначальное содержание термина гнейс слишком суживает его содержание, а последнее слишком его расширяет, так как, например, породы, известные под названием трапповых гранулитов, не должны быть относимы к гнейсам. Мы будем здесь понимать под термином гнейс совокупность тех пород из кристаллических сланцев, которые характеризуются комбинацией полевого шпата, кварца и цветного минерала. При таком понимании гнейсы представляют эквиваленты гранитовых, адамеллитовых, гранодиоритовых и кварцеводиоритовых пород, т. е. совокупности тех пород, которые мы согласились подразумевать под общим термином гранитоиды. И тогда гнейсы естественно распадаются на две группы: ортоклазовые гнейсы [1]) и плагиоклазовые гнейсы, или плагиогнейсы с промежуточной группой ортоклазоплагиоклазовых гнейсов. В каждой из этих групп гнейсы различаются по цветной составной части. К гнейсам относится и часть тех пород, которые объединяют под общим названием гранулиты, но именно только часть, так как некоторые гранулиты бесспорно являются интрузивными породами, т. е. лейкократовыми гранитами,

[1]) Было бы желательно называть их ортогнейсами, но к сожалению, этот термин получил право гражданства в другом его значении.

в частности, многие саксонские гранулиты („Weisstein“ Вернера). *Вопрос о том, имеем ли мы в гранулите гранит или гнейс*, решается в каждом отдельном случае на основании его геологических соотношений и его химического состава.

Среди гнейсов существуют такие, которые бесспорно надо рассматривать как метаморфизованные осадочные породы: химический состав, остатки первоначальной слоистости и очертаний галек, некоторые особенности минералогического состава и т. п. признаки говорят



Фиг. 230. Гнейсы на прииске Вознагражденья в Яблоновом хребте
(Фот. Н. И. Прохорова)

об этом с определенностью. С другой стороны, есть гнейсы, для которых с такой же определенностью можно установить их изверженное происхождение, т. е. признать их за измененные граниты, адамеллиты или кварцевые диориты. Розенбуш называет такие гнейсы в первом случае парагнейсами (правильнее называть их метагнейсами), *во втором—ортогнейсами*. Ортогнейсы через прессованные граниты и через граниты, которые в силу своего формирования под ориентированным дислокационным давлением приобрели грубофлюидальное, иначе сказать, как бы слоистое сложение, сливаются с гранитами. Такие промежуточные породы, называемые гнейсограни-

тами и гранитогнейсами, в сущности говоря, должны быть рассматриваемы как граниты и не должны быть относимы к породам метаморфическим. Метагнейсы образовавшиеся из конгломератов, могут быть названы кластогнейсами, т. е. обломочными гнейсами. А если выделить из группы гнейсов гранитогнейсы, а с ними, вероятно, и бо́льшую часть так называемых ортогнейсов, то термин гнейс окажется совпадающим с метагнейсами (парагнейсами), т. е. с гнейсами определенно осадочного происхождения, иначе сказать — седиментогенными.



Фиг. 232. Инъекционный гнейс из Шварцвальда. (Ручка вечного пера служит масштабом). (По Ниггли)

С гнейсами тесно связаны как постепенными переходами, так и геологически, слюдяные сланцы, которые от них отличаются отсутствием в нормальных случаях полевых шпатов; но через переходные типы со спорадическим содержанием полевого шпата слюдяные сланцы связаны с гнейсами.

Бесспорно седиментогенными являются такие гнейсы, как конгломератный, силлиманитовый, кордиеритовый, дистеновый, ставролитовый, скаполитовый, эпидотовый, а также многие гранатовые гнейсы. Что касается слюдяных гнейсов, то среди них имеются гнейсы самого раз-

личного происхождения, в том числе и такие, которые должны быть рассматриваемы, как гранитогнейсы. Слюдяные гнейсы могут быть ортоклазовыми или плагиоклазовыми, а по слюде биотитовыми, мусковитовыми или двуслюдяными: особый тип составляют серицито-альбитовые и эпидото-альбитовые гнейсы.

Биотитовые ортоклазовые гнейсы играют существенную роль в строении древнейших докембрийских отложений Финляндии, Скандинавии, Канады и некоторых областей Германии.



Фиг. 233. Слюдяные сланцы на р. Итымже (Сибирь)
Фот. Н. И. Прохорова

К гнейсам тесно примыкают лейкократовые светлые и обыкновенно более или менее мелкозернистые породы, которые называются гранулитами, лептитами и геллефлинтами.

Гранулиты — это плотные или очень мелкозернистые, белые или светлые породы, состоящие из полевых шпатов (ортоклаза), кварца и граната, грубо или тонкосланцеватые. Настоящие гранулиты, как уже указано, относятся к гранитам, являясь мелкозернистой, лейкократовой или даже амелановой их фацией. Похожие на них гнейсы следует назвать гранулитовыми или гранулитоподобными гнейсами.



Фиг. 234. Туфовая лава Алагёза в Армении (с. Артик). См. стр. 388.

Фот. А. А. Иванчина-Писарева

Лептиты близки к гранулитам; это тоже очень мелкозернистые или плотные породы лейкократового характера, но отличающиеся от гранулитов содержанием слюды или амфибола; можно сказать, что это очень мелкозернистые или плотные лейкократовые гнейсы.

Геллефлинты (старое шведское название) отличаются от лептитов тем, что они обладают роговиковым обликом, фельзитовым микростроением и иногда наклонностью к порфировидному сложению.

С гнейсами и геологически, и по переходным звеньям тесно связаны слюдяные сланцы, среди которых различают мусковитовые, биотитовые, мусковито-биотитовые и парагонитовые сланцы с довольно многочисленными разновидностями, устанавливаемыми на основании таких примесей, как полевые шпаты, гранат, ставролит, андалузит, дистен, амфиболы, хлоритоид, эпидот, графит и другие. Здесь также известны породы конгломератного происхождения.

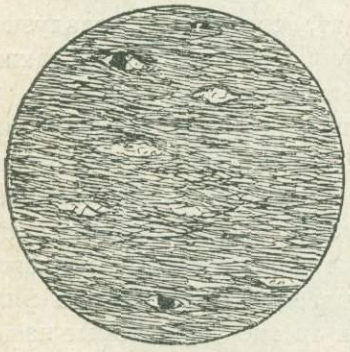
К слюдяным сланцам примыкают филлиты, представляющие афанитовые, иногда мелкозернистые, более или менее явнокристаллические породы, которые иначе называют слюдяными глинистыми сланцами. Филлиты представляют крайнюю стадию метаморфизации глинистых сланцев, через которые они, следовательно, связаны с глинами. Из мергелистых глин получаются так называемые известковые филлиты. К филлитам должны быть отнесены и те гнейсы, которые называются пелитовыми гнейсами (а также и псаммитовые).

Сложение гнейсов бывает довольно разнообразно. Особенно распространены два типа: так называемый обыкновенный гнейс, в котором расположение слюды, параллельное некоторой плоскости, вызывает гнейсовый облик, в отличие от гранитного, но в котором листочки слюды являются отдельными неделимыми или небольшими группами, разобщенными кварцем и ортоклазом; это, в сущности — гранитогнейсы; пятнисто-волокнистыми, или чешуйчато-волокнистыми гнейсами („faserig" по немецки) являются те, в которых слюда образует более или менее сплошные грубоволокнистые полосы; если они чечевицеобразно обволакивают кристаллы или порфиробласты кварца или полевого шпата, получается очковая структура.

Слюдяные сланцы, филлиты и глинистые сланцы

Наиболее расспространенным членом формации древних кристаллических сланцев после гнейсов являются слюдяные сланцы. Минералогически они отличаются от гнейсов отсутствием полевого шпата; но через такие слюдяные сланцы, в которых имеется более

или менее случайная или существенная примесь полевого шпата, получаются переходные звенья к гнейсам, конечно, к метагнейсам. Слюдяные сланцы имеют более или менее резко слоистое сложение особенно хорошо выраженное в разностях, богатых слюдой. Кроме таких равномернозернистых слоистых слюдяных сланцов, существует группа порфировидных, чаще псевдопорфировидных, а также не очень большая группа конгломератных слюдяных сланцев. По слюде различают мусковитовые, биотитовые, мусковито-биотитовые и парагонитовые сланцы, а по второстепенным составным частям— полевошпатовые, которые при большом содержании полевого шпата иногда называют гнейсовыми слюдяными сланцами, гранатовые, ставролитовые, андалузитовые, дистеновые; далее, роговообманковые, известковые, графитовые и магнезиальные, обнимающие хлоритовые и тальковые, хлоритоидные, эпидотовые и некоторые другие.



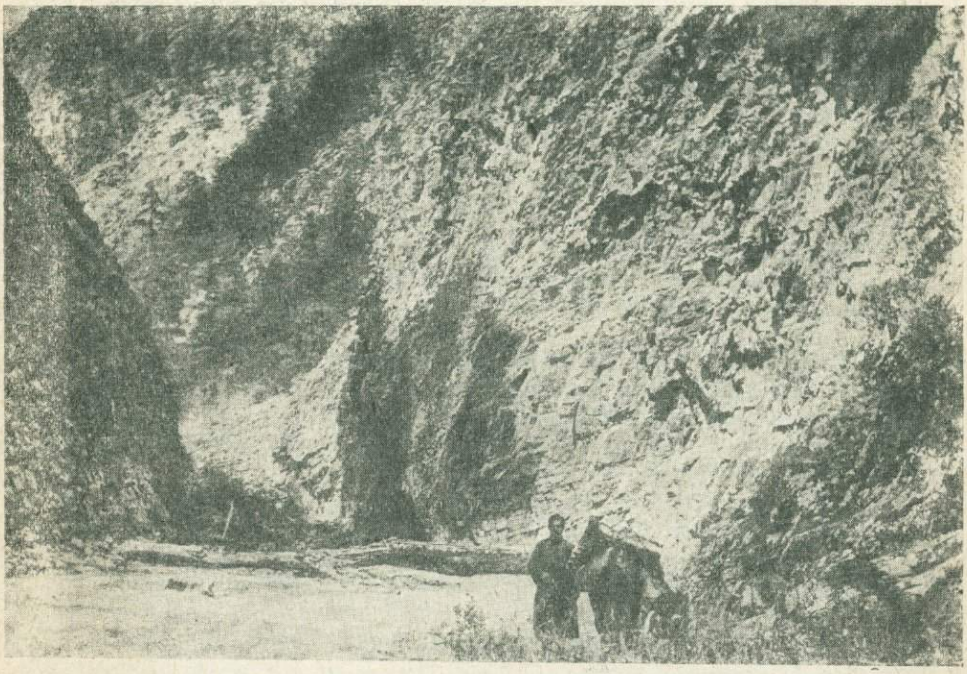
Фиг. 235. Микроструктура кровельного сланца, перпендикулярно к сланцеватости (по Howe)

При возрастании содержания кварца получаются породы, переходные к кварцитам, называемые слюдяными кварцитами и кварцитовыми сланцами.

К слюдяным сланцам примыкают также до известной степени и некоторые филлиты, т. е. глинистослюдяные или слюдяные глинистые сланцы. Это очень тонкослоистые и тонкосланцеватые черные или темносерые породы, которые при большом содержании очень мелких листочков слюды обладают особым серебристым отливом. Они являются на вид совершенно афанитовыми, как обыкновенные глинистые сланцы, но содержат более или менее значительное количество слюды в мелких неделимых (фиг. 234). Органическое вещество в виде мелкораздробленного угля или в виде битуминозных веществ окрашивает их в темные цвета; битуминозные вещества обусловливают наклонность к легкому выветриванию так же, как и примесь пирита, особенно если он встречается не в виде отдельных более или менее крупных кристаллов, а в мелкораздробленном состоянии. Хорошие филлиты имеют применение в качестве материала для крыш, почему и носят название кровельного сланца; большей прочностью отличаются те из них, в которых слюда образует более или менее сплошные извивающиеся полосы, обволакивающие другие составные части; поверхность излома у них не гладкая, а слегка бугорчатая.

Ломки прекрасного кровельного сланца известны, например, в южном Валлисе во владениях Пенрин.

Филлиты постепенными переходами связаны с обыкновенными гнилистыми сланцами, представляющими первую стадию метаморфизации сланцеватых глин. Это темносерые или черные породы, состоящие из глинистых частиц с мельчайшей кварцевой пылью и нередко с мелкими листочками слюды, но в гораздо меньшем количестве, чем в филлитах, и с иголочками рутила. Более или менее



Фиг. 236. Глинистые сланцы и филлиты в верховьях р. Ассы. С. Кавказ
Фот. Н. И. Каракаша

значительная примесь мелкорассеянной углекальциевой соли характеризует известково-глинистые сланцы; более или менее значительная примесь битуминозных веществ дает битуминозные и горючие сланцы, которые часто являются мягкими мергелистыми породами, примыкающими скорее к сланцеватым глинам, т. е. к осадочным породам, а не к метаморфическим. Нередко наблюдается более или менее значительное содержание пирита; такие сланцы называются квасцовыми.

Химический состав гнейсов, слюдяных и глинистых сланцев

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO^2	72,28	74,18	66,65	63,41	69,94	75,24	77,59	66,80	55,35
TiO^2	0,27	0,63	0,67	0,58	—	—	0,17	1,09	—
Al^2O^3	13,54	8,44	14,64	17,45	10,05	12,58	11,61	13,64	20,05
Fe^2O^3	1,67	5,98	3,42	0,92	—	0,84	0,92	0,53	8,75
FeO	1,18	2,14	1,98	2,62	4,66	1,72	0,24	2,72	—
MnO	—	—	сл.	—	—	сл.	0,01	—	—
MgO	0,81	сл.	2,44	2,42	1,60	0,42	0,50	2,91	2,41
CaO	1,63	1,75	1,25	5,80	2,41	1,22	0,10	1,00	сл.
Na^2O	3,74	1,46	2,74	3,58	3,30	4,84	0,27	1,16	0,92
K^2O	3,96	4,59	4,00	1,74	5,94	1,70	8,82	4,38	4,68
P^2O^5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO^2	—	—	—	—	—	—	сл.	—	—
SO^3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H^2O (пот. при прок.)	0,54	0,31	2,25	1,19	0,98	0,81	0,11	2,80	8,00
	99,64	99,69	100,04	99 71	98,99	99,37	100,37	99,73	100,16

1. Гранитогнейс (биотитовый). Ваикко, Финляндия.
2. Мусковитовый гнейс. Кьювиллог. Экуадор.
3. Двуслюдяной гнейс. Обергургль. Тироль.
4. Тоналитовый гнейс (биотито-роговообманковый). Энгельванд, Этцталь, Тироль.
5. Гранулитовый гнейс. Росвейн в Саксонии.
6. Геллефлинта. Эребро. Швеция.
7. Лептит. Лонгбан. Швеция.
8. Двуслюдяной сланец. Симплонский тоннель. 7600 *м* от ю. портала.
9. Глинистый сланец силурийский. Христиания (содерж. углист. вещ.).

Щелочные сланцы

Сюда относятся глаукофановые и гастальдитовые сланцы; впервые глаукофановый сланец, соответствующий щелочной породе, был описан из Еловок в южно-Заозерской Даче на Урале; сюда же принадлежат и жадеитовые породы, так называемые жадеититы; разновидности этих последних, отличающиеся несколько большим содержанием извести и сравнительно незначительным содержанием глинозема, называют хлоромеланитами.

Что касается нефелино-эгириновых и рибеккитовых сланцев, которые описаны в Португалии, на Мадагаскаре и в некоторых других местностях, то их систематическое положение еще недостаточно ясно; возможно, что это лишь слабо видоизмененные, уже первоначально гнейсовидные, изверженные породы; гнейсовидное сложение и поло-

сатая структура, как известно, встречаются и даже иногда рѣзко выражены среди нефелиновых сиенитов.

Магнезиальные сланцы

Большим разнообразием отличаются кристаллические сланцы, состоящие целиком или существенным образом из магнезиальных силикатов. Эти породы распространены широко, встречаются часто, но не образуют таких значительных напластований, как гнейсы, слюдяные сланцы или филлиты. Часто эти сланцы приурочены к массивам габбро-пироксенито-перидотитовой формации, продуктами видоизменения которых они иногда и являются.

Сюда относятся тальковые, хлоритовые сланцы, горшечный камень, лиственит, некоторые змеевики, оливиновые, авгитовые, роговообманковые, актинолитовые сланцы, нефрит.

Многие из этих сланцев, в особенности те, которые заведомо произошли из диабазовых пород, объединяют иногда под названием зеленых сланцев (или празинитов). Полевой шпат в них альбит, цветные минералы—хлорит, эпидот, амфибол, иногда слюда; они часто содержат гранаты. Сюда же принадлежит и значительная часть тех метаморфических пород диабазового или габбрового состава, которые называют метабазитами.

Известковые сланцы

В тесном смысле слова сюда относятся эпидозиты и известковые филлиты, т. е. плотные глинистые или слюдяно-глинистые сланцы, богатые углекальциевой солью. Иногда сюда причисляют также такие по большей части массивные породы метаморфической формации, как гранатовые, скаполитовые, везувиановые, волластонитовые, малаколитовые породы. Некоторые из них скорее относятся к типу контактметаморфных образований.

Кварциты и кремнистые сланцы

Кварциты в некоторых случаях так тесно связаны с песчаниками, а кремнистые сланцы настолько определенно носят на себе следы органогенного происхождения, что их иногда относят к осадочным породам. Но вместе с тем, надо признать, что кварцитовые породы тесно связаны и с формацией кристаллических сланцев, в пределах которой они через слюдяные, серицитовые, альбитовые,

хлоритовые разности примыкают к слюдяным сланцам и гнейсам. Точно также и многие кремнистые сланцы, особенно более или менее сильно железистые, входят в состав кристаллических сланцев как геологически, так и по структурным особенностям.

Чистые кварциты иногда состоят целиком из кварца. Вторичный кварц цемента отличается своей свежестью от первоначальных кварцевых песчинок, богатых включениями и путем нарастания нового кварцевого вещества сливающихся с кварцевым цементом. Наряду с нормально зернистыми встречаются и прессованные разности с характерным линейным или плоскопараллельным строением. Путем статистического подсчета господствующего направления, по которому расположена в кристаллах кварца оптическая ось, можно определить направление, по которому вытянуто большинство кристаллов кварца, а, следовательно, и направление дислокационного давления, под которым они формировались (метод В. Шмидта).

В СССР особенно славятся кварциты западного побережья Онежского озера, как, например, темномалиновый шокшинский кварцит, известный под неправильным названием шокшинского порфира, а также серые кварциты других местностей этого района. Особый тип кварцитов и кремнистых сланцев составляют железистые кварциты, богатые магнитным и красным железняком, каковы породы Кривого Рога и своеобразные красные и черные сложно-узорчатые железистые кремнистые сланцы Верхнего озера в Северной Америке, где они известны под названием джаспилитов.

Полевошпатовые амфиболиты и пироксенолиты

Массивные, иногда слоистосланцевые амфиболоплагиоклазовые породы играют сравнительно большую роль в формации метаморфических пород. Залегая среди кристаллических сланцев, они производят впечатление интрузивных массивов. И в самом деле, химический облик этих пород во многих случаях указывает на их принадлежность к семейству габбро; однако среди них имеются и такие, химический тип которых соответствует мелафирам, эссекситам, габбросиенитам, тефритобазальтам, а также целый ряд особых типов, которые среди изверженных пород не встречаются.

Под названием трапповые или пироксеновые граулиты были описаны слоистосланцевые породы из формации гранулитов Саксонии, которые состоят из основного плагиоклаза и авгита и по химическому своему типу тоже принадлежат к группе габбро и ультраосновных габбро. Их следует причислить к сланцеватым амфиболитам и пироксенолитам.

Плагиоклазовые амфиболиты представляют большое разнообразие и внешнего облика, и минералогического состава, и химического состава. И если господствующий среди них тип — это породы габброидной магмы или диоритовой магмы, то, как указано ниже, встречаются среди них и совершенно другие типы. Разнообразие этих пород обусловливается еще и тем, что существуют совершенно массивные типы и типы более или менее резко сланцеватые; точно также такие примеси, как гранат, цоизит, хлорит, эпидот, обусловливают появление разновидностей. Существуют богатые гранатом амфиболиты, к которым примыкают и эклогиты.

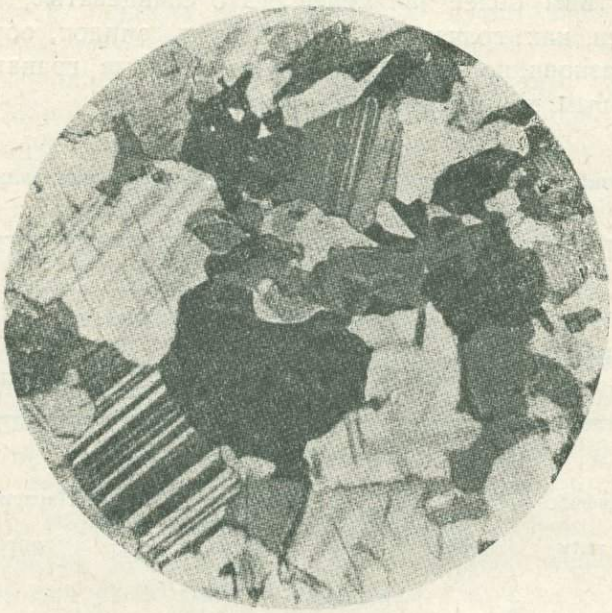
Классификация амфиболовых пород из формации кристаллических сланцев

Сложение	Существенные составные части						
	Амфибол	Амфибол и кварц	Амфибол и плагиоклаз	Амфибол и гранат	Амфибол, плагиоклаз и кварц	Амфибол и ортоклаз	Амфибол, ортоклаз и кварц
Массивное	Амфиболиты	Кварцевые амфиболиты	Парадиорит Амфиболовое парагаббро	Гранатовый амфиболит; с пироксеном. Эклогит	Парагранодиорит	Парасиенит	Амфиболовый парагранит
Сланцеватое и гнейсовое	Сланцеватые амфиболиты (амфиболовые сланцы)	Амфиболовые сланцы	Диоритовый гнейс	Гранатовый сланец	Амфиболовый плагиогнейс	Сиенитовый гнейс	Амфиболовый гнейс

Роговообманковые породы из формации кристаллических сланцев в сущности могут быть сведены к трем типам: 1) собственно роговообманковые породы, или амфиболиты (роговообманковая порода, актинолитовая порода), 2) полевошпатовые амфиболиты, распадающиеся на плагиоклазовые и ортоклазовые породы, 3) эклогиты, состоящие из омфацита, амфибола и граната; к ним можно еще присоединить кварцевые плагиоклазо-и ортоклазо-амфиболовые массивные породы. В результате можно дать следующую группировку амфиболовых пород из метаморфической серии, не считая глаукофановых и т. п. сланцев, которые отнесены нами к щелочным сланцам (см. таблицу).

Смысл термина парадиорит (фиг. 237) и т. п. уже указан в главе о диоритах.

Амфиболитам, т. е. роговообманковым породам, соответствуют среди пироксеновых такие известковопироксеновые породы, как малаколитовые породы, так называемый эрлан и некоторые другие.

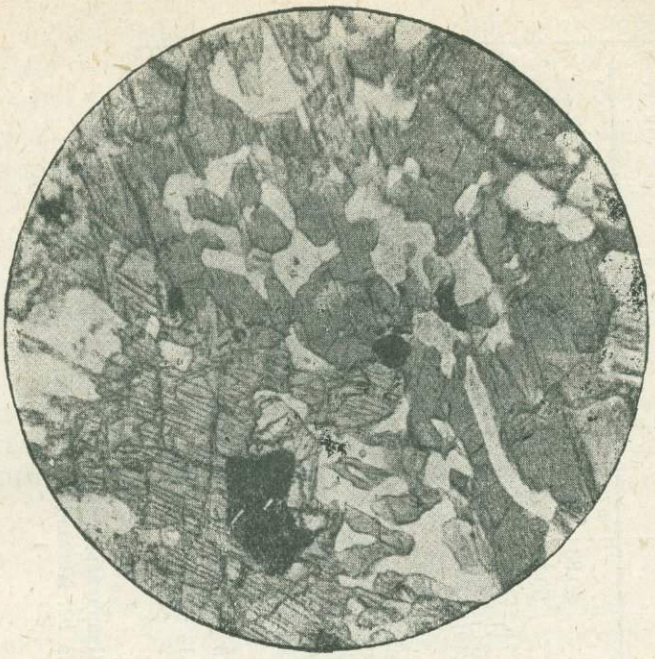


Фиг. 237. Полевошпатовый амфиболит. Кучное расположение полевого шпата. Каратау, Султан Уиз-Даг (по И. А. Преображенскому)

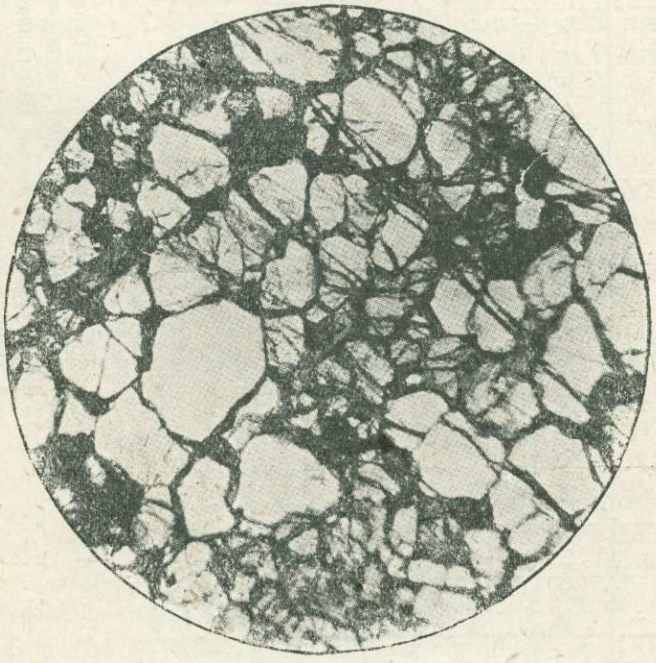
В генетическом отношении можно различать два типа полевошпатовых амфиболитов: 1) породы, образовавшиеся путем перекристаллизации в твердом состоянии изверженных, иногда и осадочных пород, т. е. настоящие представители формации кристаллических сланцев — это п а р а-а м ф и б о л и т ы; 2) амфиболиты, образовавшиеся из осадочных пород (по преимуществу известняков) путем гидрохимического метаморфизма—это м е т а-а м ф и б о л и т ы.

Резкое гломеробластическое строение, микрогранитовая [1]), роговиковая, роговиково-порфировая структура и разные случаи аномальных порфировидных структур характеризуют первый тип, т. е. настоящие полевошпатовые амфиболиты из формации метаморфических пород.

[1]) В двух модификациях: массивной и полосатой, с чередованием полевошпатовых и амфиболовых слоев.



Фиг. 238. Пойкилитовые вростки кварца в амфиболе. Гранатовый амфиболит у дер. Прянишниковой на р. Тагиле.



Фиг. 239. Гранатовая порода с роговой обманкой и магнетитом на р. Тагиле на Урале (из серии амфиболито-эклогитовой)

Химический состав полевошпатовых амфиболитов

№	SiO^2	TiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	Пот. при прок.	Прочее	Сумма	Магматическая формула RO : SiO^2	α	β	R^2O:RO	Какой породе соответствует
1	48,30	1,25	16,55	2,51	6,84	сл.	7,05	12,01	2,86	0,76	1,70	—	99,83	3,03 : 4,52	1,5	99	1 : 9	Габбро
2	52,06	0,61	17,76	2,81	5,77	—	7,32	9,46	2,24	1,51	0,21	—	99,75	2,5 : 4,51	1,64	77	1 : 8,3	Габбро
3	51,33	1,02	17,82	1,64	7,67	—	4,17	8,01	4,69	1,26	1,02	P^2O^5—0,74 SO^3—0,27 CO^2—0,40	100,05	2,16 : 4,62	1,79	78	1 : 3,5	Мелафиры
4	48,77	0,88	18,74	7,21	3,43	—	6,00	9,47	3,24	1,13	1,04	—	99,91	1,9 : 3,55	1,45	81	1 : 5,7	Тефритобазальты
5	50,00	0,82	18,80	2,57	5,51	0,18	4,63	10,65	4,46	1,18	1,00	S – 0,03 CO^2—0,10 Cl – 0,10	99,97	2,3 : 4,29	1,59	78	1 : 4	Диабаз
6	52,17	1,24	16,99	2,17	5,82	—	6,41	9,35	2,61	1,42	1,40	SO^3—0,31 CO^2 0,30	100,19	1,79 : 3,34	1,39	85	1 : 6,8	Особый тип
7	56,73	—	25,53	0,13	4,15	—	1,78	4,81	4,46	1,02	0,77	—	99,40	1,29 : 4,07	1,87	57	1 : 2,7	Особый тип
8	46,61	0,40	16,62	2,51	13,30		7,20	7,43	1,73	0,80	2,3	J — 0,13	99,24	3,20 : 4,70	1,57	90	1 : 1,3	Габбро
9	47,62	1,42	14,59	2,33	10,89	0,29	8,53	7,07	2,77	1,17	2,50	CO^2 — 0,13	99,92	3,55 : 5,14	1,57	88	1 : 8,5	Диабазовая магма

Примечания: № 1. Габброидный амфиболит из Оппенау в Шварцвальде
№ 2. Плотный пироксеновый амфиболит (Febren bei Neustadt). Шварцвальд.
№ 3. Сланцевый амфиболит (Kirschhäuser Tal)
№ 4. Диоритоподобный амфиболит (Süldner)
№ 5. Амфиболит с. С. Урала, происшедший из известняка
№ 6. Сланцеватый амфиболит (Gorxheim bei Weinheim)
№ 7. Парадиорит с Лийевки по р. Тагилу
№ 8 Амфиболит из Саксонии (Mitweidat) улиг
№ 9. Амфиболит из Енисейского округа; среднее, Мейстер

Среди порфировидных типов метаморфических пород, в частности и среди полевошпатовых амфиболитов, встречаются такие, которые должны быть названы аномально порфировидными. Эти аномальные случаи характеризуются тем, что присутствуют вкрапленники там, где в нормальной изверженной породе их не должно быть, или, наоборот, вкрапленники отсутствуют там, где в изверженной породе они должны были бы быть на лицо. Примерами могут служить амфиболит из Кифгейзера с крупными выделениями зеленой роговой обманки и основной массой анамезитового строения, из свежих плагиоклазов или амфиболит из Камека в Вальдфиртале, кристаллически-зернистый с преобладанием амфибола над плагиоклазом (ок. 60%), но без вкрапленников, хотя эвтектика находится около 50% амфибола.

Химический состав и химический облик этих пород может быть иллюстрирован следующими примерами (см. таблицу на стр. 522).

Эклогиты

Эклогиты представляют группу массивных (изредка сланцеватых) пород, характерных для глубинной зоны абиссометаморфических комплексов пород. Это полнокристаллические, нередко крупнокристаллические породы, существенными составными частями которых являются красные гранаты и зеленый омфацит из пироксенов или зеленые амфиболы (смарагдит) и др.; поэтому иногда различают омфацитовые и амфиболовые эклогиты. По химическому составу эклогиты соответствуют габбро, в некоторых случаях уклоняясь в сторону очень основных рудных габбро или наоборот в сторону габбросиенитов, но в большинстве случаев они отвечают нормальному габбро. Если произвести пересчет химического анализа на минералогический, то получается в значительном количестве плагиоклаз очевидно потенциальный; в нижеприведенном анализе 56% потенциального полевого шпата. Эклогиты представляют более плотную фацию чем габбро, следовательно при метаморфизации габбровых пород на глубине, на основании закона объемов, получаются эклогиты, в которых щелочная составная часть полевых шпатов входит в состав пироксенов, благодаря чему эклогиты и характеризуются сравнительно богатыми щелочами пироксенами—омфацитом.

Наиболее глубинная зона метаморфизации характеризуется эклогитами; поэтому можно говорить об эклогитовой зоне как глубинной зоне литосферы. Некоторые авторы считают, что эклогиты являются магматическими породами, т. е. образуются из габбровой (базальтовой) магмы на той глубине, где царит высокое гидростатическое давление—взгляды Фермора, а позднее Эсколы. В таком случае базаль-

товая магма должна быть рассматриваема как продукт плавления эклогитов при ослаблении давления. Этот взгляд встречает возражения со стороны Дэли и других на основании данных сейсмологии, гравитационных наблюдений и т. п. К такому толкованию эклогитов быть может следует присоединить и взгляды Федорова и Стратановича на авгитогранатовые породы Богословского округа на С. Урале, которые другие петрографы считают за породы контактметаморфические.

Химический состав эклогита из Фихтельгебюрге (Unterpferd)

SiO^2	50,42%
TiO^2	0,46
Al^2O^3	18,40
Fe^2O^3	0,94
FeO	5,77
MnO	сл.
MgO	10,77
CaO	11,00
Na^2O	2,80
K^2O	0,13
	100,64

По магматической характеристике

$$3{,}11\ RO\ R^2O^3\ 4{,}5\ SiO^2$$
$$R^2O : RO = 1 : 11$$
$$\alpha = 1{,}47$$

отвечает габбро, содержит 56,2% потенциального полевого шпата.

Несиликатные члены формации кристаллических сланцев

Эта группа обнимает мрамора, железистые породы и наждаковую породу.

Конечно, не все мрамора входят в состав формации кристаллических сланцев и существуют такие мрамора, для которых может быть установлена перекристаллизация гидрохимическим путем, не на большой глубине. Существуют также мрамора, которые приходится рассматривать, как образования пирогенные. Но значительное число мраморов так тесно связано геологически с формацией кристаллических сланцев, что приходится допустить общность их происхождения. Мрамора как кальцитовые, так и доломитовые, содержат иногда в виде примеси такие минералы, которые тоже указывают на метаморфическое их происхождение, каковы серицит, биотит, скаполит, лучистый камень, мусковит, гранат, волластонит, везувиан, не считая

кварца, ортоклаза, плагиоклаза, которые образуются в мраморах и гидрохимическим путем.

Самые глубинные мрамора массивны и обладают равномернозернистой структурой; те из них, которые залегают в менее глубоких зонах метаморфизации, являются грубо пластовыми и иногда обнаруживают наклонность к сланцеватости: при заметном количестве пластинчатых минералов, например, серицита, получается лепидобластическая структура. В мраморах с неравномернозернистой структурой имеется два типа: псевдопорфировый и слоистый, в котором чередуются полосы или выклинивающиеся слои более крупнозернистые и более мелкозернистые.

Железистые породы обнимают два типа: магнетитовые породы и железослюдковые, так называемые итабириты. Первые состоят из магнетита, вторые из железной слюдки. Третий тип это кремнистые красные железняки и железистые кварциты, состоящие из красного железняка и кремнезема в разных пропорциях, особенно характерны джаспилиты Верхнего озера в Северной Америке и рудные кварцитовые породы Кривого Рога в Южной части СССР; сложение или массивное, или слоистосланцеватое. Второстепенные составные части и примеси иногда довольно многочисленны, иногда почти отсутствуют. Можно назвать апатит, рутил, титанит, ильменит, затем гранат, амфиболы, пироксены, полевые шпаты, слюды.

Наждаковые породы, из которых особенно существенны мелкозернистые, частью массивные, частью грубосланцеватые породы Малой Азии, островов Наксоса и Самоса, состоят из корунда с магнетитом и содержат довольно многочисленные примеси: пирит, рутил, слюду, ставролит, дистен, шпинели, гематит и другие.

Наждак состоит приблизительно на $^2/_3$ из корунда и на $^1/_3$ из магнетита и других примесей; окрашен в серый, синеватый или черный цвет, залегает в виде залежей и жил среди мраморов, слюдяных и хлоритовых сланцев.

Химический состав может быть иллюстрирован следующим примером:

SiO^2	3,23%
Al^2O^3	66,16
Fe^2O^3	24,27
FeO	3,48
MnO	0,25
CaO	1,62
MgO	0,38
H^2O	0,37

ПРИЛОЖЕНИЯ

1. Техническая оценка естественных строительных камней

Механическая и климатическая стойкость строительного камня определяется, с одной стороны, минералогическим, иногда и химическим составом, особенностями структуры и плоскостями раскола, с другой—испытанием временного сопротивления сжатию в сухом и в насыщенном водою, соотоянии; измерением, сопротивления повторному замораживанию, изнашиваемости (т. е. сопротивления стиранию), пористости и коэффициента насыщения водой, т. е. размягчения в воде.

Изложение методов технического испытания горных пород не входит в задачи этой книги; мы ограничимся лишь краткими общими сведениями фактического характера для главнейших групп строительных камней.

1. Признаки состава, структуры и степени выветрелости.

Граниты. Благоприятными признаками являются: свежесть полевого шпата, сравнительно незначительное содержание слюды, высокое содержание кварца, отсутствие серного колчедана, равномернозернистое, мелкокристаллическое или среднезернистое сложение, синдетическое [1]) расположение кварца, редкое расположение трещин параллелепипедальной отдельности. Наоборот, неблагоприятны: выветрелость полевого шпата, значительное содержание слюды и невысокое содержание кварца, диспергентное [1]) его расположение, крупнозернистое или грубопорфировидное сложение, присутствие более или менее заметного содержания пирита, шаровая или неправильно-полиэдрическая отдельность.

Габбро и габбродиабазы. Благоприятными признаками следует считать свежесть полевого шпата, высокое содержание ро-

[1]) Синдетическим Гиршвальд называет такое расположение, когда все кварцевые зерна, или по крайней мере значительная их часть, связаны между собой, а диспергентным, когда зерна расположены отдельными изолированными неделимыми.

говой обманки или пироксена и отсутствие серпентинизации или хлоритизации этих составных частей, а также отсутствие пирита; в структурном отношении—то же, что указано для гранитов.

Базальты. Благоприятными признаками являются: преобладание авгита и невысокое содержание или отсутствие оливина, отсутствие или незначительное содержание стекловатого базиса, а, следовательно, микрокристаллическая структура, темная окраска, гладкая поверхность излома, отсутствие зернистой или пластинчатой отдельности, крупная пластовая и поперечная отдельность или хорошая призматическая отдельность (это особенно пригодно для брусчатой мостовой). Наоборот, преобладание полевого шпата, большое содержание оливина или стекла, присутствие нефелина, неравномерное зернистое сложение, серая окраска и в особенности белые звездчатые пятна (солнечный загар) являются признаками неблагоприятными.

Приблизительно таковы же признаки для андезитов и трахитов; в этих породах следует кроме того избегать значительного содержания слюды и напротив отдавать предпочтение высокому содержанию роговой обманки или пироксена, а в трахитах неблагоприятным признаком является также пористость.

Кварцевые (фельзитовые) порфиры. Высокое содержание кварца и незначительное содержание слюды, отсутствие пирита, свежесть полевого шпата, микрокристаллическое или плотное афанитовое сложение, гладкий или занозистый излом, свежесть на изломе (не должен чертиться ножом), грубопластовая и крупнопараллелепипедальная отдельность. Следует избегать более или менее разрушенной основной массы, которая чертится ножом и издает запах глины, а также выветрелых вкрапленников полевого шпата, содержания пирита, неправильной, шаровой или тонкопластинчатой отдельности.

Гнейсы. Что касается минералогического состава, то требования, предъявляемые к гнейсам, те же, что и к гранитам; но, принимая во внимание невыгодные особенности гнейсовой структуры, приходится отдавать предпочтение тем породам, в которых гнейсовый характер не очень резко выражен и которые обладают не очень тонкой пластовой отдельностью и плоскими гладкими плоскостями слоистости.

Кровельный сланец (филлит). Темная окраска, сероватo-черная или синевато-черная, не совершенно гладкие, а слегка узловатые поверхности излома по сланцеватости, серебристый отлив на плоскостях сланцеватости, значительная твердость и резкий звон при ударе свидетельствуют о благоприятных особенностях структуры и состава, а эти последние выражаются в значительном содер-

жании слюды, которая должна быть расположена связными, иногда волнообразно извивающимися полосами, в отсутствии пирита и иногда в высоком содержании кремнекислоты. Матовая черная окраска неблагоприятна, так как свидетельствует о значительном содержании битуминозных веществ.

Известняки. Для мрамора хорошими признаками являются: равномернозернистое мелко- или среднекристаллическое строение, плотное сложение (в отсутствии мелкой пористости легко убедиться, если капля чернила, смытая через несколько минут, не оставляет заметного пятна на отполированной поверхности), отсутствие пирита, в особенности мелкорассеянного и придающего породе серую или синеватую окраску, отсутствие прослоек змеевика, слюды и т. п. минералов, более или менее значительная мощность пластов, крупная отдельность, отсутствие тонкопластинчатой слоистости и неправильных случайных трещин.

Для плотных известняков и доломитов: микрокристаллическое или плотное сложение, светлая окраска (белый, желтоватый, сероватый, зеленоватый или красноватый цвет) и отсутствие пирита, более или менее блестящая тонкозанозистая поверхность излома. При испытании значительная твердость; отсутствие пористости обнаруживается в незначительном изменении твердости и сопротивления *сжатию в насыщенном водою состоянии*; *отсутствие глинистого* запаха; излом и слоистость, как у мрамора. Иногда довольно стойкими оказываются и пористые, и оолитовые или богатые окаменелостями плотные известняки, если они обладают мелкокристаллическим строением.

Песчаники. В хороших песчаниках песчинки должны быть исключительно или почти исключительно кварцевые, лишь с незначительной примесью отдельных зерен свежего полевого шпата, иногда немного глауконита и слюды; цемент между зернышками кварца кварцевый, придающий им особый блеск, в порах цемент или кварцевый, или более или менее сильно окремненный. Контактный цемент между песчинками карбонатный, глинистый, глауконитовый и т. п., значительно понижает достоинства песчаников и может сделать их непригодными; напротив, при кварцевом цементе в контакте между зернами, цемент, выполняющий поры, может быть и глинистым, и карбонатным и т. п. без значительного ущерба; отсутствие резкого плоскопараллельного сложения и тонкой слоистости. Карбонатный цемент непригоден для подводных сооружений или для таких, которые подвергаются действию воды или дымовых газов.

2. Технические испытания [1]). Сопротивление сжатию (раздавливанию).

Необходимо несколько испытаний кубиков, вырезанных по разным направлениям, особенно в породах слоистых; кубики должны быть выпилены, а не обтесаны.

Пределы колебаний крепости главнейших строительных камней могут быть иллюстрированы следующими числами (так называемый коэффициент временного сопротивления сжатию или раздавливанию) (в *кг* на 1 *кв. см*):

	Очень прочные	Прочные	Средние	Слабые
1. Граниты	2300—3700	1600—2200	1000—1500	600— 900
2. Порфиры	2500—3500	1800—2400	1200—1700	500—1100
3. Базальты	3500—4500	2800—3400	1300—2400	800—1200
4. Песчаники	1500—2200	900—1400	500— 800	250— 400
5. Известняки . . .	2000—2500	1200—1900	800—1000	200— 700
6. Мраморы	1500—2000	1200—1400	900—1100	300— 800

В настоящее время испытание на раздавливание нередко заменяется или дополняется испытанием на разрыв или изгиб (излом). Для испытания на изгиб применяются призмы длиной 12—22 *см* квадратного сечения со стороной в $1^1/_2$—2 *см*; расчет производится по формуле $\frac{3Pl}{2bh^2}$, где P — давление в *кг*, l — расстояние между опорами, b — основание прямоугольного сечения призмы, h — высота его в *см*.

Пористость. Непосредственное определение пористости состоит в сопоставлении удельного веса куска породы δ с удельным весом ее порошка γ. Коэффициент пористости $P = \frac{(\gamma - \delta)\,100}{\gamma}$.

Косвенно о пористости можно судить по впитыванию воды — сравнение веса кусков, отбитых от породы и высушенных при 50°, и тех же кусков, после максимального поглощения ими воды, если их сохранять некоторое время в воде.

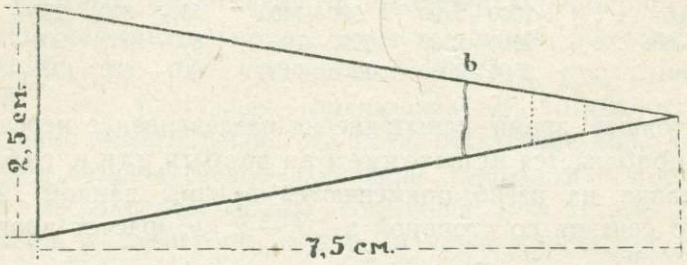
Коэффициент насыщения водою S показывает отношение между весом воды, впитанной, как указано выше, при обыкновенном давлении и медленном погружении — это W_1 (и в пустоте), а затем под давлением в 15 атм. — это W_2, след., $S = \frac{W_1}{W_2}$.

[1]) Н. Яхонтов. Инструкция для испытания каменных строительных материалов и вяжущих веществ. Материалы для изучения естественных производительных сил России. № 48. Каменные строительные материалы; сборник второй, стр. 97. Изд. Акад. Наук, 1924 г.

С точки зрения морозоупорности важно, чтобы коэффициент насыщения не превышал 0,8. Дело в том, что если поры заполнены водой больше, чем на девять десятых, вода при замерзании будет давить на их стенки и разрывать породу; с некоторым запасом берут поэтому предельную величину этого коэффициента в 0,8.

Морозоупорность определяется путем двадцатипятикратного замораживания, в специальном ящике Белелюбского или в специальной холодильной машине, где испарением углекислоты достигаются низкие температуры до—35° С.

Размягчение в воде. Коэффициент размягчения η получается от деления сопротивления сжатию в сухом состоянии на сопротивление в состоянии насыщенном водою, т. е. $\eta = \frac{К\ влажн.}{К\ сух.}$. Кристаллические породы обыкновенно не размягчаются вовсе или лишь



Фиг. 240. Способ простого определения коэффициента размягчения. (По Гиршвальду)

слабо размягчаются; сильно размягчаются породы с более или менее значительным содержанием глины.

Для песчаников и вообще для пород, у которых может быть более или менее значительное размягчение, можно пользоваться следующим простым опытом: приготовив из песчаника, параллельно слоистости, несколько клиньев (например, 4 или 6) показанной на фиг. 240 формы, с углом клина около 20°, половину из них держат четыре дня в воде, а затем отламывают острый кончик пальцами на сухих и на влажных образцах и измеряют длину последнего излома b; отношение длины b в сухом виде к длине b_1 во влажном и является коэффициентом размягчения. Например, в группе песчаников эта величина $\frac{b}{b_1}$ у чисто кварцевых песчаников 0,75—0,85, у сильно окремненных 0,66, у частично окремненных 0,57, у песчаников без заметного окремнения 0,44. Этот же метод может быть применен и к известнякам: в виду их плотности требуется сохра-

нение клиньев в воде в течение 8 дней. Для известняков в среднем получены следующие числа: если известняк вполне кристалличен — 0,85, если кристаллические составные части преобладают над аморфными — 0,75, если преобладают аморфные участки — 0,6; наконец, у аморфных известняков — 0,5.

Присутствие карбонатов в породе, например, в песчаниках, обнаруживается вскипанием с кислотой.

Камень, применяемый для брусчатой мостовой или в виде шоссейного щебня, требует еще испытания на изнашивание (стирание). Существуют различные методы для определения степени изнашиваемости; самый обыкновенный — это шлифование наждаком на горизонтальной вращающейся чугунной доске под давлением в 30 *кг*. Этим путем были получены следующие числа: при 440 оборотах на круге диаметром в 25 *см* (след., длина всего пройденного камнем по наждаку пути 650 *м*) с 400 *г* наждака с острова Наксоса, № 3 (изнашивание показано в *мм*):

	Очень твердый	Твердый	Средний	Мягкий
Гранит	0,9—1,1	1,2—1,4	1,6—1,8	2,2— 2,6
Порфир	0,7—0,9	1,0—1,2	1,4—1,6	1,8— 2,4
Базальт	0,8—1,0	1,1—1,3	1,5—1,7	1,9— 2,9
Кварцит	0,5—0,7	0,8—1,2	1,3—1,6	1,7— 2,0
Песчаник	1,4—3,0	4,0—5,0	6,0—7,0	8,0—12,0
Известняк	2,8—4,0	5,0—6,0	7,0—8,0	9—11,0
Окремненный известняк	1,2—1,5	1,7—2,4	2,8—3,2	3,6— 4,0

Твердость горных пород, от которой и зависит ее изнашивание, по Розивалю может быть выражена по сравнению с твердостью корунда такими пределами для главнейших групп строительных камней (в процентах от твердости корунда):

Наиболее твердые граниты	7—8%	*от твердости*
Граниты	3— 7	корунда
Порфиры	3,4—10,2	
Порфириты и андезиты	1,5— 5	
Трахиты	2— 3,5	
Базальты	2— 3,9	
Кварциты	ок. 10,7	
Песчаники	0,7— 4,2	
Известняки	0,04— 0,5	

3. Климатическая стойкость

Климатическая стойкость важна не менее, а в некоторых случаях и более, чем механическая прочность. Вообще говоря кристаллические породы более стойки, чем стекловатые или аморфные, мелкокристаллические имеют преимущество перед крупнокристалли-

ческими. Для климатической стойкости важно равномерное зерно, отсутствие пор и трещин, отсутствие легко окисляющихся составных частей, каковы, напр., пирит, битуминозные вещества и т. п. Судить о климатической стойкости можно, помимо этих петрографических признаков, по старым постройкам, кладбищенским памятникам, по состоянию горной породы в естественных обнажениях и в каменоломнях, наконец путем специально поставленных опытов (действие кислот, солей, нагревания и т. п.). Для строительного камня имеет значение постоянство его окраски; судить об этом можно на основании коры выветривания в обнажениях и каменоломнях и лабораторными испытаниями: освещением ультрафиолетовыми и другими лучами, действием растворов, нагревания и т. п.

Наконец, во многих случаях требуется еще особое испытание на огнестойкость, т. к. многие породы, отличающиеся значительной механической прочностью и большой климатической стойкостью, легко растрескиваются от огня и в особенности от поливания водой при пожаре. Эти испытания производятся путем накаливания кладки испытуемого камня в особых печах и последующего поливания водой из пожарного рукава [1]). Определенных соотношений между огнестойкостью и петрографическими свойствами камней пока не указано.

II. Диаграмма В. Н. Лодочникова [2])

Для изображения химических типов изверженных пород на диаграмме мы воспользуемся следующим способом. Возьмем квадрат, разделенный диагональю на две половины, со стороною, равною 400 *мм* = 100%. Тогда всякая точка внутри этой половины сможет представить любой трехкомпонентный состав типа $a + b + c = 100\%$. В самом деле, возьмем, например, точку № 2 диаграммы. Проведя через нее мысленно прямую ||-но основанию квадрата, мы увидим, что она во взятой точке 2 разделилась на три отрезка: 1-ый отрезок от левой стороны квадрата до взятой точки равен $60^1/_2$ *мм*, 2-ой от взятой точки до диагонали равен 212 *мм*, и 3-й от диагонали и до правой стороны квадрата равен $127^1/_2$ *мм*. Этот же последний отрезок равен ординате взятой точки. Так как 100% = 400 *мм*, то

[1]) Humphrey. The fire resistive properties of various building materials.—Bull. U. S. Geolog. Survey № 376. 1909. (Краткое изложение: Ф. Левинсон-Лессинг. Об организации испытания на огнестойкость. Там же, где статья Яхонтова, но сборник первый. 1923).

[2]) Нижеследующее пояснение к диаграмме В. Н. Лодочникова написано им самим. Приношу В. Н. Лодочникову сердечную благодарность как за самую диаграмму, так и за пояснение к ней.

первый отрезок выразит $\frac{60^1/_2}{4} = 15^1/_8\%$, второй — $\frac{212}{4} = 53\%$ и третий — $\frac{127^1/_2}{4} = 31^7/_8\%$. Если магматическую формулу привести к виду $m\overline{RO}\ nR^2O^3\ pSiO^2$, где $m + n + p = 100\%$, то легко каждую породу представить в виде точки на диаграмме, условившись раз навсегда откладывать на месте 1-го отрезка величину m, на месте второго n и на месте третьего p.

Пусть нам надо изобразить состав габбро $2{,}6\,\overline{RO} : R^2O : 4{,}12\,SiO^2$. Приводим формулу к необходимому нам виду, т. е. пересчитываем сумму коэффициентов 2,6, 1 и 4,12 в формуле габбро на 100. Получим:

$$2{,}6\overline{RO} : R^2O^3 : 4{,}12SiO^2 = \frac{2{,}6}{2{,}6+1+4{,}12} \times 100\overline{RO} : \frac{1}{2{,}6+1+4{,}12} \times$$

$$\times 100R^2O^3 : \frac{4{,}12}{2{,}6+1+4{,}12} \times 100\,SiO^2 = 33{,}68\overline{RO} : 12{,}95R^2O^3 : 53{,}37SiO^2.$$

На нашей диаграмме мы можем брать отсчеты с точностью до $^1/_2$ *мм*, т. е. $\frac{100}{400} \times {}^1/_2 = {}^1/_8\%$, и потому представляем полученную формулу в виде $33{,}625\%\,\overline{RO} : 13{,}00R^2O^3 : 53{,}375\,SiO^2$. Берем ординату, равную коэффициенту при SiO^2, т. е. $53{,}375\% = 214{,}5$ *мм*, и абсциссу, равную коэффициенту $33{,}625\% = 134{,}5$ *мм* при RO; полученная точка № 14 диаграммы и выразит формулу габбро.

Еще один пример. Пусть нам необходимо изобразить чистую магнетитовую породу. Формула ее $\overline{RO} : R^2O^3$, т. е. $50\%\,RO : 50R^2O^3 : O\%SiO^2$. Взяв опять сначала ординату $O\%$, мы останемся на основании квадрата; отложив на нем абсциссу, равную коэффициенту 50% при RO, т.-е. половину стороны квадрата, получим искомую точку № 1.

Таким путем и нанесены на диаграмму все типы магм классификационной таблицы из книги „Петрографические таблицы“ (см. список литературы).

Из способа отложения и принятого порядка расположения (он указан на правой половине квадрата выражением $m\overline{RO} : nR^2O^3 : pSiO^2$, т. е. откладываем всегда в определенной последовательности сначала m, затем n и, наконец, p) видно, что чем меньше в породе SiO^2, тем ниже располагается точка; чем больше RO, тем она должна быть правее, и что точкам, ближе всего расположенным к диагонали, отвечают породы с наименьшим содержанием R^2O^3. Точки на правой половине квадрата ничего не выражают, и здесь мы отмечаем все относящееся до изображенных на левой половине точек. Кроме того, оставляя правую половину, мы видим нагляднее как соотношение между m, n и p, так и между суммою $(m + n)$ и p.

На диаграмме проведено несколько лучей из левой верхней вершины квадрата. Каждый такой луч дает геометрическое место точек — магматических типов, в которых отношение $\overline{RO} : R^2O^3$ есть величина постоянная. Для построения какого-либо из этих лучей, например, такого, в котором $\overline{RO} : \overline{R^2O^3} = 1{,}5 : 1$, выбираем на основании квадрата точку с абсциссой, равной $400 \times \frac{1{,}5}{1{,}5+1} = 120$ *мм*, и соединяем ее прямою с левой вершиной квадрата. На проведённом луче, как видно из диаграммы, точно располагаются типы магм 8, 25, 28 и 32, в которых, стало быть, отношение $\overline{RO} : R^2O^3$ равно 1,5 : 1 [1]). Проведенными на диаграмме лучами мы разделили, таким образом, все поле диаграммы на отдельные участки, соответствующие вертикальным столбцам таблицы-ключа (см. Ф. Левинсон-Лессинг и Д. Белянкин, Петрографические таблицы, 1915, между стр. 116 и 117) с небольшим видоизменением (вместо столбца 1,5 : 1 до 1,9 : 1 проведен участок 1,5 : 1 до 2 : 1 и т. д.). Соединив вершины левого треугольника квадрата с серединами противоположных сторон этого треугольника, мы разобьем все поле диаграммы на участки, в каждом из которых существует определенное (обозначенное на диаграмме) соотношение между $\overline{RO}$, R^2O^3 и SiO^2. Из диаграммы сразу же усматривается, что почти во всех породах $SiO^2 > \overline{RO} > R^2O^3$, и только в небольшой группе гиперосновных пород соотношение меняется на $\overline{RO} > SiO^2 > R^2O^3$. Порода № 2 (кыштымит) представляет собою, как видим, уникум. Кроме того, из диаграммы легко усматривается, что все почти типы укладываются на проведенных из левой вершины квадрата лучах, в особенности, если провести несколько промежуточных.

На диаграмме, кроме того, проведены линии равной кислотности. Последняя выражается коэффициентом $\alpha = \frac{2p}{m+3n}$. Положим $\alpha = 3{,}5$ и найдем соответствующую прямую диаграммы. Отыскиваем крайние точки этой прямой, одна из них будет та, где $m = 0$, другая крайняя точка будет отвечать $n = 0$, т. е. будем иметь для первой точки:

$3{,}5 = \frac{2p}{0+3n}$, откуда $n = \frac{2p}{3{,}5 \times 3} = \frac{2p}{10{,}5}$; но $m + n + p = 0 + \frac{2p}{10{,}5} + p = 100\%$, откуда $p = 84\%$ и $n = 16\%$; для второй крайней точки, т. е. положив $n = 0$, получим $3{,}5 = \frac{2p}{m+3 \times 0}$; $m = \frac{2p}{3{,}5}$ $m + n + p = \frac{2p}{3{,}5} + 0 + p = 100\%$, откуда $p = 63{,}63\%$ и $m = 36{,}37\%$.

---

[1]) А если пожертвовать точностью до $^1/_3\%$, то сюда же попадут и породы 22, 27, 32а, 25, 32в и 36.

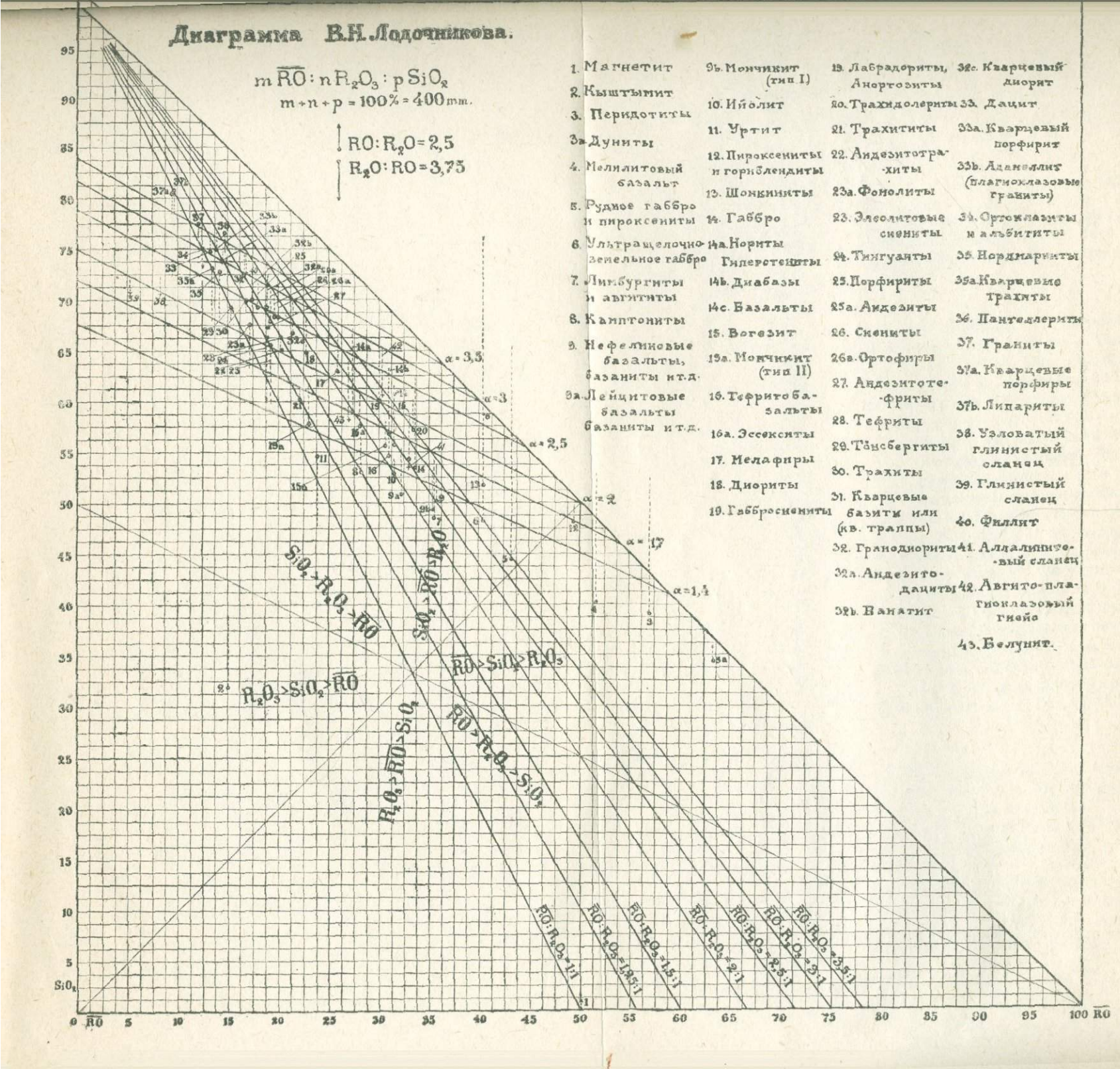
Остается теперь нанести обе точки $0+16+84$ и $36{,}37+0+63{,}63$ на диаграмму и соединить их прямой (верхняя прямая диаграммы). На диаграмме проведено шесть таких прямых. Любая точка на каждой из них в отдельности, начиная сверху вниз, имеет коэффициент кислотности соответственно 3,5; 3; 2,5; 2; 1,7 и 1,4. Все поле диаграммы разделилось таким образом на участки, соответствующие (опять-таки с небольшим изменением) отдельным строчкам таблицы-ключа.

Для полной характеристики породы, кроме магматической формулы, необходимо еще знать отношение $R^2O : RO$. Это отношение мы приводили к такому виду, где предыдущий или последующий его члены равны единице. На диаграмме эти отношения выражены в виде вертикальных отрезков, направленных вверх (если $RO > R^2O$) или вниз (если $RO < R^2O$) от точки, выражающей породу. Масштаб отрезков выбран так, что каждой единице отношения соответствует четыре миллиметра. Возьмем, напр., камптонит--точка № 8—в котором это отношение равно $R^2O : RO = 1 : 4{,}1$. Так как $R^2O < RO$, то пунктирный отрезок направлен вверх на длину $4{,}1 \times 4 = 16{,}4 \backsimeq 16\frac{1}{2}$ *мм.* Для гранита № 37 имеем $R^2O : RO = 1{,}4 : 1$, и отрезок, следовательно, должен быть направлен вниз на $1{,}4 \times 4 = 5{,}6 \backsimeq 5{,}5$ *мм.* Если отношение равно 1:1, то отрезок не проводится (№ 22) и, наконец, указывается только направление, если отношение $R^2O : RO$ равно нулю (№ 1, № 3а) или бесконечности (№ 34).

Диаграммою очень удобно пользоваться для определения пород и сравнения их между собою. Возьмем, напр., породы 18 (диорит), 16а (эссексит) и 14 (габбро). Все эти три точки располагаются почти на одной прямой (по неисправленным данным таблиц они точно приходятся на одну прямую). Это указывает на то, что № 16а может быть составлен из № 18 и № 14, и при том в равной почти пропорции, так как № 16а почти делит пополам прямую 18—14. Если бы на диаграмме не было вертикальных прямых, дающих отношение $R^2O : RO$, то породу с полным правом можно было бы назвать габбро-диоритом. Приняв, однако, во внимание вертикальные отрезки, мы заметим, что концы их у 18, 16а и 14 не укладываются на одну прямую даже с очень грубым приближением. Если соединить верхние концы отрезков у №№ 14 и 18, то конец № 16 окажется далеко ниже этой прямой, т. е. эссексит содержит гораздо больше щелочей R^2O, чем это требуется для породы, промежуточной между габбро и диоритом. Исходя из тех же соображений можно сказать, что норит № 14а также не может быть назван габбро-диоритом, ибо, наоборот, в нем больше щелочных земель, чем это требуется для такой промежуточной породы. Если обратиться теперь к № 43,

породе, названной Spurr'ом белугитом, то из диаграммы сразу же увидим, что она вполне отвечает габбро-диориту, — помещаясь несколько ниже прямой, соединяющей габбро и диорит, она имеет и вертикальный отрезок, промежуточный между таковыми же у двух первых пород (по данным таблиц совпадение почти совершенно точное—2 ч. диорита + 1 ч. габбро). Не отличаясь никакими ни минералогическими, ни структурными особенностями, порода и не заслуживает особого названия.

На диаграмме, кроме № 43, отмечено еще несколько пород, не входящих в таблицу магматических типов; № 38 и № 39 отвечают глинистым сланцам, и на диаграмме сразу же видно их особое положение в отношении пород изверженных. Наоборот, кристаллические сланцы изверженного происхождения № 41 (аллалинитовый сланец) и № 42 (авгитоплагиоклазовый гнейс) — сразу же обнаруживают свою истинную природу, находясь рядом с габбро № 14 и габбросиенитом № 19. Филлит № 40 почти в точности совпадает с гранодиоритом № 32, но это получилось только потому, что на диаграмме окись калия не находит себе отдельного выражения, а как раз в филлите № 40 его гораздо больше, чем это допустимо для гранодиоритовой магмы.



1. Магнетит
2. Кыштымит
3. Перидотиты
3a. Дуниты
4. Мелилитовый базальт
5. Рудное габбро и пироксениты
6. Ультращелочно-земельное габбро
7. Лимбургиты и авгититы
8. Камптониты
9. Нефелиновые базальты, базаниты и т.д.
9a. Лейцитовые базальты базаниты и т.д.
9b. Мончикит (тип I)
10. Ийолит
11. Уртит
12. Пироксениты и горнблендиты
13. Шонкиниты
14. Габбро
14a. Нориты Гиперстениты
14b. Диабазы
14c. Базальты
15. Вогезит
15a. Мончикит (тип II)
16. Феррито-базальты
16a. Эссекситы
17. Мелафиры
18. Диориты
19. Габбросиениты
19. Лабрадориты, Анортозиты
20. Трахидолериты
21. Трахиты
22. Андезито-трахиты
23a. Фонолиты
23. Элеолитовые сиениты
24. Тингуаниты
25. Порфириты
25a. Андезиты
26. Сиениты
26a. Ортофиры
27. Андезито-тефриты
28. Тефриты
29. Тенсбергиты
30. Трахиты
31. Кварцевые базиты или (кв. траппы)
32. Гранодиориты
32a. Андезито-дациты
32b. Нанатит
32c. Кварцевый диорит
33. Дацит
33a. Кварцевый порфирит
33b. Аданеллит (плагиоклазовые граниты)
34. Ортоклазиты и альбититы
35. Нордмаркиты
35a. Кварцевые трахиты
36. Пантеллериты
37. Граниты
37a. Кварцевые порфиры
37b. Липариты
38. Узловатый глинистый сланец
39. Глинистый сланец
40. Филлит
41. Аллалинито-вый сланец
42. Авгито-плагиоклазовый гнейс
43. Белунит.

III. Литература

(Этот перечень не преследует цели дать полный список сочинений по петрографии; его задачей является лишь указать некоторые сочинения для тех, кто пожелал бы подробнее ознакомиться с тем или иным отделом петрографии)

I. Общие сочинения

F. Zirkel. Lehrbuch der Petrographie. 1894.

H. Rosenbusch-A. Osann. Elemente der Gesteinslehre. 1923.

J. de Lapparent. Leçons de pétrographie. 1924.

В. Лучицкий. Петрография. 2-е изд. 1924.

Ф. Левинсон-Лессинг. Успехи петрографии в России. Изд. Геолог. Ком. 1923.

Lexique Pétrographique, préparé par M. F. Loewinson-Lessing. Изд. Париж. Междунар. Геолог. Конгресса (Compte rendu de la VIII session du Congrés Géologique International. Paris 1900. На немецк. яз. F. Loewinson-Lessing. Petrographisches Lexikon 1893 и Supplement 1898. В скором времени выйдет этот лексикон на русск. яз., дополненный за время 1900—1930 г. (Изд. Инст. Геолог. Карты).

A. Holmes. The Nomenclature of Petrology. London. 1920.

A. Fay. A. Glossary of the mining and mineral industry. Washington. 1920.

H. Washington. Chemical analyses of igneous rocks. U. S. Geolog. Survey, Professional Paper 99. Washington. 1917.

И. Лукашевич. Жизнь горных пород. 1909.

H. Boeke-Eitel. Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie. Berlin 1923.

A. Holmes. Petrographic methods and calculations. 1921.

Ф. Левинсон-Лессинг и Д. Белянкин. Петрографические таблицы. 4-ое изд. 1931.

З. Немова. Сборник химических анализов русских горных пород под ред. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. Труды Геол. Ком. 1930.

F. Behrend und G. Beck. Chemische Geologie. 1927.

II. Изверженные породы

C. W. Brögger. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets I-IV 1894—1924.

H. Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 4-е изд. 1907.

J. Iddings. *Igneous Rocks*. T. I, 1909; T. II 1913.

R. Daly. Igneous Rocks and their origin. 1914.

(Одна часть имеется на русск. яз. в переводе А. П. Герасимова: „Магматические породы").

P. Niggli. Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. 1920.

Ф. Левинсон-Лессинг. Исследования по теоретической петрографии (Труды Спб. Общ. Ест. 1898).

S. Shand. Eruptive rocks.

J. Vogt. Die Silicatschmelzlösungen. I-1903; II-1904.
J. Vogt. The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks 1908—1931.
A. Harker. The natural history of igneous rocks. 1909.
А. Заварицкий. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. 1926.
N. Bowen. The evolution of the igneous rocks. 1928.
J. Stansfield. Assimilation and Petrogenesis 1928.
A. Osann. Beiträge zur chemischen Petrographie I. Molekularquotienten zur Berechnung von Gesteinsanalysen. 1903.
H. v. Eckermann. Molekularquotienten. 1925.
М. Усов. Фазы эффузивов. Фазы и фации интрузивов. 1924.
П. Чирвинский. Количественный минералогический и химический состав гранитов и грейзенов. 1911.

III. Осадочные породы

L. Cayeux. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires.—Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris. 1916.
F. van Tuyl. The Lithogenesis of the Sediments.—Jowa Academy Scientific Press, т. 23. 1916.
E. Philippi. Die Sedimente der Gegenwart. Jena. 1912.
J. Walther. Lithogenesis der Gegenwart. 1894.
W. Wetzel. Sedimentpetrographie.—Fortschritte der Mineralogie, Krystallographie und Petrographie, т. VIII, 1923.
F. Hatch and R. Rastall. Textbook of petrology II. The petrology of sedimentary rocks. London. 1923.
W. Twenhonel. Treatise of sedimentation. 1926.
H. Milner. Sedimentary petrography. 1929.

IV. Метаморфические породы

H. Grubenmann. Die kristallinen Schiefer. 2-е изд. 1910.
U. Grubenmann P. Niggli. Die Gesteinsmetamorphose. 1924.
CR. Van Hise. A treatise on metamorphism. U. S. Geolog. Survey, Monograph. 47. Washington, 1904.
C. Leith and W. Mead. Metamorphic Geology.
B. Sander. Gefügekunde der Gesteine. 1930.

V. Техническая петрография.

J. Hirschwald. Handbuch der bautechnischen Gesteinsprüfung. 1912.
K. Grengg. Ueber die Bewertung von natürlichen Gesteinen für bautechnische Zwecke. 1928.
А. Виксель. Исследование естественных каменных строительных материалов на сопротивление выветриванию по методам проф. Гиршвальда. СПБ 1910 (Минералого-петрографической частью этой книги нельзя пользоваться).

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Абиссальные отложения 416—417
Абиссальные тела 38
Авгитовые базальты 348
Авгитовые кварцевые диориты 277
Авгитовые порфириты 354, 374
Авгитовые сланцы 517
Авгититы 381
Авгиты 380
Автоморфизм 77
Автопневматолические минералы 126
Автохтонные глины 473, 474
Автохтонные угли 458
Агломератная структура 78, 115
Адамеллиты 305
Аддиционные соединения (см. минерализаторы) 199, 200
Адинолы 332
Актинолитовая порода 520
Актинолитовые сланцы 517
Алебастр 437
Аллалинит 330
Аллювалит 330
Аллотигенные минералы 115
Аллотраусматический тип шаровых пород 98
Аллотриоморфизм 77
Аллофаниты 473
Аллофановые глины 473
Аллохтонные глины 443
Аллохтонные угли 458
Альбитит 162
Альбитизация 69, 401
Альбитовые диабазы 360
Альбитовый метадиорит 362
Алькалиптоховое габбро 321
Альнёит 381
Альфититы 467
Аляскит 239
Амелановые сиенитовые аплиты 283
Американская классификация углей (Кэмбель) 460
Аморфное сложение 73
Амфиболобаз 360
Амфиболиты полевошпатовые 338, 518, 520, 522
Амфиболовые габбро 338
Амфиболизация 334, 491
Амфиболизация диабазов 362
Анальцимовые диабазы 360
Анамезит 345
Анаморфизм 68, 69
Анатексис 489
Ангидрит 437
Ангидритовая зона 430
Андезилабрадорит 375
Андезинитин 338
Андезиты 369, 376
Андезитобазальт 376, 571
Андезитовая структура 90
Андезитодациты 306, 308, 375, 376
Андезитотефрит 375
Андезитофонолит 375
Аномальнопорфировидная структура 521
Анортозиты 327, 330
Антрациты 460
Анхимономинеральные породы 134, 137
Анхиэвтектические породы 137
Апанеит 292
Аплитовые граниты 254
Аплиты (лейкократовая фация) 268
Апокристаллические породы 72
Апомагматическое гидротермальное отложение 264

Апомагматические образования см. Петрографическая формация
Апофизы 39
Аркозы 468
Артерит 259, 496
Арьежиты 321
Ассимиляция 207, 211
Атакситовое сложение 81
Атакситы 73
Атлантическая провинция 6, 400, 401
Атмогенные известняки 440
Аутигенные минералы 115
Афанитовое сложение 71, 80
Афировые порфировые породы 84
Ацидиты (см. кислые породы) 155

Б

Базальное расположение кварца 272
Базальтическая отдельность 51
Базальтовая вакка 353
Базальтовая отдельность 347
Базальтовая родоначальная магма 32
Базальтовая или основная магма 151, 152, 317
Базальтовая фация 156
Базальты 16, 344, 345, 346
Базанитовая формация: I—нефелиновые, лейцитовые, мелилитовые и анальцимовые базальты; II—нефелиниты, лейциниты, нозеанит 378, 379, 380, 381
Базаниты 315, 345, 378, 379, 381
Базис 88
Банакит 375
Банатиты 239, 277
Барометры геологические 486
Батолиты 38—40
Бекинкинит 286, 343
Белониты 93
Бентогенные известняки 443
Бербахит 323
Бергалит 382
Березит 254
Бета-коэффициент 163
Бисмалиты 38
Бисоматические породы 106
Битуминозные глины 473
Битуминозные угли 460
Бифилитические вкрапленники 83
Бокситы 353, 472, 473, 476
Болотные отложения 417
Бонинит 374
Бороланит 288, 289
Бостониты 282
Брекчии: моногенные (мономиктные) и полигенные (полимиктные); I) брекчии гидратогенные, 2) бр. трения, 3) бр. вулканические, I—бр. расщепления, II—агломератные бр. 388, 389, 471, 472
Бурые угли 459
Бухит 45, 352

В

Вантгоффит 437
Вариоли 98
Вариолитовое строение 56, 100
Везувиановые породы 517
Вейзельбергит 374
Веррукано 472
Вещественный состав осадочных пород 421
Виндзорит 278
Витробазальты 350
Витродациты 307
Витрофировая структура 71, 90
Витрофировые туфы 386
Витрэн 459
Вихтизит 351
Включения 65
Вкрапленники 82, 83, 84, 86, 87, 91, 92
Внешний контактометаморфизм 43, 45
Внешние контактные действия 46
Внешняя контактная зона 262
Внутренняя контактная зона 262
Вогезиты 283
Волластонит 42
Волластонитовые породы 517
Вонючий гипс 437
Временное сопротивление сжатию 529
Вторичная сланцеватость 491
Вторичная структура (метасоматическая и метакристаллическая: 1) диатектическая, 2) катабластическая, 3) катакластическая, 4) каталитическая 72, 73, 107
Вторичная порфировидная структура 82
Вторичные граниты (см. парагранты) 255
Вторичные структурные признаки 246
Второстепенные составные части 129
Вулканиты 25
Вулканические породы 25
Вулканические рыхлые выбросы 24
Вулканические туфы 24, 25

Вульзинит 375
Выборочное плавление 156
Выветривание 66
Выветривание гранитов 271
Выветрелость 62

Г

Габброидная магма 317, 332
Габбро; 1) уральский тип ультращелочноземельный (алькалиптоховой), 2) *южнорусский тип* 320, 382, 397
Габброграниты 331
Габбродиабаз 34, 323, 359
Габбродиориты 331, 338
Габбронориты 335, 336
Габбро-пироксенито-перидотитовая формация 317, 321
Габбропорфириты 321
Габбросиенит 288, 331
Галит 425
Галлоизит 474
Галлоидные соли 425
Гастальдитовые сланцы 516
Гаутеит 375
Гейзерит 438
Геллефлинты 513
Генезис изверженных пород 220
Генетическая классификация горных пород 31
Генетические взаимоотношения габродиабазов и диоритов 339
Гетероморфизм 143, 482, 484, 486
Гетероморфные породы 134
Гиаломелан 350, 351
Гиалопилитовая структура 90
Гиалоплазматическая структура 91
Гиббситовые латериты 477
Гиббридные породы 46, 47, 331
Гигантоплазматическая структура 80
Гидатоморфизм 68
Гидраргилит 477
Гидратизация 67
Гидрокристаллическая структура 72
Гидрометаморфизм 68
Гидронеоморфные формы 108
Гизеккитовые порфиры 290
Гипабиссальные породы 220
Гиперит 330
Гипидиоморфно-зернистая структура 76, 245
Гипс 437
Главная область распространения кристаллических сланцев 505, 508
Главные области распространения магнезиальных магм 220
Глаукофановые сланцы 516
Глинистые сланцы 516
Глиноподобные отложения 473
Глины (пелиты): 1) автохтонные остаточные 2) аллохтонные 472, 473
Глобулитовое расстеклование 93
Глобулиты 93
Гломеробластическая структура 76, 80
Глубинная магма 10
Глубинная гранитовая фация 156
Глубинно-метаморфические породы 505
Глубинные зоны Грубенмана 483
Глубинные породы (интрузивные) 23, 44, 229, 230
Глубинный метаморфизм. Зоны: 1) верхняя, 2) средняя, 3) нижняя 481, 482, 483, 484, 486
Гнезда 38, 41
Гнейсограниты или гранитогнейсы 255, 509, 510
Гнейсовидное сложение 246
Гнейсы 505
Гнейсы: 1) *ортоклазовые*, 2) *плагиоклазовые*, 3) ортоклазоплагиоклазовые 17, 508, 509
Гомеогенные включения 65
Гомеотраусматический тип шаровых пород 98
Гомогенное сложение 80
Горная мука (трепел) 462
Гороховый камень см. пизолиты
Горшечный камень 517
Горючие сланцы: кукерсит, клостерит, черемхит 461
Гравитационная диференциация 209
Гранеллитовое расстеклование 93
Гранеллиты 93
Гранит 468
Гранит как строительный камень 272
Гранитит 249
Гранитная или кислая магма 32, 151
Гранитовая группа: 1) граниты, 2) гранитоиды 239
Гранитовая формация 238

Гранитовидная структура или гипидиоморфнозернистая 75, 76
Гранитовые породы 508
Гранитовые порфиры 246, 254
Гранитогнейсы 255, 509, 510
Гранитоидная формация 238
Гранитоиды 239, 249
Гранитопорфировая структура 71
Гранитопорфировое сложение 246
Граниты: а) составные части, б) условия залегания, в) структура, г) химич. состав д) русские граниты 16, 17, 238, 242, 243, 255, 246, 252
Граниты (минералог. состав): 1) микроклиновые, 2) ортоклазовые, 3) санортоклазом или пертитом, 4) альбитовые 238, 244, 245
Гранобластическая структура 113
Гранодациты 307
Гранодиориты 278
Граносиениты 278
Гранофир 333
Гранофировая структура 93
Гранофировые образования 254
Гранулиты 508, 509, 511
Грейзен 239, 254
Грорудиты 292
Грубосвилеватый (дифференцированный) магматический бассейн 401
Группировка пород по их химическим особенностям 165, 166, 167, 168
Групповые признаки горных пород 49
Грюнштейн или зеленокаменная порода 346
Гумусовые угли 459

Д

Дайки 37
Дацитолипарит (плагиолипарит) 308
Дациты 303, 304
Дезинтеграция 62
Дейтероморфные или метасоматические формы: 1) литоморфные, 2) тектоморфные, 3) кластоморфные, 4) неоморфные: а) гидронеоморфные, б) тектонеоморфные 107, 108
Дейтеродиориты 338
Дейтеротектические минералы (келифитовые) 145
Деление гранитов с химической точки зрения 249
Делленит 309
Дельтовые отложения 417
Десмозиты 332
Джаспилиты 518, 525
Диабазовая структура 356
Диабазовые свиты 40
Диабазы 354, 398, 399
Диагенезис 66, 413
Диагенезис изверженных пород 69
Диагенетические процессы 413
Диатектическая структура 72, 113
Диатомит 464
Диатомовая земля 462
Диатомовый пилит 462
Диафтореза 493
Диафториты 493
Дикциониты 496
Динамометаморфизм 68, 69, 108
Динамометаморфные породы 481
Диопсид 499
Диоритовые порфириты 336, 339
Диориты (промежуточные породы) 16, 336, 338
Диориты русские (химич. характеристика) 395
Дислокационно-метаморфические породы 505
Дислокационный метаморфизи (Лоссен) или динамометаморфизм (Розенбум): 1) катакластические явления, 2) метаксические явл. и 3) метатропические явл. 69
Диспергентное расположение (кварц) 272, 273
Дистектика 145, 175
Дистектическая структура 145
Дистектические минералы 145
Дистилляция (или дробная перегонка при охлаждении магмы) 201
Дитроит 288, 289
Дифференциация полиминеральной магмы 137
Дифференциация 98, 148—149, 205, 206
Долерит 74, 76
Долеритовая структура 76, 79
Доломиты 452, 453, 454
Дунит 327, 491
Дюрен—матовый уголь 459

Е

Еврейский камень 246

Ж

Жадеитит 517
Железистые кварциты 518, 525
Железистые породы 524, 525
Железная шляпа 436
Железняки кремнистые, красные 525
Жемчужная накипь 438
Жеоды 61
Жерновой камень 438
Жидкая единая основная магма (по Дэли) 206
Жилы 37, 38
Жильный уртит 343

З

Закон образования двойных солей 261
Закон объемов 485
Застывание интрузивных массивов 44
Застывание магмы 211, 264
Зеленокаменные породы 321
Зеленые сланцы 517
Земляной град (granizo di tierra) 384
Змеевики 517
Знак щелочности (+) для $R^2O > RO$; (—) для $R^2O < RO$; (±) $R^2O = RO$ 163
Зона ангидритовая, гипсовая, каинитовая, сульфатовая 429
Зона горстового излома 402, 403
„ метаморфизации (глубинная): 1) зона излома, 2) зона истечения 481, 482
„ перемежающегося насыщения 478
„ постоянного насыщения 478
„ пликативной дислокации 403
„ раздробления 259
Зональное строение 79
Зоогенные породы 25

И

Идиобластические кристаллы 501
Идиоморфизм 77
Иентниты 278
Изверженные горные породы (магматические), кислые и основные, по условиям застывания: глубинные или интрузивные и излившиеся или эффузивные 21, 23, 25, 204, 205, 229, 230
Известняки доломитизированные, глинистые, глауконитовые, фосфоритные 447
Известняки талассогенные и креногенные 440
Известняковая структура: 1) кристаллические (мрамор), 2) обломочные (брекчиевидные), 3) плотные, 4) афанитовые или пелитоморфные, 5) землистые, мелоподобные и оолитовые 444
Известковое габбро 328
Известково-натриевые породы (известково-натриевая магма) 219
Известково-силикатные породы „скарн“ 258
Известково-щелочной пегматит 265
„ „ сиенит 281
Известковые туфы 456
„ филлиты 517
Излившиеся горные породы, см. эффузивные и вулканические горные породы 23, 33, 44
Изодиморфные ряды 178
Изоморфизм 180
Изоморфизм и изоморфные смеси (5 типов кристаллизации изоморфных солей по Розебум) 174, 177, 180, 181, 183, 189
Изополиморфные ряды 178
Изотектические породы 156
Изучение кристаллизации магмы 178
Ийолит 288, 373
Икряной камень 450, 451
Иммерзионный метод 419
Импликационные структуры (симплектическое прорастание) 96
Инконгруэнтное плавление 175
Интерсертальная структура 90
Интателлурическая фаза 83
Интателлурические выделения 64, 65
Интрузивная магма 200
Интрузивная фация 319
Интрузивные ультра-основные породы 342, 344
Интрузивные граниты или ортограниты 254
Интрузивные дациты 307
Интрузивные массивы 37
Интрузивные пласты 37, 38
Интрузивные породы 23, 37, 229, 230
Интрузивные тела, явноинтрузивные и скрытоинтрузивные: 1) согласное залегание, 2) несогласное залегание 39
Интрузивные ультраосновные породы 342, 343
Интрузия 37
Инъекционные породы (мигматиты) 25

Инъекционный метаморфизм 46, 497
Инъекция вдоль и поперек плоскостей напластования 38
Инъекция гранитов 259
Инъекция экзогенного материала 39
Ископаемые угли: 1) автохтонные, 2) аллохтонные, 3) гумусовые, 4) сапропелевые, 5) томитовые 458
Искусственные сплавы 186
Итабириты (железо-слюдковые породы) 524
Итсиндриты 230

К

Каемки нарастания 126
Каинит 437
Кайнотипные породы 296
Кайнотипные разности 305
Калиевые магмы 220
Калиевые нефелиновые сиениты 288
Калиевые трахиты 311
Калинатровые породы 220
Кальцифир 448
Каменная соль—морская, озерная, ключевая 425, 426, 427, 428, 429, 430
Каменные моря (гранитные россыпи) 242
Каменные строительные материалы 14—19
Камптовогезиты 381
Камптониты 381
Канадиты (натриевые нефелиновые сиениты) 286
Канкронитовый сиенит 286
Каолин 473, 475
Каолинизация 476
Каолиниты 473
Карбонатиты 388, 391, 451
Карбонатные организмы 439
Карбонаты 438
Кармелоит 374
Карналлитовая зона 428
Катабластическая структура 72, 108
Катакластическая „ 72, 108
Катакластические явления 70
Каталитическая структура 72, 108
Катаморфизм (верхняя зона метаморфизации) 68, 69
Каустическое воздействие 47
Кварц, α-кварц, β-кварц 42, 43, 244
Кварцевые базальты 348
„ диабазы 331
Кварцевые диориты 277, 340
„ кератофиры 229
„ *плагиоклазо-* и ортоклазо-амфиболовые массивные породы 518
Кварцевые порфиры 296, 297, 298, 301, 302, 303
Кварцевые порфиры натриевые и калиевые, биотитовые, амфиболовые и пироксеновые 34, 297
Кварцевые сиениты
Кварцевый *бостонит*
„ грорудит (ультракислый липарит) 301
Кварцевый трахит, натриевый (таймырит) и калиевый (тосканит) 280, 299, 310
Кварцевый порфирит 303, 305
Кварцит 467, 471, 518
Кварцитовые сланцы 514
Квасцовая глина 475
Квасцовые камни 302
„ сланцы 516
Келифитовая структура 327
Кератофиры 69, 299, 312
Керсантит 339
Кизеритовая зона 429
Кизерит 427
Кислая магма 151, 152
Кислотный параметр 163
Кислые породы или ацидиты, $a \geq 2{,}5$ 155, 161
Классификация амфиболовых пород из формации кристаллических сланцев 519
Классификация изверженных пород по минералогическому составу 243
Классификация кристаллических сланцев 505
Классификация метаморфических пород: 1) *топографическая*, 2) *генетическая* 66
Классификационная таблица для рыхлых обломочных отложений (по Авдусину и Батурину) 466
Классификационная таблица метаморфических пород 506, 507
Кластоморфные формы 108
Клерэн 459
Кливаж 58, 491
Клиноэнстатит 176
Клостерит 462
Коагуляция 472
Ковит 289
Кокколитовые базальты 347

Кокколиты и кокколитофориды 446
Количественный минералогический состав гранитов 247
Комагматическая провинция 220
Комагматические изверженные породы 220
„ области 6, 212
Комбинированное строение сферолитов 47
Комендит 303
Конгломерат, моногенный или мономиктный и полигенный или полимиктный 471, 472
Конгруэнтное плавление 175
Конституционные такситы 106
Контактно-метаморфические породы 25, 505
Контактное поле 256
Контактные роговики 489, 490, 491
Контактный метаморфизм 43, 68, 261
Контакты и контактные действия 44, 45
„ габбро 332
„ гранитов и контактные действия гранитов 256, 257, 259, 260
Континентальная фация 404
Концентрически-скорлуповатое строение 67, 98
Кора выветривания 62, 67
Коренные породы 205
Коррозионные каемки 42, 126
Коррозия 175
Корсит 323
Коэффициент кислотности α 162
„ „ горных пород СССР 407
Коэффициент насыщения водой 530
„ пористости 530
„ размягчения в воде 530
Коэффициенты β и γ
„ кристаллических сланцев по Бекке 505
Красные породы (Red Rocks) 254
Кремнекислота 155
Кремнистая накипь 438
Кремнистые организмы 439
„ породы 438
„ сланцы 463, 518
Креногенная каменная соль 426
Креногенные известняки 443
Кривая плавления 182
Кристаллизационная дифференциация 102, 207
Кристаллизационная сланцеватость 490, 499,
„ структура 73
Кристаллизация магмы, как силикатного расплава 174, 175
Кристаллизация магмы 133, 178
„ из расплавов 181
Кристаллиты 93
Кристаллический известняк 12, 17, 25
Кристаллические сланцы 490, 494, 498, 500, 501
Кристаллические туфы 386
Кристаллически-зернистая структура—монадобластическая и гломеробластическая, первичная и вторичная 76
Кристаллически-зернистое строение: 1) тонкозернистое, 2) мелкозернистое, 3) среднезернистое, 4) крупнозернистое, 5) очень крупнозернистое 71
Кристаллобластическая структура 501
Кровельный сланец 516
Крупность зерна 17, 18
Ксенобластические кристаллы 501
Ксенолиты 63, 64, 65
Ксеноморфизм 77
Кукерсит 461
Кулаит 321

Л

Лабильное состояние 87
Лабрадорит 330
Лава 20, 22, 41—42, 53, 55, 388
Лакколиты 37
Лампрофиры 283
Лангбейнит 437
Латериты: 1) глинистые, 2) латеритные каолины 67, 472, 473, 476
Латеритизация 63, 241, 476, 477
Латит-фонолит 375
Лауривкит 282
Левеит 437
Ледниковые отложения 417
Лейкогранит (лейкократовый гранит) 254
Лейкократовая фация 254
Лейкократовый тип 136
Лейколиты 139
Лейкоптоховая фация 104
Лейцитовые базальты 345
„ порфиры 290
„ сиениты 288
Лейцитофиры 315
Ленточные глины 420

Лепидобластическая структура 119
Лептиты 511
Лестиварит 283, 289
Летучие составные части магмы 195, 199, 200
Либенеритовые порфиры 290
Лигниты 459
Лизогенные образования 425
Ликвация (Дюроше) 207
Лимбургит 880, 381
Лимногенная каменная соль (озерная) 426
Лимнокальцит 438
Линейное или плоскопараллельное строение 518
Линейно-параллельные структуры 80
Липаритовая лава (кварцевопорфировая) 159
Липаритодацит 302, 308
Липариты 302
Липтобиолитовые угли 459
Лиственит 458, 517
Литогенезис осадочных пород 414
Литоидит 76
Литоморфная форма 107
Литотамниевый известняк 449
Литофизы 59, 297
Литоральная фация осадочных пород 416
Личфильдит 289
Луяврит 289
Люмашель 448

М

Магма 21, 23, 32,33, 47, 151
Магма как силикатный расплав 174
Магмабазальт 380
Магматическая дифференциация 207, 208
Магматическая коррозия 301
Магматическая формула 159, 160
Магматические горные породы (см. изверженные горные породы) 21, 25
Магматические псевдоморфозы диссоциации 112
Магматические формулы и коэффициенты среднего валового состава изверженных *пород* 170
Магматический автокатализ 69, 144
Магматический бассейн 39
Магматический мегасоматоз 124
Магматогенные кристаллические сланцы 504
Магнезиальные габбро 228
„ магмы 219
Магнезиальные породы 219
Магнезиальные сланцы 517
Магнезит 1) плотный, 2) кристаллический 458
Магнетитовые породы 524
Макроструктура (см. строение) 71
Макрофлюидальное сложение (строение) 105
Малаколитовые породы 517, 520
Мандельштейны 60, 357, 363
Мариуполит 286
Марскоит 333
Массивно-кристаллическое сложение 71
Массивные горные породы (магматического *происхождения*) 25
Массивные метаморфические породы 25
Массивы 37, 38
Массовые излияния лав (трещинные, площадные) 156
Маточный рассол магмы 200
Матрацевидная отдельность 67
Междупластовые интрузивные массивы 37
Мезиты (ср. средние породы) 155
Мезолитовая область 138
Мезолитовый или нормальный средний тип 137
Мезолиты 139
Мезостазис 88
Мел 446
Меланогранит 268
Меланократовая фация 104
Меланократовые выделения гранитов 269, 270
Меланократовый тип 136
Меланократолиты 139
Меланолиты 139
Меланоптоховая фация 104
Мелафир 346, 364
Мелилитовый базанит 379
Мельтейгит 289, 343
Мергелистые сланцы 461, 462
Мергель 446
Метаамфиболиты 520
Метабазиты 517
Метагенезис или метагенетические отложения 414
Метагнейсы 509
Метадиориты: 1) эпидиабазовый, 2) эпигаббровый 338, 362
Метакристаллическая структура 72
Метакристаллические породы 72
Метаксические явления 70
Метаморфизм и зоны метаморфизма 23, 479, 481, 482

Метаморфизм отягощения 69
Метаморфизующее действие глубинных массивов см. Контакты
Метаморфические породы: 1) контактно-метаморфические, 2) регионально-метаморфические или кристаллические сланцы 23, 479, 480
Метасланцы (см. парасланцы) 26, 489
Метасоматическая структура: 1) диатектическая (кататектическая), 2) катакластическая, 3) каталитическая, 4) катабластическая 72
Метасоматические процессы (выветривание, метаморфизм) или эпигенетические процессы 66, 69
Метасоматические формы 107
Метасоматический метаморфизм 69
Метастабильное состояние 87
Метаструктура (см. вторичная) 73
Метатаксис 491
Метатаксические явления 70
Метатетические образования 415
Метатропические явления 70
Метафлюидальная и миграционная структуры 108
Метод Шмидта 518
Механизм кристаллизации магмы 174
Механические отложения (см. обломочные породы) 24, 26, 415
Механический метаморфизм 44
Миаролитовые выделения 245
Миаскитовая формация 402
Миаскиты 289
Мигматиты 25, 44, 45, 48, 489
Миграционная структура 108
Микриты 93
Микробрекчии или туфобрекчии 386
Микроклинит натриевый 282
Микрококкиты 93
Микрокристаллическое сложение 13
Микролититовая структура 90
Микролитовая основная магма 34
Микролитовая форма кристаллизации 89
Микролиты 88, 91, 93
Микромонцонит жильный или микрогаббросиенит 321
Микронолиты 91
Микропертитовый сиенит 284
Микропертиты 111
Микроспикулиты 93
Микроструктура 71
Микрофельзит 91
Микрофировая структура 84
Милониты 109
Минерализаторы 199, 200
Минералогический состав базальтов 348
" " габбро 322
" " горных пород 118—120
Минералогический состав гранита: 1) основные минералы, 2) второстепенные, 3) количественный состав 238, 239, 244, 245, 247
Минералогический состав диабазов 359
Минералогический состав метаморфических пород 147
Минералогический состав изверженных пород 121, 122, 124
Минералогический состав миаскитов 287
Минералогический состав нефелиновых сиенитов 286
Минералогический состав осадочных пород 123
Минералогический состав трахидолеритов 378
Минералы бластофильные, тектофильные 118
Минералы магматические 146
Минералы пегматитовых жил, содержащие: 1) бор, 2) фтор, 3) хлор 264
Минералы экзогенные 146
Минеральные фации эскола 482
Минетты 283
Мирмекит 144
Миссуриты 288, 294, 295
Миякит 374
Монадобластическая структура 76, 80
Монмутит 289, 343
Моногенные брекчии и конгломераты 472
Мономиктные " " 472
Мономинеральные породы 134
Моносоматические породы 73
Монофилитические вкрапленники 83
Монтмориллонит 474
Монцонитовые породы 44, 321
Монцонит (см. Габбросиенит) 331
Мончикиты 381
Мрамор: 1) псевдопорфировый, 2) слоистый 454, 456, 524
Муллит 180

Н

Навиты 374
Нагельфлю 472
Наждаковые породы 524, 525
Накрит 474
Натриевые магмы (натриежелезистые) 219
Натрокалиевые нефелиновые сиениты 286
Натриевые липариты 299
Натриевые провинции 220
Натриевые трахиты 311
Небулиты 497
Невадиты 301
Нейтральная магма 31
Некки 39
Нематобластическая структура 113
Неодамеллиты 307
Неоморфная форма: 1) гидронеоморфная, 2) тектонеоморфная 108
Непрерывное изменение смешанных кристаллов 181, 182
Непрерывные смеси 181
Непрерывный ряд твердых растворов: 1) с минимумом на точке плавления, 2) с максимумом на точке плавления 184, 185
Нептунические горные породы (см. осадочные) 23
Неритическая фация 416
Несиликатные магмы 389
Несиликатные члены формации кристаллических сланцев 524
Несогласное залегание 38
Нефелиновые базальты 345
Нефелиновые и лейцитовые базальты (базаниты) 379
Нефелиновые габбросиениты 288
„ монцониты 288
„ порфиры 290
„ сиениты 281, 282, 397, 398
Нефелиносиенитовая формация 7, 285
Нефелиносиенитовые порфиры 315
Нефелинитовидные фонолиты 315
Нефрит 517
Ноздреватость 58
Нордмаркиты 279, 280
Норит 217, 330
Норитосиениты 331
Нориты 322
Нормальнопироксеновая магма (по Бунзену) 151—206
Нормальнотрахитовая магма (по Бунзену) 151—206
Нуммулитовый известняк палеогена 448

О

Обзорная таблица горных пород 25
Облицовочный камень 14, 15
Обломочные породы (пирокластические): 1) глинистые или пелитовые отложения, 2) песчаные (псаммитовые), 3) грубообломочные или псефитовые (щебень, конгломерат, брекчия) 26, 419, 465
Обсидиан 302
Обыкновенное габбро 329
Однородно-кристаллическое сложение 71
Озерные отложения 417
Океаническая фация 404
Океаническая провинция 404
Окисные магмы 231
Окраска осадочных пород 422
Оксикератофиры 301
Оксипорфиры 300, 301
Оливиновое габбро (формула Дэли) 329
Оливиновые сланцы 517
Олигоклаз 281
Олигоклазальбит 281
Олигофиговая структура 84 прим.
Оолитовая структура 96, 449
Оолитовое сложение (центрированное) 71
Оолиты или пизолиты 98, 450
Опацитовая каемка 112
Опоки 463, 464
Определение относительного количества минералов в горной породе: 1) измерение в шлифе, 2) перечисление химического состава на минералогический 140—143
Орендит 283
Органогенные осадочные породы 24, 26
„ отложения 439
Ориентированные структуры 80
Ортогнейсы 509
Ортограниты 255
Ортодиориты 338
Ортоклазовые гнейсы 508
„ порфиры 312
Ортоклазо-фельдшпатидовые породы (семейство нефелиновых сиенитов) 295
Ортосланцы 489

, гофитовый тип 312
Ортофиры 310
Осадочные горные породы (пластовые): химические осадки, 2) механические отложения, 3) органогенные образования, 4) остаточные (метатетические) образования, 5) смешанные типы 22—24, 27, 412, 415
Основная магма 88, 151, 152, 317
Основные контактные роговики 332
„ породы или базиты 155
Остаточные глины 474
„ образования 415
Отдельность горных пород 50
Отложение из растворов (химич. осадки) 424
Отложения пустынь 417
Отторженцы 63
Офикальцит 448
Офиолитовая формация 465
Офитовая структура 76, 79
Офитовое габбро (см. Габбродиабаз) 323
Очковая структура 502, 514

П

Палагониты и палагонитовые туфы 347 385
Палеотипные породы 296
Палеотипные разности 305
Палимпсестовая структура 488
Паналлотриоморфное развитие 77
Панидиоморфное развитие 77
Пантеллериты 302
Пантеллеритодацит 308
Пантеллеритолипарит 310
Параамфиболиты 520
Парагаббро 338
Парагенезис и парагенетические соотношения 415
Парагенетические ассоциации солей 434
Парагнейсы (метагнейсы) 509
Парагранит (вторичные граниты) 255
Парадиориты или роговообманковые парагаббро 338, 520
Паракристаллические породы 72
Параллелепипедальная отдельность или грубопластовая 57
Парасланцы (метасланцы) 26, 489
Пегматитовая структура 72, 80, 90, 93
Пегматитовое сложение 71
Пегматитовые жилы 263, 264, 265
Пегматиты (группировка Лакруа, Ферсмана) I) щелочные пегматиты: 1) микроклиновые (калиевые и натрокалиевые), 2) ортоклазовые; II) известковощелочные пегматиты: 1) гранитовые, 2) диоритовые 265
Пеликанит 272, 475
Пелитизация 135
Пелитовые отложения 465, 473
Пелитовые породы: 1) каолиниты, 2) аллофаниты 419, 472
Пелитовые туфы 386
Пелиты 423, 466, 467, 472
Пемза 302
Пепельная структура 115
Пепельные туфы 363, 384
Перперино 387
Первичная структура (синсоматическая): 1) тектическая (магматическая), 2) гидрокристаллическая 72
Первичные магматические рудные месторождения (связанные с форм. габбро) 336
Первичные составные части изверженных пород: 1) тектические, а) прототектические, 2) дистектические, 3) протопневматолитические, 4) коррозионные или дейтеротектические келифитовые, 5) экзогенные минералы 143, 145
Первичные трещины 50
Первичный кальцит 244
Перекристаллизация 413
Перекристаллизация в твердом состоянии 490
Перераспределение веществ при выветривании 67
Перидотиты 331
Перимагматические образования (см. Петрографич. формация)
Перитектика и синтектика (металлические сплавы) 175
Перитектическая система 145
Перлит 302
Пертит 185
Пертитовые полевые шпаты 144
Пертиты 185
Песок 467

Песчаники 17, 467
Песчаники (собственно) и песчаники-кварциты 467
Петрогенетические проблемы 10
Петрографическая провинция 400, 401
„ *формация:* 1) магматические образования, 2) перимагматические (контакты, пегматиты), 3) апомагматические (жилы, импрегнации) 5, 7, 23, 48, 200
Пещерные отложения 417
Пизолитовое строение (оолитовое) 100
Пизолитовые туфы 363, 384
Пизолиты 98, 450
Пикритовые порфириты 383, 384
Пикриты 383, 384
Пиперно, туфовые лавы 387, 388
Пирогенные известняки 441, 451
Пирокластические породы (обломочные) 26, 465
Пирокластический материал 24
Пироксениты 327, 330, 331
Пироксеновые нефелиновые сиениты 288
Пироксенолиты 518
Пиромерид 302
Пироморфизм 68
Письменный гранит (еврейский камень) 241
Плавление, соединенное с разложением 196
Плагиаплит (гранофировый) 254
Плагиогнейсы или плагиоклазовые гнейсы 508
Плагиоклазовые амфиболиты 519
Плагиоклазовые, фельдшпатидовые глубинные породы (тералиты, фергуситы, миссуриты и т. д. 294
Плагиоклазовый гранит 239
Пластовая форма залегания (пласты) 37
Пластовые горные породы (осадочные и нептунические) 22
Плезиофировая структура 84 прим.
Плейстосиликатная магма 168
Плитняковская отдельность 347
Плоскопараллельные структуры 80
Плоскопараллельное сложение 71
Плоскости напластования 50
Плоскости сланцеватости 50
Плоскость раскола 18
Плотное или афанитовое сложение 71
Плотные известняки 17
Плутонические горные породы или плутониты (см. интрузивные и глубинные *породы*) 26
Плутониты 26
Плутонометаморфиз (Харкер) 68
Пневматолиз 47
Пневматолитические или пегматитовые образования 201
Пневматолитическое действие газообразной фазы 201
Подразделение изверженных пород по химич. составу 155
Подушечная лава 360
Пойкилитовое прорастание 95
Покровы 37
Полевошпатовые базальты 345
„ вкрапленники 83
Полигалит 437
Полигалитовая зона 429
Полигенные брекчии и конгломераты 472
Полимелановые габбро 322
Полимиктные брекчии и конгломераты 472
Полиминеральные породы 130
Полиморфные превращения кремнекислоты 189
Полировальный сланец 462
Полисиликатная магма 168
Полисинтетическое двойниковое строение 490
Полиэдрическая или параллелепипедальная отдельность 54
Полнокристаллическая структура 71, 88
Полнокристаллическое строение 379
Полнокристаллически-порфировые породы 379
Полосатая структура 102—104
Полосатое габбро 103, 323
„ сложение 71
Полубитюминозные угли 460
Полукристаллическая структура 71
Полукристаллическое сложение 71
Пористость осадочных пород 413
Пористость: 1) первичная, 2) вторичная 58
Породы водного происхождения: 1) протокристаллические, 2) метакристаллические, 3) паракристаллические 72
Породы магматического происхождения: 1) протокристаллические, 2) паракристаллические, 3) апокристаллические 72
Порфирит 369

Порфировидная структура: 1) гранитопорфировая, 2) порфировая, 3) витропорфировая 71, 82
Порфировидное сложение 73, 82
Порфировидные вкрапленники 109
Порфироиды 302
Порфировая структура 71
Порфировое сложение 82
Порфиры 16
„ русские 17
Порфиробласт 113
Последовательность выделения из магмы минералов 210, 213
Последовательность извержений 212
Потенциальные минералы (по *Лакруа*) 147
Потоки 37
Правило Вант Гоффа 492
„ *Лешателье* 493
„ Нернста 213
„ Рикке 499
„ *Сорэ* 208
„ Фаз 261, 468
„ Хильта 460
Празиниты 517
Пресноводный кварцит или лимнокварцит 438
Прессованные граниты 271
Прицип Лешателье 487
Принцип Рикке 492
Проблемы химического состава изверженных пород 157, 158
Провинции: Венгерская, Чешская, Южнонорвежская, Римская, Хибинская и т. д. 6
Провинции см. Химическая характеристика петрографических провинций СССР и Финляндии 400—411
Производные магмы 205—207
Пропилиты 377
Протеробазы 362
Протокластическая структура 110
Протокристаллические породы 72
Протоморфные или синсоматические формы 107
Протопневматолитические минералы 126
Прототектические минералы 145
Процесс охлаждения магмы 213
Псаммитовые породы 115, 419
Псаммиты 423
Псевдодиориты 338
Псевдолейцититы 195
Псевдопорфировая или вторичная порфировидная структура 73, 109
Псевдотуфы 387
Псефитовые породы 419
„ структуры 115
Пуласкиты 282
Пульянит 139
Пуццоланы 387
Пэзанит 269

Р

Равномерно-зернистое, кристаллическизернистое сложение 71
Радиально-лучистое строение 98, 101
Радиолитовая структура 101
Радиолитовое расстеклование 103
Радиолярит 439, 464
Ракушечный известняк 448
Распадение твердых растворов 185
Распространение андезитов 376, 377
Распространение базальтов 353, 354
Распространение гранитов 241, 242, 273, 274, 275, 276
Распространение дацитов 308
„ диабазов 364, 365, 366
„ ископаемых углей 460, 461
„ кварцевых порфиров 303
„ порфиров 312
„ трахитов 312
„ фонолитов 315
Распространение элементов в земной коре (вычисл. Кларка и Вашингтона) 170
Распыленные породы 109
Реакционный принцип (по Боуэну) 176
Региональная классификация осадочных пород 415
Регионально-метаморфические породы 480, 505
Региональный метаморфизм 46, 68, 480
Рейхардит 437
Реликтовая структура 488
Реликты 435
Речные отложения 417
Рибеккито-акмитовый гранит 254
Рибеккитовый липарит 299
Риденит 343
Риолиты см. липариты 299
Ритмическая слоистость осадочных пород 420
Рифовая фация 417

Рифовые известняки 443, 444, 449
Рифообразующие организмы 439
Роговообманковая порода 519
Роговообманковые кварцевые диориты 277
Роговообманковые кварцелые диориты 277
Роговообманковые сланцы 517
Родоначальная магма (базальтовая м.) 32. 206
Роккалит 215
Ромбенпорфиры 312
Рудные месторождения сингенетические и эпигенетические 47
Рудообразующие факторы 47
Русские граниты 17, 392—394
Рыхлые изверженные породы 26
„ осадочные „ 26

С

Саксонит 327
Салические минералы 134
Самородные элементы в изверженных породах 130
Санукит 374
Сапролиты 63, 68
Сапропелевые угли 459
Свили 106
Свободные окислы 131
Сводная диаграмма Енеке 435
Себастьянит 143
Седиментогенные кристаллические сланцы 504
Седиментогенные или осадочные гнейсы 510
Сезонная слоистость 420
Серицитизация 491
Серпентинизация 491
Серпентинизация дунитов 69
„ габбро 335
Сидерит (шпатовый железняк) 438
Сиенитаплиты 283
Сиенитовые порфиры 283
Сиенитограниты 278
Сиенитодиорит 282
Сиениты: 1) амфиболовые, 2) пироксеновые, 3) слюдяные 280, 281, 284, 394
Силикатная магма 161
Силикаты в составе изверженных пород (см. таблицу силикатов) 127, 132
Силлиманит 482
Символ породы 163
Симплектическое прорастание (см. имплекационная структура) 96, 263
Симптоматические минералы 128
Синантетические минералы 111, 195
Сингенетические или первичные минералы 124
Сингенетические месторождения 47
„ процессы 66
Синдетические расположения кварца 272
Синоптическая таблица 28
Синсоматическая структура 72
Синсоматические процессы диагенезиса 66
Синсоматический метаморфизм 69
Сиполлин 448
Ситовидная структура 113
Ситообразная „ 500
Скаполитовые породы 517
„ диориты 335, 362
Скаполитовый кварцевый диорит 278
Складчатые лакколиты Бальтцера 241
Склеропелиты 467
Скольжение 490
Сланцеватость: 1) первичная, 2) вторичная 57
Сложение горных пород или макроструктура 71—73
A: 1) явнокристаллические пор. (фанерокристаллические), 2) афанитовые плотные—а) микрокристаллич., б) полукристалл., в) аморфные 73
B: 1) массивно-кристалл., 2) слоисто-кристалл., 3) слоистые, 4) обломочные, 5) сферолитовые 73
C: 1) равномерно-зернистые, 2) порфировидные, 3) шаровые 73
D: 1) моносоматические, 2) такситовые—а) атакситы, б) эвтакситы 73
Сложение и строение осадочных пород 419
Слоисто-сланцевые породы (кристаллические сланцы) 26
Слоистое сложение (см. плоскопараллельное 71
Слоистокристаллическое сложение 71
Слоистость 413
Слоистость осадочных пород 413, 420
Слюдяные кварцевые диориты 277
Слюдяные кварциты (кварц сланцы) 514
Слюдяные миаскиты 288
Слюдяные сланцы (слюдяные гнейсы) 505, 510, 514
Смоляной камень 302

Согласное залегание 38
Соединения, плавящиеся с разложением 186
Солнечный загар 347
Соляная шляпа 429
Соотношение между распространением химических элементов и положением их в периодической системе 171
Сопротивление раздавливанию (временное сопротивление сжатию) 526
Сордавалит 351
Соссюритизация 491
Соссюритовое габбро (аллалинит) 330
Состав диабазовой формации 357
Состав Стассфуртского месторождения каменной соли 433
Составные части габбро 322, 323
Составные части изверженных пород: 1) по генезису, 2) по классификационному признаку 128
Составные части осадочных пород 422
Спарагмит 472
Спилитовые свиты 41
Спилиты 354, 360, 362, 69
Спилозиты 332
Сплавление гранита 259
Сплавление магмы 32—33
Сплавление и образование гибридных форм 130
Спонгиолит 464
Сравнительная характеристика петрографических областей СССР: магматические формулы и коэффициенты кислотности: 1) Финляндия, 2) Карелия 3) Южнорусск. обл. 4) Крымская провинция, 5) Кавказ, 6) Туркестан, 7) Урал 404—411
Средние породы или мезиты (магмы бисиликатные) 155
Средний валовой состав песчаников, глинистых пород и известняков по Кларку 424
Средний валовой состав сиенитов 394
Средний валовой химический состав изверженных пород (таблица Кларка и Вашингтона 164
Средний тип или средняя формула породы 161, 162
Средний состав андезитов 374
„ „ базальтов 347
„ „ габбро 326
„ „ гранитов 250
„ „ гранитов по отдельным областям 394
Средний валовой состав дна океанов (Тихого и Атлантического) 171, 403–404
Средний валовой состав литосферы 170
„ состав кварцевого диорита 278
„ „ фонолитов и лейцитофиров 315
Стассфуртский тип залежей каменной соли 428, 430, 436
Статический метаморфизм или метаморфизм отягощения 69
Стекловатая структура 71
Столбчатая отдельность (базальтическая) 52
Строительный камень 14
Структура (микроструктура): 1) кристаллизационная, 2) вторичная или метаструктура, 3) аггломератная: 1) гранитопорфировая, 2) пегматитовая (см. эвтектическая схема кристаллизации) 71, 72
Структура глубинных пород 34, 35
„ изверженных пород 71
„ эффузивных пород 33, 34
Структурные переходы от интрузивных пород к эффузивным 35
Структурные такситы 81, 323
Субинтрузивные образования 230
Суглинки 473
Сукновальная глина 475
Сульфатные породы 437
Сульфидные магмы 231
Сульфидолиты 389
Сульфиды 390
Сульфиды в составе изверженных пород 131
Супеси 473
Существенные составные части 128
Сферолитовая порода (сферолитовый липарит и сферолитовый порфир или пиромерид) 302
Сферолитовая структура 96
Сферолитовое расстеклование 93
Сферолитовое сложение (см. центрированное) 71
Сферолиты: 1) радиальнолучистое строение, 2) концентрическискорлуповатое строение, 3) комбинированное строение 98, 450

Т

Таблица распространения элементов 172
Тавриты 269
Такситовые структуры 106
Таймыакрит 299
Такситовое сложение 81
Такситы: 1) эвтакситы, 2) атакситы 73, 106
Талассогенная каменная соль (морская) 426
Талассогенные известняки 440
Тальковые сланцы 517
Танит 437
Тахилиты 351
Твердые растворы 185
„ „ предельн. концентрации 184
Текстура метаморфических пород 500
Тектическая структура 72
Тектические минералы: 1) прототектические, 2) дистектические 145
Тектоморфная форма 107—108
Тектонеоморфная форма 107
Тела интрузивные (см. инъекция экзогенного материала) 39
Телеконтактные породы 481
Температура жидкой лавы 41, 42
Температурные условия кристаллизации и метаморфизации изверженных пород 41
Температурный предел контактного метаморфизма 262
Температурный предел для контактного действия глубинных пород и для образования пегматитов 43
Тёнсбергит (натровый микроклинит) 282
Тералитдиабазы 341, 364
Тералиты 294, 295, 379
Термальное воздействие изверженных пород на осадочные и наоборот 45
Термальные воздействия контактного метаморфизма 262
Термальный контакт-метаморфизм 258
Термальный экзоморфизм 46
Термометаморфизм 68
Термометры геологические 485, 486
Термомеханический метаморфизм 427
Тефрито[illegible]зальты 341
Тефриты 378, 379
Техническая оценка естественных строительных камней 526, 532
Тешениты 328, 381
Тингуаиты 291
Типы гранитных пегматитов 268
Титаномагнетит 322
Тихоокеанская провинция 6, 400, 404
Томитовые угли 459
Тоналиты 239, 269
Тонкопластинчатая отдельность 54, 136
Топанхоаканга 472
Тордриллит 269
Торф 459
Тосканит 299
Точка плавления 182
Точка превращения 184
Травертино 438, 443, 456
Траппы (см. базальты) 345, 355
Трассы 387
Трахидациты 308
Трахидолериты 378
Трахиты: 1) обыкновенные, 2) щелочные 16, 93, 310
Трахитовая структура (микроклитовая) 90
Трахитовидные фонолиты 315
Трахитовое и белонитовое расстеклование 93
Трахитолипарит 310
Трепел или диатомовая земля, диатомовый пелит, кизельгур, горная мука, полировальный сланец 462
Трещины и отдельность 50
Троктолит 330
Тронтьемит 278
Туахитит 382
Турьит 293
Турьяит 293, 343
Туфиты 386
Туфобреккчия 386
Туфовые лавы 388
Туфовые порфироиды 387
Туфогенные отложения 386
Туфоиды 386
Туфы вулканические 24
Туфы 357, 384

У

Уайомингит (Кросс) 283
Угли ископаемые А. Антрациты, В и С. Битуминозные угли (коксовые, кузнечные, газовые и сухие), Д. Полубитуминозные угли, бурые угли, лигниты 458, 459, 460
Ультра-кислые породы или гиперацидиты 155
Ультра-кислый липарит 299
Ультра-лейкократовая магма 301
Ультра-основное габбро, ультра-щелочноземельное (алькалиптоховое) 320, 321

Ультра-основные породы или гипобазиты (магмы асиликатные, моносиликатные или мейосиликатные) 155
Умптекит 289
Упрощение магматической формулы 162, 163
Уралитизация 334
Уралитовое габбро 334
Уртит 288

Ф

Фазинит 343
Факолиты 38
Фанфоконтактные породы 481
Фанерокристаллическое сложение (см. явнокристаллическое) 38
Фельдшпатидовые базальты 379
Фельдшпатизация глинистых и слюдяных *сланцев* 259
Фельзит 76, 301
Фельзодациты 307
Фельзофирит 371, 376
Фемические минералы 134
Фенокристаллы 82
Фенокристы 82
Фергусит 289, 295, 343
Ферролиты 389
Ферментативные процессы 461
Физическая дезинтеграция 271
Филлиты 505, 513, 514
Фиорит 438
Фитогенные породы 26, 28
Флёцы 450
Флюидальная структура 58, 90
Флюктуационная структура 90
Фойяит 288
Фонолиты 314
Фораминиферовый известняк 448
Форелленштейн 330
Форма залегания гранитов 252
Формы залегания горных пород 37
Формы залегания изверженных пород 38
Формы залегания осадочных пород 41
Формы залегания эффузивных пород 40
Фосфатные образования 430
Фракционированная кристаллизация 210
Фюзен-древесный уголь 459

Х

Хаплобазальтовый расплав 219
Хедрумит 289
Хемогенные образования 425
Хибинит 292, 289
Химические осадки 25, 415
Химическая формула кристаллических сланцев 504, 505
Химическая характеристика изверженных пород России 391, 400
Химическая характеристика петрографических провинций (СССР и Финляндия) 400, 411
Химическая характеристика пород Кольского полуострова 401
Химический состав андезитов 374
„ „ базальтов 344, 352
„ „ базанитов 381
„ „ *габбро* 329
„ „ габбро - перидотито - пироксенитовой формации 337
Химический состав гнейсов, слюдяных сланцев и филлитов 516
Химический состав гранитов 247, 248, 255
„ „ дацитов, кварцевых порфиритов и примыкающих к ним горных пород 309
Химический состав диабазов 365
„ „ изверженных пород как основа их классификации 148
Химический состав интрузивных базанитов 343
Химический состав карбонатных пород 454
„ „ контактных роговиков южной Норвегии 262
Химический состав наждаковых пород 525
„ „ нефелиновых сиенитов 291
Химический состав осадочных пород 423
„ „ полевошпатовых амфиболитов 522
Химический состав сиенитов 285
„ „ трепелов 462, 463
„ „ углей 459, 460
„ „ эссекситов 342
Хислопит 448
Хлоромеланиты 517
Хлоритизация 69, 491
Хлоритовые сланцы 517
Хонолиты 39
Хрустальные погреба 61

Ц

Цемент 468, 469
Центрированная структура 96

Цементированные осадочные породы 25 28, 29
Центрированное сложение 71 (или 41)
Цоизитизация анортозитов 69

Ч

Черемхит 462
Четыре группы изверженных пород по относительному содержанию кремнекислоты 155

Ш

Шальштейн 357, 363
Шаровая отдельность 53
» структура 80, 246
Шаровое габбро Корсики 97
Шаровое сложение 71
Шаровой гранит 246
Швагериновый известняк 448
Шенит 437
Шлиры 106
Шонкиниты 288
Штоки 38
Шунгит 462

Щ

Щелочная магма 402
Щелочное габбро 328
Щелочноземельная магма 402
Щелочноземельное габбро 328
Щелочные граниты 239
» массивы Кольского полуострова 401
Щелочные ортофиры 312
» пегматиты 265
» породы 400
» сиениты 281
» сланцы 516
» трахиты 312

Э

Эвдиалитовый сиенит 288
Эвкрит 330
Эвпорфировая структура 84
Эвтакситы 106
Эвтакситовое строение 106
Эвтектика: 1) чистая эвтектика, 2) эвтектика твердых растворов предельной концентрации 184, 186, 190
Эвтектическая структура 72, 80
» точка 184
» схема кристаллизации 175
Эвтектоид 175
Эвтектические взаимоотношения 190
Эвтектофировая структура 87
Эгириновый липарит 299
Экзогенные минералы 145
Экзокинетические трещины 57
Экзоморфизм или экзоморфные контактные действия 44
Эклектическая теория Дэли 151
Эклогитовая зона 523
Эклогиты 522
Экструзивные массивы 40
Элипсоидальные образования 96
Эмульсионное происхождение 102
Эмульсия 101
Эналогенные включения 65
Эндоконтактная зона 334
Эндоморфизм 43
Эндоморфное термальное контактное действие 46
Энтокинетические трещины 56
Эоловые известняки 440
Эоловые отложения 440
Эпигенетические минералы 124
» процессы 66
» рудные месторождения 47
Эпидозиты 338
Эрлан 520
Эруптивная брекчия 389
Эссекситдиабазы 341
Эссекситы 143, 288, 341
Этмолиты 39
Эффузивная магма 201
» фация кислой магмы 295
» » основной магмы 343
Эффузивные породы (см. излившиеся и вулканические) 34, 44, 229, 230
Эффузивные эссекситы 377

Ю

Ювенильно-гидротермальный метасоматоз 46

Я

Явнокристаллическое сложение 73
Явноконтактные дислокационные породы (тектониты) 481

116