

Р. БОЛК

СТРУКТУРНЫЕ
ОСОБЕННОСТИ
ИЗВЕРЖЕННЫХ
ГОРНЫХ
ПОРОД

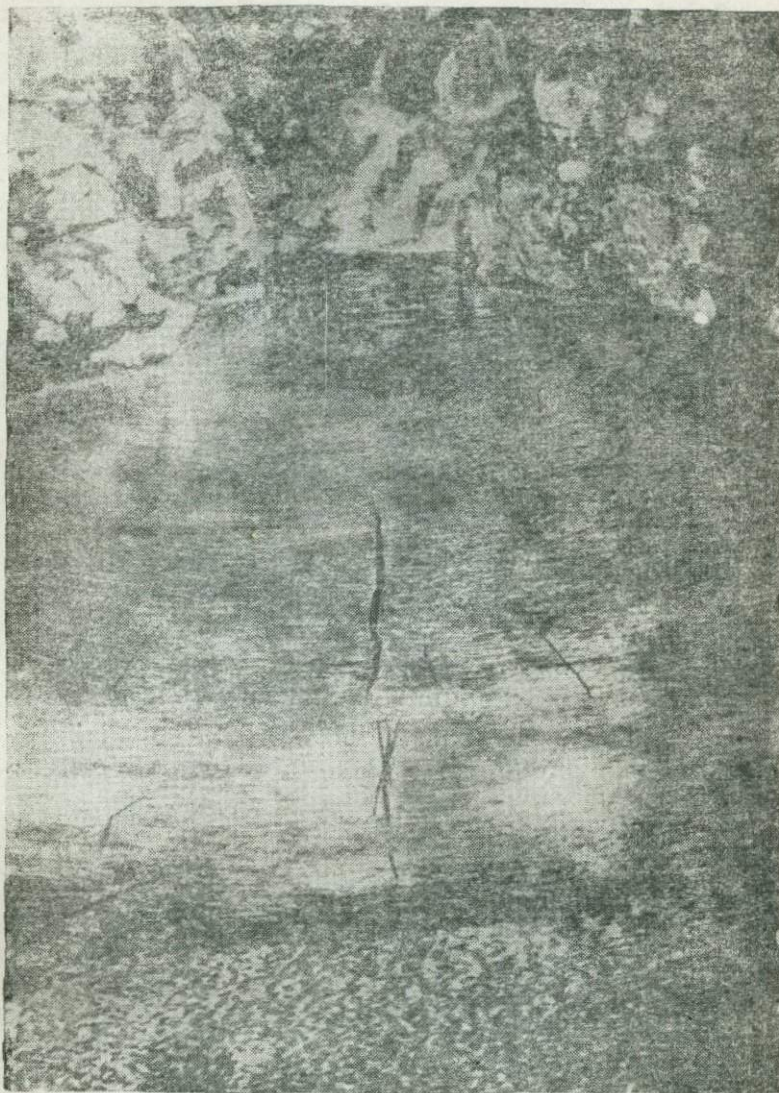
ГОСГЕОЛИЗДАТ

1946

Mechonem

g/viii-47..

Таблица I. СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЯ И РА РЫБЫ В ПЕНЕ НА ПОВЕРХНОСТИ
ГОРНОГО РУЧЬЯ



Адирондак в штате Нью-Йорк. Вода течет к наблюдателю. Частички пены вытянуты в полукруговые изгибы, параллельно границам заводи (косвенное отношение местного вытягивания к направлению главного потока). Внезапная утечка воды влево и вправо растянула полоски пены настолько симметрично, что образовались „поперечные трещины отдельности“ и несколько мелких диагональных трещин. Их расположение по отношению к своду из частиц пены можно сравнить с веером поперечных трещин отдельности в сводах линий течения в интрузиях.

РОБЕРТ БОЛК

552
Б 79

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Перевод выполнен: Э. М. Бонитедт, О. А. Воробьевой,
Е. П. Заварицкой и И. И. Симон

РЕДАКЦИЯ ПЕРЕВОДА *акад. А. Н. ЗАВАРИЦКОГО*



ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ
ЛИТЕРАТУРЫ КОМИТЕТА ПО ДЕЛАМ ГЕОЛОГИИ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР
МОСКВА 1946 ЛЕНИНГРАД



BALK R.

STRUCTURAL BEHAVIOR OF IGNEOUS ROCKS

Mem. Geol. Soc. Am., No. 5, 1937.

Известным американским геологом Р. Болком, по поручению Комитета по батолитам при Национальном исследовательском совете США, написана данная работа, являющаяся сводкой современного состояния знаний в области структурной геологии изверженных горных пород.

В работе детально описываются применяемые методы и результаты, полученные при структурных исследованиях в Европе и США.

Предлагаемая работа Р. Болка явится не только ценным руководством для молодых геологов при их полевых исследованиях, но представит также несомненный интерес для каждого советского геолога, и особенно для тех, кто специально работает в области структурной геологии изверженных масс.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Значение изучения внутреннего строения интрузивных массивов изверженных горных пород получило в настоящее время всеобщее признание. Одним из доказательств этого служит появление в свет предлагаемой книги Роберта Болка, написанной, как увидит читатель из введения автора, по поручению Комитета по батолитам, образованного Национальным исследовательским институтом США. Книга эта дает сводку современного состояния знаний в данной области и не только подводит итоги тому, что сделано в Западной Европе, но и тому новому, что дали работы американских геологов. В связи с перенесением разработанного, главным образом школой Клооса, метода на американскую почву, Болку пришлось основательно проанализировать содержание понятий, введенных Клоосом, и терминологию, разработанную им для обозначения этих понятий. В изложении Болка терминология принимает уже более интернациональный характер, и для нашей страны, где русская терминология в данной области знания еще только создается, это имеет особое значение.

Для русского перевода терминология, принятая в книге Болка и вообще в американской литературе, кажется нам даже более удобной, чем оригинальная терминология Клооса.

Вопрос терминологии в такой быстро развивающейся области, как структурное изучение изверженных масс горных пород, является очень важным. Передавая по возможности точно смысл понятия, вкладываемого автором в термин, необходимо считаться при переводе с особенностями языка и оттенков значения русских терминов. В некоторых случаях в скобках приведены соответствующие иностранные термины. Некоторое затруднение представляет употребление слов *структура* и *текстура*. Как известно, в русском языке структура и текстура горных пород понимаются в согласии с употреблением этих терминов

в немецком языке. Но в то же время мы говорим о структуре изверженных массивов, а эта структура прежде всего выражается в текстурных особенностях горных пород, их слагающих. Поэтому мы говорим, например, о линейных структурах течения в массиве, о сводовых структурах линий течения в массивах и в то же время о линейной текстуре гранита, слагающего эти массивы. Некоторые английские термины (*fabric, patterns*, отчасти *tension* и т. д.) еще не получили точного, вполне установившегося выражения своего смысла в русских терминах. Их приходилось передавать несколькими словами.

Несомненно, что по мере развития у нас структурных исследований изверженных масс, в русском языке будет выработана более строгая и точная терминология, чем это имеет место теперь, и мы надеемся, что она будет свободна от варваризмов и в то же время будет точно выражать понятия в общепринятом в мировой науке смысле.

При переводе этой книги переводчики и редактор стремились, чтобы оба эти требования были в должной мере выполнены.

А. Заварицкий

ВВЕДЕНИЕ

В течение последних лет геологи обратили усиленное внимание на внутреннюю структуру изверженных пород. Ее изучение сильно стимулировалось работами Ганса Клооса и геологов его школы в Европе. Ввиду того, что автору были знакомы эти работы, к нему обратился д-р Франк Ф. Гроут, председатель Комитета по батолитам при Национальном исследовательском совете США, с просьбой подвести итоги современному состоянию знаний в этой области и таким образом ознакомить с ними американских геологов. Предлагаемая работа детально описывает применяемые методы и некоторые результаты, достигнутые в Европе и США. Попытки собрать всю литературу, относящуюся к структурной геологии изверженных пород, сделано не было, но главные работы использованы.¹

Важнейшее значение исследований Клооса заключается в том, что он указал на существование определенных взаимоотношений между движением отдельных глыб в земной коре и их внутренней структурой. Хотя многие другие исследователи — Ван-Хайс, Лизс, Мид, Бови, Бечер, Чемберлен, Гейм, Зандер, Бекке, Гутенберг и др. — разработали петрографические, микроскопические и геофизические методы, при помощи которых получают сведения относительно динамической истории и физического поведения горных пород в земной коре, однако область динамической геологии настолько широка, что эти работы скорее дополняют, чем перекрывают одна другую. По мере того как развивается каждый метод, устанавливается все больше и больше точек соприкосновения и общая задача изучения структуры, к которой в настоящее время подходят с одним методом, наверное, будет решена в самом ближайшем будущем различными, не зависящими друг от друга методами.

¹ Некоторые работы, опубликованные после 1934 г., когда был закончен настоящий труд, приведены в конце книги.

В противовес широко распространенному микроскопическому изучению структуры пород, метод Клооса почти исключительно ограничивается изучением макроскопических особенностей, которые видны в поле. Основываясь на рисунке распределения складок и разломов в деформированных породах, он выводит заключение относительно вида и направления сжимающего или скалывающего давления, которое когда-то воздействовало на них. Теория и методы этой части структурной геологии были разработаны в Альпах, а также Висконсинской школой геологов. Хотя эта работа касалась главным образом метаморфических и осадочных, неметаморфизованных пород, имеющиеся теперь методы позволяют подвергнуть изверженные породы такому же тектоническому анализу. Без сомнения, большинство изверженных пород обладает внутренней структурой, на основании которой могут быть восстановлены с достаточной точностью история и механизм движения, т. е. процесс интрузии (или извержения). Таким образом, область структурного исследования земной коры сильно расширилась.

Структурные признаки изверженных пород отличаются от признаков пород неизверженных тем, что явления разрывов, обычные для всех пород, здесь связаны со структурой течения. Так, изучение систем трещин отдельности и сбросов в какой-либо изверженной массе, дающее возможность получить некоторое представление о происхождении и внедрении этой массы, может быть пополнено и уточнено соответственным одновременным изучением направлений течения. Таким образом, форма интрузивных масс в пространстве трех измерений может быть определена вообще более основательно, чем это было возможно раньше; можно установить зоны максимального притока магмы; может стать ясной комбинация механических усилий, сопровождающих внедрение больших плутонических масс; лучше можно понять некоторые взгляды на проблему магматической дифференциации.

Установив тесное соотношение между особенностями проявления признаков течения и системой разломов в изверженных породах, Клоос провел широкие опыты, чтобы исследовать механизм пластического течения и разрывов. Эти эксперименты подтвердили его предыдущие выводы, полученные на основании наблюдений и измерений макроскопических структурных элементов в поле. Взаимоотношения между формой плутонической массы, ее первичными структурами течения и ее системой

разломов стали настолько понятны, что раз известны общая форма массы и уровень, на котором она интродировала, то возможные линии течения и некоторые системы трещин отдельности могут быть предсказаны с высокой степенью вероятности. Сравнительное изучение структур ледников еще более расширило понимание механизма движения в пластических веществах. Область приложимости этих полевых исследований была расширена вплоть до применения их по отношению к континентальным глыбам. В этих работах рассматриваются критерии, относящиеся к так много дебатировавшемуся вопросу «дрейфа» континентов; сюда включены и такие явления, как разломы (en échelon), сопровождающие расколы, которые возникают при землетрясениях, а также системы флексур и разломов в породах, примыкающих к поднятиям и интрузиям.

Изучение структур изверженных пород, вероятно, будет иметь большое значение при решении некоторых проблем экономической геологии. Многие рудные месторождения в районах вблизи интрузивных масс следуют тем же направлениям, что и трещины, которые играют важную роль при внедрении интрузивов. Зоны нормальных сбросов или взбросов вблизи центров извержения и встречающиеся здесь деформации в земной коре повторяются в соответственных системах разломов и в плутонических телах. В некоторых случаях пути рудоносных растворов тесно связаны с системами разломов, возникающих как бы в ответ на движение вверх застывающих интрузивов.

Автор предполагал включить в эту работу главу о применении полевых структурных методов к проблемам прикладной геологии, особенно к изучению жильных месторождений, но в этой области до сих пор еще не имеется достаточных исследований. Автору пришлось также отказаться от включения детального изложения ряда поучительных экспериментов, проведенных проф. Клоосом. Статьи относительно этих двух проблем могут быть составлены позднее.

Настоящая работа начинается детальным описанием отдельных примеров структурных особенностей, которые следует изучать и измерять в поле. Прежде всего разбираются структуры течения, а затем разломы и сбросы; приложены карты и иллюстрации. Далее разбору подвергаются более крупные геологические единицы — дайки, массивы, меньшие по размерам штоки и вулканические пробки, или бисмалиты, воронкообразные интрузии и интрузивные пласты. Описываются взаимные отноше-

ния явлений течения и систем разломов. В следующей главе даны выводы, касающиеся механизма интрузии. Работа заканчивается советами относительно полевых и камеральных работ, тут же даются краткие указания относительно гнейсовых пород.

Автор сердечно благодарит д-ра Франка Ф. Гроута, полезная критика, беспристрастные советы и глубокий интерес которого к данной проблеме чрезвычайно помогли работе автора. Автор благодарит также д-ра Эрнста Клооса, который прочел всю рукопись, сделал критические замечания и разрешил поместить некоторые иллюстрации из неопубликованных его работ. Автор имел возможность посетить различные места США и работать в поле с Эспером С. Ларсеном-младшим, Адольфом Кнопфом, Франком Ф. Гроутом, Томом Ф. В. Бартом, Марландом Билингом и многими другими. Автор считает приятной обязанностью выразить благодарность за те многие полезные указания, которые он получил во время этих исследований.

Глубокую благодарность автора своему старому другу и бывшему учителю д-ру Гансу Клоосу поймет каждый, кто прочтет эту книгу.

ОПИСАНИЕ ПЕРВИЧНЫХ СТРУКТУР

ПЕРВИЧНЫЕ СТРУКТУРЫ ТЕЧЕНИЯ

Под первичными структурами изверженных пород в широком смысле понимаются те структуры, которые развились во время затвердевания пород.¹ Время, в течение которого развиваются структурные особенности, вообще говоря, продолжительнее периода застывания. Те особенности, которые образуются после полного застывания изверженной породы, нельзя относить к первичным, но это ни в коей мере не уменьшает их пригодности для разрешения структурных проблем. Так, например, в изверженных породах встречаются и структуры течения, и системы трещин, причем некоторые из последних носят первичный характер.

Все структуры течения можно определять или как линейные (linear), или как плоскостные (platy). Уже давно известно, что большие области, занятые гнейсо-гранитами или лавовыми потоками, обнаруживают системы слоев, или их компоненты располагаются в определенных плоскостях, что относили к признакам слоистости (foliation), флюидалной структуре (fluxion structure), полосчатости и сланцеватости. Общие черты и происхождение этих структур изучались многими геологами.

Помимо таких слоистых пород, есть группа так называемых массивных, плотных и, видимо, бесструктурных интрузий, которые большей частью пересекают окружающие формации. Работа геологов школы Клооса показала, что большая часть этих несогласно залегающих тел тоже обладает первичной структурой течения, аналогичной структуре гнейсовых массивов, но более слабой, а также, что совокупность и пространственное положение этих структур позволяют приблизительно восстановить движение, способ интрузии и очертание масс. Одной из таких структур, значение которой часто упускают из виду, является линейный параллелизм, широко развитый во многих несогласных интрузиях. Поэтому описание структуры течения и начинается с этого существенного явления.

¹ Краткое изложение содержания этой главы см. R. Balk, *Viscosity problems in igneous rocks*. Jour. Rheol., vol. 3, 1932, p. 461—478.

ЛИНЕЙНАЯ (LINEAR) СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЯ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Почти все магмы проходят через стадию, когда некоторые кристаллы уже образовались (например фенокристаллы интра-теллурического происхождения или сегрегации), тогда как остаток массы еще находится в жидком состоянии. Некоторое время жидкий остаток заключает в себе твердые кристаллы в виде суспензии. Общий закон гидромеханики состоит в том, что твердые тела, суспензированные в движущейся жидкости, принимают такую ориентировку, что получается динамическое равновесие сил, действующих вдоль поверхности каждой суспензированной частицы. Когда жидкости с суспензированными твердыми частицами текут сквозь цилиндрические трубки, эффект неодинаковых и различно направленных напряжений познается по характеру деформации изометричных твердых тел, например, сфер или кубов, в эллипсоиды или призмы с длинными осями, ориентированными параллельно оси трубки, т. е. параллельно направлению главного течения. Иными словами, наиболее значительны те силы, которые действуют параллельно оси трубки. В течение известного времени они будут стремиться вытягивать и ориентировать параллельно оси трубки любую составляющую смеси. Если среди суспензированных кристаллических зерен находятся зерна, имеющие форму карандаша, призмы, капли или диска (т. е. если их геометрические оси не равны по длине), то действие сил течения сведется к повороту длиннейшей оси или длинной оси в положение, грубо параллельное направлению максимального удлинения, в данном случае параллельно оси трубки. Такое положение ближе, чем какое-либо иное, отвечает динамическому равновесию. Там, где форма свободного пространства при этом не симметрична, взаимоотношения между окружающими стенками и направлением наибольшего удлинения текущей смеси менее просты, и они должны быть определены в каждом отдельном случае. Далее, там, где, как во многих интрузиях, свободное пространство велико, необходимо отличать направления «главного течения» и местных течений. Они относятся друг к другу приблизительно так, как прибрежные водовороты к главному течению реки. Линейный параллелизм в месте его проявления может рассматриваться как надежный показатель направления наибольшего вытягивания в исследуемой породе во время развития ее структуры.

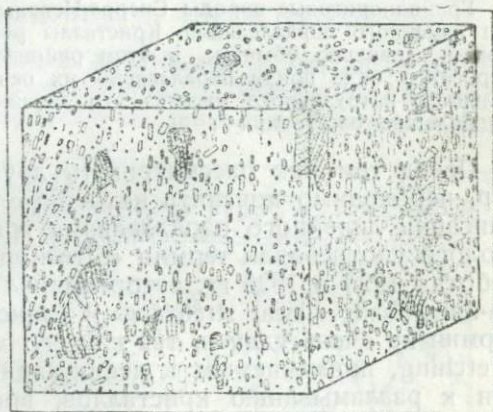
ЛИНЕЙНЫЙ ПАРАЛЛЕЛИЗМ ИГОЛЬЧАТЫХ КРИСТАЛЛОВ

Призматические кристаллы роговой обманки часто ориентированы в линейном порядке (фиг. 1). Фенокристаллы полевого шпата, которые имеют более изометричную форму, расположены менее правильно. Хотя одна геометрическая ось обычно длиннее двух других, тем не менее она не на много длиннее,

и стремление ориентироваться у самой длинной оси здесь слабое. Кристаллы подобной формы, как правило, показывают значительно большее разнообразие ориентировки. Линейный параллелизм этого типа наиболее хорошо развит в телах трубкообразных, с крутыми стенками, и штокообразных, как показывают следующие примеры.

Сyenитовый массив Сноубанк Лейк в Северной Миннесоте занимает более или менее цилиндрическое пространство с вертикальной осью². Призматические минералы, значительная часть кристаллов полевых шпатов и линейная структура окружающих вмещающих пород — сланцев и конгломератов — также вертикальны. Поднимавшаяся масса, повидимому, увлекла с собой краевую зону боковых пород.

В крутых утесах интрузивных трахитовых и андезитовых вулканических пробок в Зибенбурге, в Западной Германии, видны фенокристаллы санидина, призмы роговой обманки и включения, ориентированные таким образом, что большинство из них располагается вертикально. Местные отклонения от вертикального положения встречаются около кровли³. Отсюда вывод, что магма этих пробкообразных интрузий текла вертикально вверх.



Фиг. 1. Линейный параллелизм.

Фенокристаллы, полоски минералов и ксеколиты, наблюдающиеся во многих бисмалитах. Следует заметить, что порода кажется бесструктурной на ее верхностях, близких к горизонтальной.

Линейное расположение фенокристаллов полевого шпата в эссекситовых пробках Монтережиан Хилс известно довольно давно⁴. В противоположность мнению практиков, что различные фазы эссекситов, слагающих гору Джонсон, залегают одна на другой в виде горизонтальных слоев, Адамс указал⁵, что железисто-магнезиальные минералы и полевой-шпатовые вкрапленники расположены в виде вертикальных полос, ясно указывающих на вертикально восходящий поток застывшей массы.

² R. Balk and F. F. Grout, *Structural study of the Snowbank stock*, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 45, 1934, p. 621—636.

³ H. and E. Cloos, *Die Quellkuppe des Drachenfels am Rhein*, Z. Vulkanol., Bd. 11, 1927, S. 33—40; *Das Strömungsbild der Wolkenburg*, Z. Vulkanol., Bd. 11, 1927, S. 93—95.

⁴ H. Sholtz, *Der Lohrberg im Siebengebirge*, Ber. d. Niederrhein. geol. Vereins, 1929, S. 1—9; *Die Bedeutung makroskopischer Gefügenderuntersuchungen*, Z. Vulkanol., Bd. 14, 1931, S. 114—115.

⁵ F. D. Adams, *The Monteregian Hills, a Canadian petrographic province*, Jour. Geol., vol. 11, 1903, p. 239—282.

J. A. Dresser, *Report on the geology and petrography of Shefford Mountain, Quebec*, Geol. Surv. Canada, Ann. Rept. 13, pt. L, 1902, 35 pages; *Report on the geology of Brome Mountain, Quebec*, Geol. Surv. Canada, Ann. Rept. 16, pt. G, 1906, 22 pages.

J. J. O'Neill, *St. Hilaire (Beloeil) and Rougemont mountains, Quebec*, Geol. Surv. Canada, Mem. 43, 1914, 108 pages.

⁶ F. D. Adams. Op. cit., p. 278—280, figs. 5 and 6.

Дополнительные примеры вертикально ориентированных фенокристаллов полевого шпата находим у О'Нейля⁶.

Вертикальные полосы полево-шпатовых фенокристаллов встречаются по краям риолитовой пробки Шэгги Пик в Юта⁷ и в дацитовой пробке гор Билл Вильямс в районе Сан-Франциско, в Аризоне⁸; они хорошо развиты во многих пробках Шотландии, например в Карвиннинг Хилл, к западу от Глазго⁹. Петрографические описания многих изверженных центров третичного или позднемезозойского возраста в Северной Америке содержат отдельные указания относительно вертикальных структур течения в интрузивных массах с крутыми стенками и в эродированных вулканических пробках.

Гранодиоритовые породы Сиерра-Невады местами обнаруживают тот же тип линейного параллелизма. Кристаллы роговой обманки, до полдюйма длиной, довольно обычны; в этом районе некоторые кристаллы биотита выросли в виде призм параллельно их осям *c*. Вдоль многих контактов большого интрузивного массива это линейное направление выдерживается на большие расстояния¹⁰.

Перед тем как рассматривать другие типы линейных структур, необходимо пояснить некоторые детали терминологии. При описании линейного параллелизма гранитов Силезии германские геологи употребляли термин «*Streckung*»¹¹, и в некоторых своих работах 1925 и 1926 гг. автор принял этот термин, переводя его по-английски «*linear stretching*»¹² (линейное растяжение). Но этот термин не очень удачен, так как его можно смешать с термином *stretching*, применяемым к деформации кристаллических сланцев или к разламыванию кристаллов, вроде того, как это бывает в турмалинах. Кроме того, было обнаружено столько различных типов этой структуры, что требуется более совершенный термин. Автор предлагает обозначение *flow lines* (линии течения) для всех линейных структур, которые, предположительно, образовались из более или менее вязких потоков магм. Термин «*linear stretching*» должен применяться там, где предполагается наличие более или менее пластического течения и деформации, как в кристаллических сланцах, сланцах, мраморах, катакласти-

⁶ J. J. O'Neill. Op. cit., p. 21, 34, 40, 44, 74.

⁷ J. Gilluly. *Geology and ore deposits of the Stockton and Fairfield quadrangles, Utah*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 173, 1932, p. 59.

⁸ H. H. Robinson. *The San-Franciscan volcanic field, Arizona*, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 76, 1913, p. 61.

⁹ J. E. Richey. *The geology of North Ayrshire*, Geol. Surv. Scotland, Mem., 1930, p. 69. Additional notes in G. W. Tyrrell: *The trachytic and allied rocks of the Clyde Carboniferous lava-plateaus*, Roy. Soc. Edinburgh; Pr., vol. 36, 1917, p. 289—292; G. V. Wilson. *Preliminary notes on volcanic necks in northwestern Ayrshire*, Geol. Soc. Glasgow, Tr., vol. 16, pt. 1, 1916, p. 86—99; A. Geikie. *The ancient volcanoes of Great Britain*, 2 vols. 1887, London.

¹⁰ E. Cloos. *Structural survey of the granodiorite south of Mariposa*, Am Jour. Sci., vol. 23, 1932, p. 289—304; *Der Sierra-Nevada Pluton*, Geol. Rundschau, Bd. 22, 1931, S. 372—384.

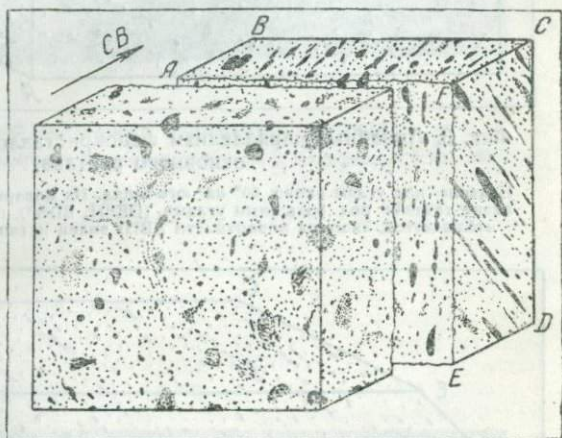
¹¹ H. Cloos. *Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge*, Braunschweig, Sammlung Vieweg, 1921, S. 11.

¹² R. Balk. *Primary structures in granite massives*, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 36, 1925, p. 679—696; *A contribution to the structural relations of the granitic intrusions of Bethel, Barre, and Woodbury, Vermont*, Vermont State Geol., Bienn., Rept. vol. 15, 1926, p. 39—96.

ческих гнейсах, милонитах. Минералы, образующие линии течения, едва ли бывают когда-нибудь деформированными, пологими или перекристаллизованными. Там, где местами такая деформация наблюдалась, она предшествовала окончательному затвердеванию магмы и относится к протокластическому типу деформаций. Если такие породы в последующие периоды подверглись расланцеванию при кластической деформации, то различить первичную и вторичную структуры не всегда возможно.

ЛИНЕЙНЫЙ ПАРАЛЛЕЛИЗМ СГУСТКОВ (CLOTS)

В крупных телах кварцевого монзонита в западных штатах США, как Кост Рейндж в Сьерра-Неваде, батолитов Айдахо и Баудер¹³ и др., наблюдаются многочисленные скопления железисто-магнезиальных минералов. Они мелко- или среднезернисты и местами имеют вид полос (streak-like), варьируют в длину от нескольких дюймов до фута и более. Происхождение их различно: некоторые являются посторонними включениями, настолько метаморфизованными, что минералы их идентичны с минералами включающих изверженных пород, согласно с реакционным принципом Боуэна¹⁴; другие могут представлять собой случайные накопления обычных железисто-магнезиальных минералов в магме и относиться к сегрегациям или автолитам.



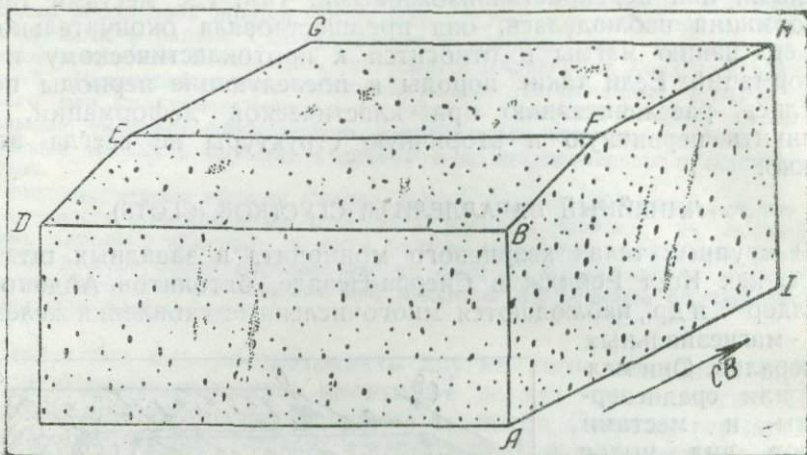
Фиг. 2. Расположение сгустков в изверженных породах.

Передний блок представляет собой массивную породу со сгустками случайной формы, задний — породу такого же типа, значительно вытянутую по линиям, падающим под углом около 45° на северо-восток. Слабые вертикальные слои течения имеют простирание северо-восток—юго-запад. Заметны различные степени удлинения на трех поверхностях. На поверхности FCEД видны только линии течения, на горизонтальной поверхности и на других вертикальных линиях течения нельзя отличить от слоев течения.

¹³ В данной работе повсюду термин *батолит* означает «плутоническая масса среднего или большого размера» — определение, предложенное Комитетом по проблемам батолитов (Committee on Batholith Problems of the National Research Council, Exhibit B, Appendix A, Annual Report of the Division of Geology and Geography, 1933, p. 2). Подобно этому термин *массив* можно предварительно определить как «плутоническая масса малого размера». Этим терминам не придается генетического значения.

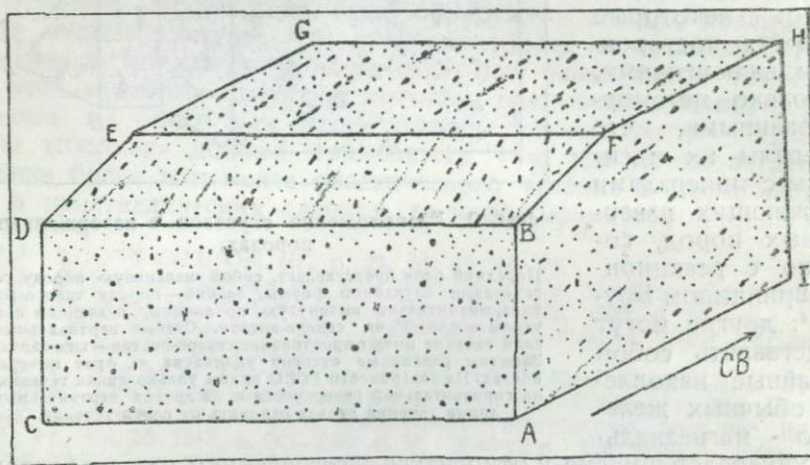
¹⁴ N. L. Bowen. *The behavior of inclusions in igneous rocks*, Jour. Geol., vol. 30, 1922, p. 513—570.

Петрография и генезис этих пород в Сьерра-Неваде описаны Пабстом.¹⁵ Эти основные густки, независимо от их происхож-



Фиг. 3. Линейный параллелизм фенокристаллов и немногие полоски основного состава.

Падение под углом около 60° на юго-запад. На поверхностях, которые срезают линии течения под большими углами, (GEFH, EDBF), параллельность почти не наблюдается; лишь на поверхности АВНI виден истинный угол погружения.

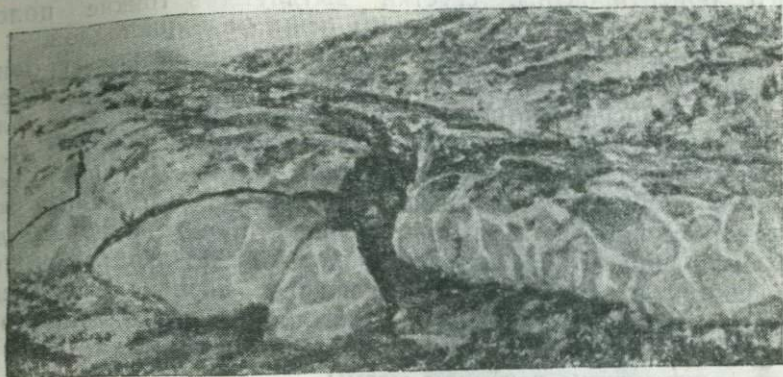


Фиг. 4. Линии течения.

Погружение около 20° на юго-запад. На поверхностях OEFH и EDBF направление измеримо, но угол падения может быть найден лишь на поверхности АВНI.

дения, были некоторое время пластичными. Их тонкая, веретенообразная форма указывает направление, а степень вытянуто-

¹⁵ A. Pabst. *Observations on inclusions in the granite area of the Sierra-Nevada*, Univ. Calif., Dept. Geol. Publ., vol. 17, No. 10, 1928.



Фиг. 1. Гранодиорит с округлыми основными сгустками.
Вблизи озера Айрланд. Иосмитский национальный парк в Калифорнии (стр. 13)

62



Фиг. 2. Гранодиорит Сиерра-Невады.

Каньон Ливнинг. Иосмитский национальный парк в Калифорнии. Сгустки вытянуты в виде вертикальных веретен, некоторые слегка сплюснуты в вертикальной плоскости в направлении слева направо. Поверхность породы вертикальная (стр. 18)



сти — величину растяжения окружающих пород (фиг. 2, 3, 4). В зонах, где окружающие минералы, например фенокристаллы, строго ориентированы, сгустки вытянуты в тонкие полосы, длинные оси которых параллельны осям фенокристаллов.

Подобно этому, последние внутри автолитов имеют одинаковое направление. Когда ориентировка окружающих минералов менее выдержана, сгустки пропорционально более толсты и напоминают слегка деформированные шары (табл. 2 и 3).

Линейные структуры, образованные этими сгустками, более высокого порядка, чем ранее описанные. Отдельные зерна в сгустках могут иметь случайную ориентировку, а параллелизм отдельных призматических кристаллов обуславливает кристаллографическую ориентировку каждого зерна. Компоненты основных сгустков могут быть одинаковых размеров, что же касается всего сгустка, то он может быть повернут и деформирован окружающим течением магмы.

Веретенообразные скопления основных минералов известны во многих частях света. Помимо Сьерра-Невады в Калифорнии и интрузии Кост-Рейндж в юго-западной Аляске¹⁶, они наблюдаются во многих местах среди валунов гранодиорита в Монтане¹⁷, как, например, в железнодорожных выработках между Дьюн и Дивайд (табл. 3).

Менее обычны, повидимому, автолиты в палеозойских гранитах Аппалачских гор тем не менее несколько месторождений их было описано Дэллом¹⁸, который, в свою очередь, приводит ряд ссылок. Как убедился автор, подобные автолиты редко бывают эллипсоидальными, а в «массивных» породах преобладают сферические формы. Вдоль вертикальных контактов нордмаркитового порфира горы Литл Аскупней в Вермонте наблюдается много темных включений, часть которых удлинена в виде эллипсоидов с круто поставленными осями¹⁹. Автор наблюдал значительно удлиненные включения в карьерах Бетел в Вермонте.

Загрязнения основными минералами, вероятно, измененные включения в граните Лаузиц в Германии²⁰, вытянуты веретенообразно, параллельно линиям течения окружающих пород. Ряд ксенолитов, длиной около 30 м, наблюдался в карьерах Штрелена в Силезии, параллельно местным линиям

¹⁶ A. F. Buddington. *Coast Range intrusives of southwestern Alaska*, Jour. Geol., vol. 35, 1927, p. 224—246.

A. F. Buddington and T. Chapin. *Geology and mineral deposits of southwestern Alaska*, U. S. Geol. Surv., Bull. 800, 1929, p. 232.

¹⁷ P. Billingsley. *The Boulder batholith of Montana*, Am. Inst. Min. Met. Eng., Bull. 97, 1915, p. 31—47.

P. Billingsley and J. A. Grimes. *Ore deposits of the Boulder batholith of Montana*, Am. Inst. Min. Met. Eng., Bull. 124, 1917, p. 641—717.

F. F. Grout and R. Balk. *Internal structures in the Boulder batholith*, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 45, 1934, p. 877—896.

¹⁸ T. N. Dale. *The commercial granites of New England*, U. S. Geol. Surv., Bull. 738, 1923, p. 58—60.

¹⁹ Полевые наблюдения автора. Петрология этого района была описана в книге R. A. Daly. *The geology of Ascutney Mountain, Vermont*, U. S. Geol. Surv., Bull. 209, 1903, 122 pages.

²⁰ H. Stenzel. *Tektonik des Lausitzer Granitmassivs*, Abh. d. Preuss. Geol. Landesanst., N. F. Bd. 96, 1924, S. 13—15, Fig. 2.

Фиг. 1. Совершенный параллелизм ливейных сгустков.

Северо-западнее Йосемитского водопада Йосемитский национальный парк в Калифорнии (стр. 18)



Фиг. 2. Глыбы гранодиорита с основными сгустками, вытянутыми в полосы

Железнодорожная выемка к западу от Дивайд, Монтана. Полосы указывают направление максимального растягивания застывшей массы. Слабая плитчатая сланцеватость сопровождается линейным параллелизмом. Поверхность обнажения наклонена к наблюдателю под углом около 70° (стр. 18)

течения²¹. Скопления темных минералов многочисленны в некоторых сие-нитовых и диоритовых массах, где они удлинены параллельно местной структуре течения²².

ЛИНЕЙНЫЙ ПАРАЛЛЕЛИЗМ РАВНОМЕРНОЗЕРНИСТЫХ ПОРОД

Линейный параллелизм в большинстве разрабатывающихся так называемых «массивных» гранитов выражен более слабо. Эти породы часто лишены фенокристаллов или игольчатых кристаллов; посторонние включения резко очерчены, не ассимилированы; темные сгустки редки. Линейное «волокно» (fiber), которое, однако, часто наблюдается, получается вследствие грубого линейного параллелизма зерен минералов. Например, в граните Барре, в Вермонте, зерна как полевого шпата, так и кварца, вытянутые в одном направлении, имеют слегка эллиптические очертания; по крайней мере, достаточное число их имеет удлинённые очертания, так что внимательный наблюдатель может отметить эту структуру. Параллелизм может быть значительно подчеркнут параллельным положением ряда кристаллов биотита. Человеческий глаз можно приучить подмечать эту почти неуловимую структуру; большинство геологов лишь после некоторого опыта различает ее, каменотесы же во всех частях света привыкли к ней. Однако в естественных обнажениях этот линейный параллелизм равномернозернистых пород подмечать трудно; не удивительно поэтому, что многие геологи, работавшие в таких районах, при обычной региональной съемке не замечали его, вследствие чего ошибочно принималось, что породы лишены структур течения. Это один из многих случаев, когда важные структурные проблемы оставались неосвещенными из-за того, что геологи, будучи загружены полевой работой, не имели времени для таких детальных исследований (указания относительно измерения линейного параллелизма даны на стр. 169—170).

Многие граниты Новой Англи обнаруживают этот тип линейного параллелизма. Автор наблюдал его в районе каменоломен Бетел, Барре, Вудбери, Хардвик и Виндзор в Вермонте; Конкорд и Ганновер в Нью-Гэмпшире, Куинси в Массачусетсе и в Вестерли, Род Айленде. Если судить по отрывочным указаниям в литературе и по крупным полированным плитам многих зданий Нью-Йорка, то граниты Стоунингтона в Мэн, Рокпорте в Массачусетсе, Винальхавена в Мэн, а также многие другие, повидимому, обладают таким же линейным параллелизмом.

Особенно ясно линии течения видны в граните озера Саганана в Северной Миннесоте²⁴, где некоторые зерна кварца являются эллипсоидами до полдюйма длиной; в хороших обнажениях эллипсоиды легко отличимы.

²¹ H. Cloos. *Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen*, Abh. d. Preuss. Geol. Landesanst., N. F. Bd. 81, 1920, S. 37, Fig. 10.

²² E. Bederke. *Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F. Bd. 89, 1922, S. 39—71.

G. Fischer. *Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen*, Neues Jahrb. f. Min., Abt. A, Beil.-Bd., 60, 1929, S. 313, 314.

²³ T. N. Dale. Op. cit.

²⁴ F. F. Grout. *The Saganaga granite of Minnesota—Ontario*, Jour. Geol., vol. 37, 1929, p. 562—591.

ПЛОСКОСТНЫЕ СТРУКТУРЫ ТЕЧЕНИЯ (PLATY FLOW STRUCTURES)

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Таких изверженных тел, в которых минералы хотя бы местами не были расположены в примерно параллельных плоскостях, немного. Эта структура многим геологам стала настолько знакомой, что они говорят о флюидальной текстуре, или «структуре течения» (flow structure), «полосчатости» (banding), «линиях течения» (flow line), или флюидальной структуре, не разделяя их, так как видимые «полосы», или «линии» всегда являются видом плоскостной структуры, если ее рассматривать сбоку на срезанной поверхности обнажения. Автору известен ряд районов, не обладающих плоскостной структурой, но представленных такими в литературе потому, что хорошо развитый линейный параллелизм на некоторых поверхностях похож на срезы плоскостных структур. Поэтому эти два вида структур необходимо различать с большой осторожностью.

От едва заметной отдельности в породе по какому-либо преимущественному направлению, едва намечаемому видимым параллелизмом минералов, существуют переходные стадии к сильно развитой плоскостной структуре. Контрасты в цвете, например, между биотитом и полевым шпатом, очень помогают обнаружить структуру. В исключительных случаях гнейсовая слоистость и даже милонитовые породы были найдены в таких интрузиях, во внутренних частях которых отсутствуют структуры течения (стр. 92). В промежуточной зоне плоскостная структура переходит от одного крайнего случая к другому.

В дальнейшем автор знакомит читателя с различными типами, в которых встречаются плоскостные структуры изверженных пород, а на стр. 37 рассматриваются структурные типы, в которых комбинируются линейная и плоскостная структуры; о происхождении их говорится на стр. 69—70.

ПЛОСКОСТНОЙ (PLATY) ПАРАЛЛЕЛИЗМ ФЕНОКРИСТАЛЛОВ

Фенокристаллы полевых шпатов обнаруживают этот тип параллелизма в одной плоскости (табл. 4, фиг. 2) особенно хорошо. Самые большие грани кристаллов [часто плоскости (010)] находятся в параллельном положении, что проявляется в различной степени; однако человеческий глаз чувствителен к такого рода параллелизму. Если фенокристаллов ориентировано только 10%, то параллелизм уже легко заметен. Породы, богатые вкрапленниками, могут даже образовывать слои этих кристаллов, или линзы; длинные оси последних параллельны отдельным кристаллам.

В порфировых разностях интрузий Сиерра-Невады, особенно вблизи контактов, наблюдаются слои, усеянные фенокристаллами полевых шпатов (табл. 4, фиг. 2).

Такой же параллелизм отмечен в полевошпатовых разностях габбро Дьюлус²⁵, в порфириновых гранитах района Джорджтаун в Колорадо²⁶, в граните озера Кекекваб в Миннесоте²⁷, в анортозите Адирондака²⁸, в гранитах Исполиновых гор²⁹ и Фохтланд в Германии³⁰, в гранитах Дартмура и Корнуэлла³¹, в габброидных породах Арднамерчан³² и Скай (пироксены)³³, в щелочных породах Монтережиан Хиллс³⁴ и в натровых сиенитах Тин Маунтен в Неваде³⁵. Расположение кристаллов полевых шпатов в трахитовых породах настолько хорошо известно, что приводит специальные примеры не представляется нужным. Более крупные линзы, образованные фенокристаллами, описаны во многих районах³⁶, но, вероятно, нередко присутствуют и в ряде интрузий.

СЛОИ ТЕЧЕНИЯ (FLOW LAYERS — ШЛИРЫ)

Тщательное наблюдение позволит в каждом теле интрузивной породы установить местные неправильности в составе. Железисто-магнезиальные минералы или же более богатые кремнеземом компоненты концентрируются отдельными участками в линзах или правильных слоях течения, которые легко наблюдать благодаря различию в цвете.

Можно сказать, что если слои течения (шлиры)³⁷ представляют собой табличатые дисковидные тела, сложенные преимущественно теми же минералами, которые образуют и окружаю-

²⁵ F. F. Grout. *Internal structures of igneous rocks.*, Jour. Geol., vol. 26, 1918, figs. 8A а. С. Приводится много других местностей, в которых имеются подобные структуры.

²⁶ J. F. Spurr and G. H. Garrey, *Economic geology of the Georgetown quadrangle, Colorado*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 63, 1908, p. 59, 60.

²⁷ J. T. Stark. *The primary structure of the Kekequabic granite*, Jour. Geol., vol. 35, 1927, p. 727, fig. 2.

²⁸ R. Balk, *Structural geology of the Adirondack anorthosite*, Min. Petr. Mitt., Bd. 41, 1931, p. 315, 316, pl. 1.

²⁹ H. Cloos, *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen*, 1, *Das Riesengebirge*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1925, S. 29, 30, 43.

³⁰ W. Höpfner. *Tektonik der Granite der Vogtländischen Zone*, Sächs. Akad. Wiss., Math.-phys. Kl., Bd. 41, 1929, S. 7, Fig. 2, 3.

³¹ C. Reid et al. *The geology of Dartmoor*, Geol. Surv. England and Wales, Mem., 1912, p. 33, 37.

J. S. Flett and J. B. Hill. *The geology of the Lizard and Meneage*, Geol. Surv. England and Wales, Mem., 1912, p. 218.

³² J. E. Richey and H. H. Thomas. *The geology of Ardnamurchan, Northwest Mull, and Coll*, Geol. Surv. Scotland, Mem., 1930, p. 221, 222, 335.

³³ A. Harker. *The Tertiary igneous rocks of Skye*, Geol. Surv. Scotland, Mem., 1904, p. 69.

³⁴ J. J. O'Neill. *St. Hilaire (Beloeil) and Rougemont mountains, Quebec*, Geol. Surv. Canada, Mem. 43, 1914, p. 40.

³⁵ S. H. Ball. *The post-Jurassic igneous rocks of southwestern Nevada*, Jour. Geol., vol. 16, 1908, p. 39.

³⁶ R. Balk. *Structural geology of the Adirondack anorthosite*, Min. Petr. Mitt. vol. 41, 1931, p. 315.

³⁷ Шлир — старинное немецкое слово, обозначающее изъян в стекле, зону ненормального состава, портящую оптические свойства куска. Термин применяется также для обозначения резко слоистого состава воздуха над нагретой почвой. Термин *шлир* может быть предпочтительнее, чем *слои течения*, при обозначении сравнительно неправильных слоев, волнистых и коротких.



Фиг. 1. Биотит, роговая обманка, сфен и полевой шпат в гранодиорите.
Восточнее озера Бут. Йосемитский национальный парк в Калифорнии (стр. 21).



Фиг. 2. Роговообманково-биотитовый слой течения с фенокристаллами полевого шпата в гранодиорите.

Вблизи озера Айрланд. Йосемитский национальный парк в Калифорнии. В параллельном положении находится плоскость (010) полевошпатовых фенокристаллов (стр. 21).

щие породы, но в иных соотношениях (табл. 4, фиг. 1), то границы слоев течения могут быть постепенными или резкими. Внутри отдельных слоев течения относительные количества минералов довольно постоянны. Значительно варьируют мощность и протяжение слоев, которые могут быть прямыми, изогнутыми или складчатыми (табл. 5, фиг. 2). Соседние слои могут быть параллельными друг другу или, реже, могут срезаться один другим. Кристаллы в слоях течения гранитных пород могут лежать так, что самые большие их грани параллельны плоскости слоя (табл. 4, фиг. 2). Однако кристаллы, слагающие слои течения в габброидных породах, имеют тенденцию ориентироваться случайно. Синонимами являются термины «слоистость» (foliation) и «флюидалная полосчатость» (fluxion banding). Систематическое наблюдение над их простираем и падением и, особенно, их тщательное измерение в поле составляют одну из самых существенных частей любого структурного изучения изверженных пород. В некоторых габброидных породах слои течения развиты исключительно хорошо, и имеются детальные данные о их расположении и происхождении³⁸. Подобные исследования гранитных пород редки. Изучать и картировать слои течения одним из первых начал венский геолог Рейер, статьи которого³⁹ содержат превосходные наблюдения над природой плоскостей течения. Опубликованная в 1925 г. монография Клооса о граните Исполиновых гор⁴⁰ ясно показала, насколько мы можем продвинуться вперед в понимании механизма интрузии изверженных тел благодаря структурным наблюдениям.

Слой течения очень разнообразны по общему виду и составу. Каждая изверженная масса может иметь свойственные ей шпирь, и, кроме того, некоторые участки внутри какого-нибудь тела могут обнаруживать индивидуальные черты, не встречающиеся в других местах.

³⁸ G. F. Loughlin. *The gabbro and associated rocks at Preston, Connecticut*, U. S. Geol. Surv., Bull. 492, 1912, 158 pages.

F. F. Groul. *Internal structures of igneous rocks; their significance and origin; with special reference to the Duluth gabbro*, Jour. Geol., vol. 26, 1918, p. 439—458.

G. S. Rogers. *Geology of the Cortlandt series and its emery deposits*, N. Y. Acad. Sci., Ann., vol. 21, 1911, p. 11—85.

R. Balk. *Die primäre Struktur des Noritmassivs von Peekskill am Hudson*; Neues Jahrb. f. Min. Abt. B. Beil.-Bd. vol. 57, 1927, S. 249—303.

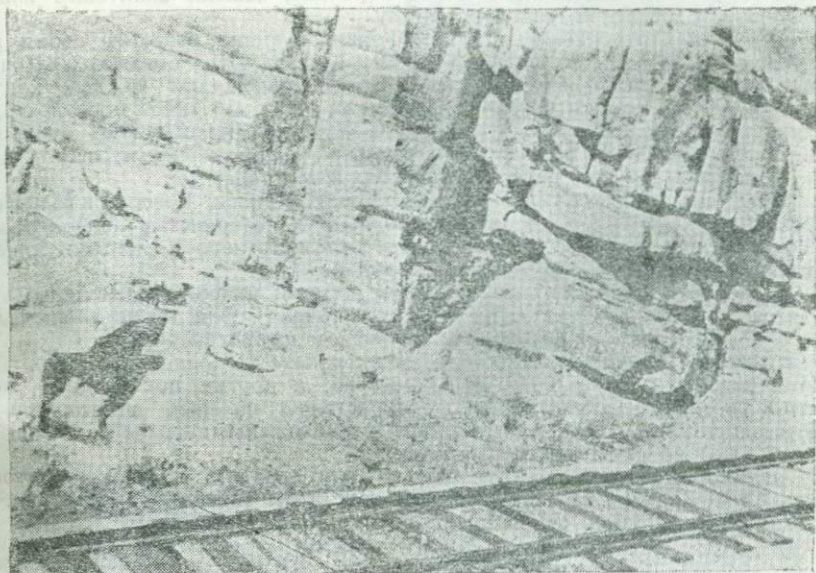
A. Harker. Op. cit., p. 85—91.

A. G. Högbom. *Zur Petrographie von Ornskoldsvik*, Geol. Inst. Univ. Upsala, Bull., vol. 10, 1911, p. 149—196.

A. L. Hall. *The Bushveld igneous complex of the central Transvaal*, Geol. Surv. S. Africa, Mem. 28, 1932, p. 226—280.

³⁹ E. Reyer. *Theoretische Geologie*, Stuttgart, E. Schweizerbart, 1888, S. 867; *über die erzführenden Tiefeneruptionen von Zinnwald—Athenberg und über den Zinnbergbau in diesem Gebiete*, Jahrb. d. K. K. Reichs Anst., Bd. 29, 1879, S. 1—60; *Tektonik der Granitergüsse von Neudeck und Karlsbad*, ibid., S. 405—462.

⁴⁰ H. Cloos, *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen*. 1; *Das Riesengebirge*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1925, S. 1—194.



Фиг. 1. Баулдерский гранодиорит.

Вблизи железнодорожного развезда Уэлш, к востоку от Бьют, Монтана (стр. 26).



Фиг. 2. Гранит.

По всей вероятности, складки образовались во время течения. К югу от озера Джиллад, Нью Йорк (стр. 24).

Гранодиорит Баулдер в Монтане изобилует аплитовыми шширами весьма большой длины и мощности, хотя и неправильной формы. Местами в магматическом течении наблюдаются слои течения из железисто-магнезиальных минералов (табл. 5, фиг. 1), значительно более короткие, нежели аплитовые шширы, но имеющие более правильную форму.

Интрузии Сиерра-Невады в Калифорнии хорошо известны своим развитием слоев течения⁴¹. Согласно Эрнсту Клоосу, слои, богатые железисто-магнезиальными минералами, практически сопровождают каждый контакт гранодиорита⁴², причем в некоторых местах (табл. 18) такой пояс достигает в шширину нескольких миль. В середине интрузии преобладают аплитовые шширы значительного размера, без заметной закономерности; они напоминают аплитовые массы батолита Баулдер в Монтане.

Щелочной гранит Куинси в каменоломнях Куинси, Беверли и Манчестер в Массачусетсе⁴³ содержит многочисленные мелкозернистые линзообразные шширы, несколько более обогащенные железисто-магнезиальными минералами по сравнению с окружающей породой.

В батолите Вермилион в Миннесоте темные шшонкинитовые шширы находятся в ряде удаленных друг от друга точек⁴⁴. Они также наблюдались далее в восточном направлении в небольшом штоке сиенита.

В граните Стоунингтона в Мэн, и в граните Исполовиных гор в Германии развиты шширы аплитового состава; в других преобладают железисто-магнезиальные минералы; фенокристаллы полевых шшатов наблюдаются в темных слоях течения, где расположены параллельно, или же слагают мелкие самостоятельные слои⁴⁵.

Аксессорные минералы в слоях течения передки. В гранодиоритовых телах Калифорнии и Монтаны обычны кристаллы титанита; борнит, как составная часть шширов, отмечен для Уиллоу Крик в Аляске⁴⁶.

ПАРАЛЛЕЛИЗМ КСЕНОЛИТОВ И СЕГРЕГАЦИЙ

Большое значение для интерпретации слоев течения имеет то, что сегрегации, основные сгустки и ксенолиты часто расположены в виде слоев, параллельно плоскостям слоистости или сланцеватости (foliation). Хотя плоскости сланцеватости могли возникнуть в породе впоследствии, как вторичные особенности, более поздние, чем затверждение этой массы, тем не менее, можно допустить с трудом, что сегрегации или посторонние включения могли поворачиваться и передвигаться в ряды, параллельные плоскостям слоистости, исключая время кристаллизации породы

⁴¹ G. K. Gilbert, *Gravitational assemblage in granite*, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 17, 1906, p. 321—328.

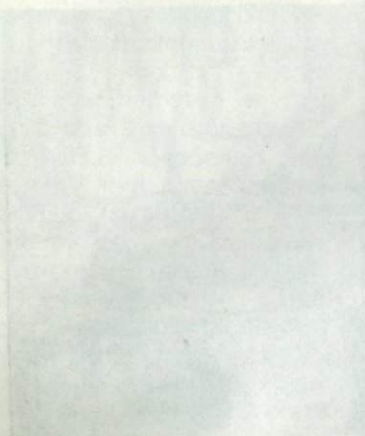
⁴² E. Closs, *Structure of the Sierra-Nevada batholith*, 16 th Int. Geol. Cong., Guidebook 16, 1933, p. 40—45, pl. 7.

⁴³ C. H. Clapp, *Geology of the igneous rocks of Essex County, Massachusetts*. U. S. Geol. Surv., Bull. 704, 1921, p. 84. H. S. Washington. *The petrographic province of Essex County, Massachusetts*, Jour. Geol., vol. 6, 1898, p. 794—796.

⁴⁴ F. F. Grout, *A peculiar shonkinite related to granite*, Am. Jour. Sci., vol. 9, 1925, p. 472—480; *The Vermillion batholith of Minnesota*, Jour. Geol., vol. 33, 1925, p. 467—487; *The geology and magnetite deposits of northern St. Louis County, Minnesota*, Minn. Geol. Surv., Bull. 21, 1925, p. 38—42.

⁴⁵ H. Closs, *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen*, 1, *Das Riesengebirge*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1925, S. 22, 29, 32, 39—43, Fig. 32.

J. C. Ray, *The Willow Creek gold lode district, Alaska*, U. S. Geol. Surv., Bull. 849—C, 1933, p. 178.



Фиг. 1. Темные сгустки, массивный норит.

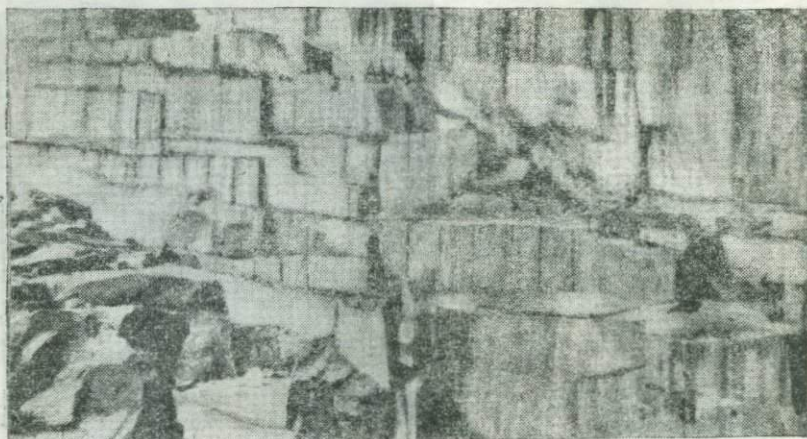
Вытянуты параллельно слоям течения более светлой части породы. В 3 км к югу-востоку от Пикскилл в штате Нью-Йорк (стр. 121)



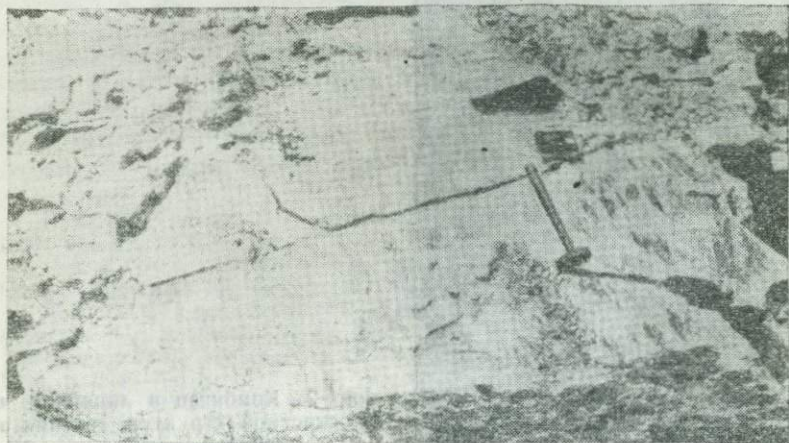
Фиг. 2. Комбинация линейной и плоскостной структур течения в гнейсо-граните.

В 3 км к северо-северо-западу от Нью-Фейрфилда, Коннектикут. Плоскости сланцеватости падают на юг (вправо) под углом 80° , линии течения лежат в плоскостях сланцеватости и погружаются на юг под углом 80° . Поперечные трещины отдельности расположены горизонтально (стр. 52, 62, 139)





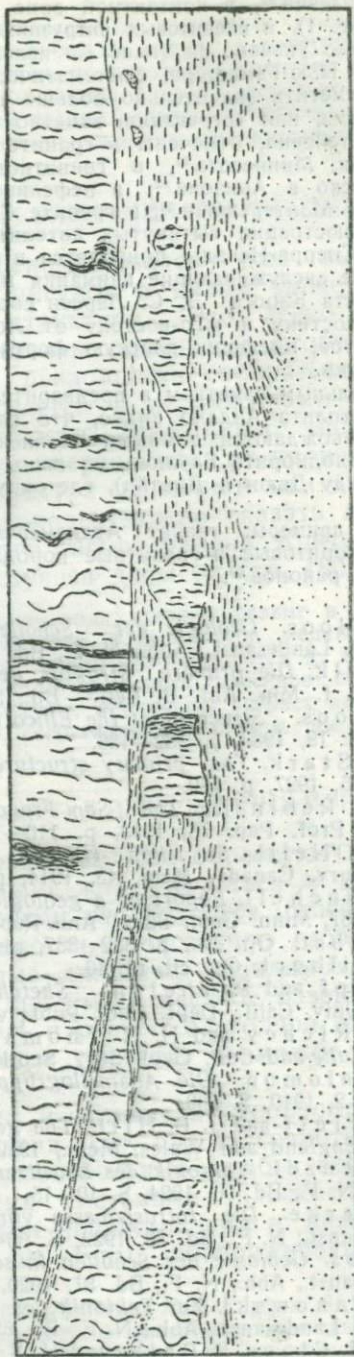
Фиг. 1. Северо-восточный забой в гранитном карьере „Нижний Смит“. Вблизи Грантвилла, к востоку от Барре, Вермонт. Светлые поверхности (обращенные к наблюдателю) являются торцовыми плоскостями, простирающимися на северо-запад — юго-восток. Более короткие затененные плоскости — плоскости раскола. Горизонтальные плоскости отдельности! — плоскости современного отслаивания или плоскости напластования. Вид с севера (стр. 56).



Фиг. 2. Плоскости сланцеватости в докембрийском гранито-гнейсе. В 1,5 км к востоку от Стоуихаза в штате Нью-Йорк. Плоскость, на которой лежит молоток, падает по направлению к наблюдателю под углом 45° . Эллиптические стяжения слюды и плоскости слоистости погружаются в направлении ручки молотка. Поперечные трещины, перпендикулярные к линиям течения, проходят слева направо (нижняя половина поверхности) и падают круто от наблюдателя (стр. 38).

или до кристаллизации. Так, включения, ориентированные параллельно плоскостям слоев течения, служат одним из надежнейших показателей, что структура является первичной в том смысле, как это определено на стр. 11. Особенно интересно, что ксенолиты слоистых (stratified) пород могут располагаться своими длинными осями параллельно плоскостям слоистости окружающих пород; однако их слоиатость (bedding) и иные внутренние структуры могут быть ориентированы в произвольном положении, как указано на фиг. 5. Здесь видно, что ксенолиты поворачивались течением в магме до тех пор, пока не достигали положения кинематического равновесия, т. е. пока обе длинные пространственные оси каждого включения не легли в плоскость слоев течения окружающего изверженного тела. Такого положения равновесия во время периода окончательного затвердевания достигают не все включения, однако они стремятся ориентироваться согласно этому принципу.

Включения, параллельные слоистости окружающей изверженной породы, но с внутренней слоистостью (stratification) поперек главной оси, наблюдались в граните шведского Скагеррака⁴⁷, во многих месторо-



Фиг. 5. Горизонтальный верхний контакт мелкозернистого гранита.

Вертикальная поверхность 10×2 м; в Вестерли, Род Айленд. Бюковая порода местами была разорвана и куски ее были увлечены течением гранита вдоль контакта. Длинные оси ксенолитов расположены тоже горизонтально, несмотря на вертикальную слоистость внутри. Более молодой гранит внизу совершенно массивный.

⁴⁷ E. Ljungner. *Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrakküste*, Univ. Upsala, Geol. Inst., Bull., vol. 21, pt. 1, 1927, p. 17. Fig. 5 c.

ждения Силезии⁴⁸, в контактной зоне юрита Кортленд в Нью-Йорке⁴⁹ (табл. 6, фиг. 1), в сиенитовых интрузиях южной части Адирондака, причем автором было указано на такие же явления в некоторых гранитных телах Вермонта и Нью-Гэмпшира. Систематическое изучение, несомненно, позволило бы отметить значительно больше таких случаев.

Ксенолиты, или сегрегации, заметно вытянутые в плоскости окружающих слоев течения, отмечены в граните Элликот Сити, Мэриленд⁵⁰, Кекеквабек Лейк, Миннесота⁵¹, в гранитном порфире вулканического поля Сан-Франциско в Аризоне⁵²; в нефелиновом сиените некоторых эруптивных пробок Монтережиян⁵³; в граните Саганана, Уондер Айленд в Миннесоте⁵⁴. Иллюстрации вытянутых автолитов в гранодиоритовых породах комплекса Сиерра-Невады приводятся в работах ряда геологов⁵⁵; кроме того, многие заслуживающие внимания примеры можно найти в детальной работе Эрнста Клооса. Э. С. Ларсен сообщил автору, что кварцевые монцитоны к востоку и юго-востоку от Лос-Анжелоса содержат много темных автолитов, имеющих плоскую форму. Эти породы еще изучаются петрографически.

По отдельным заметкам в предварительных отчетах о гранодиоритовых породах батолита Айдахо видно, что слоистые разности этих пород местами сопровождаются темными скоплениями. Гроут и Болк нашли их много в гранодиорите Баулдер, но лишь в том месте (в железнодорожной выемке между Дьюи и Дивайд), где окружающая порода слоиста (табл. 3, фиг. 2).

Другие примеры: гранит Арднамерчан в Шотландии⁵⁶, тоналит Адамелло⁵⁷; диоритовые и гранитные породы в районе Лизард в Англии⁵⁸ и ряд других районов⁵⁹.

⁴⁸ H. Cloos. *Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen*, Preuss. Geol. Landesanst., Abh., N. F., Bd. 81, 1920, S. 22, 37.

⁴⁹ R. Balk. *Die primäre Struktur des Noritmassivs von Peekskill, etc.*, Neues Jahrb. f. Min. Abt. B, Beil.—Bd., 57, 1927, S. 262.

⁵⁰ E. Cloos. *Structure of the Ellicott City granite, Maryland*, Nat. Acad. Sci., Pr., vol. 19, 1933, p. 132—136.

⁵¹ J. T. Stark. *The primary structure, of the Kekequabic granite*, Jour. Geol., vol. 35, 1927, p. 729.

⁵² H. H. Robinson. *The San Franciscan volcanic field, Arizona*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 76, 1913, p. 110—111.

⁵³ J. J. O'Neill. *St. Hilaire (Beloeil) and Rougemont mountains, Quebec*, Geol. Surv. Canada, Mem, 43, 1914, p. 44.

⁵⁴ A. Winchell. *Report of a geological survey in Minnesota during the season of 1887*, Minn. Geol. Surv., Ann. Rept., vol. 16, 1888, p. 218—226.

⁵⁵ A. Pabst. Op. cit., p. 332—337, pls. 48 B; 49.

G. K. Gilbert. Op. cit., pl. 46.

A. Knopf and P. Thelen. *Sketch of the geology of Mineral King, California*, Univ. Calif., Dept. Geol. Publ., vol. 4, 1905, p. 236.

⁵⁶ J. E. Richey and H. H. Thomas. *The geology of Ardnamerchan, Northwest Mull, and Coll*, Geol. Surv. Scotland, Mem. 1930, p. 222.

⁵⁷ W. Salomon. *Die Adamellogruppe*, Abh. K. K. Geol. Reichsanst., Bd. 21, Heft 2, 1910, S. 509.

⁵⁸ J. S. Flett and J. B. Hill. *The geology of the Lizard and Meneage*, Geol. Surv. England and Wales, Mem., 1912, p. 132.

⁵⁹ H. Stenzel. *Tektonik des Lausitzer Granitmassivs*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 96, 1924, S. 12—15.

E. Bederke. *Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 89, 1922, S. 56—57.

H. Cloos. *Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen*, Preuss. Geol. Landesanst., Abh., N. F., Bd. 81, 1920, S. 37, 90, 93, 97.

S. Lopianowski. *Zur Tektonik des Granitmassivs von Striegau-Zobten*, Preuss. Geol. Landesanst., Abh., N. F., Bd. 89, 1922, S. 77, 81, 82.

H. und E. Cloos, R. Balk und H. Scholtz. *Die Plutone des Passauer Waldes*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1927, S. 55, 95, 98, 101, Fig. 37, 38, 70.

Весьма вероятно, что среди центральных гранитных массивов Альп, весьма разнообразных по петрографическим типам и текстурным особенностям, можно найти подходящие случаи, но автор предпочитает не касаться их, так как до сих пор остается открытым вопрос, насколько слоистость каждого из этих тел была вызвана только первичным течением и в какой степени эта структура была усилена или вызвана динамометаморфическими изменениями.

ПЛОСКОСТНОЙ ПАРАЛЛЕЛИЗМ РАВНОМЕРНОЗЕРНИСТЫХ ПОРОД

В породах, лишенных фенокристаллов или выраженных слоев течения, структурный рисунок в целом может, однако, обнаруживать плоскостную структуру. Это легко заметить, когда порода содержит кристаллы биотита и, особенно, когда последние имеют некоторую наклонность собираться в кучки; другими словами, это выражается в параллелизме отдельных пластин слюды и направленности некоторого числа границ кварцевых и полевошпатовых зерен, что и производит этот эффект. Является ли эта структура первичной или вызвана она вторичным раздавливанием породы, можно сказать лишь после тщательного изучения каждого такого района. Критерии различия этих двух возможных случаев даны на стр. 180.

Плоскостной параллелизм этого рода широко развит в интрузивных породах, но специальные описания его в литературе редки. Некоторые указания Дэла на «флюидальную структуру» относятся к данной структуре⁶⁰. Краевые фации большинства гранитных массивов обнаруживают, хотя бы местами, этот тип структуры, первичный возраст которой может быть определен, если ксенолиты, сегрегации или шпильры им параллельны (стр. 29, 79).

ПЛОСКОСТИ РАСКОЛА (RIFT) В ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ

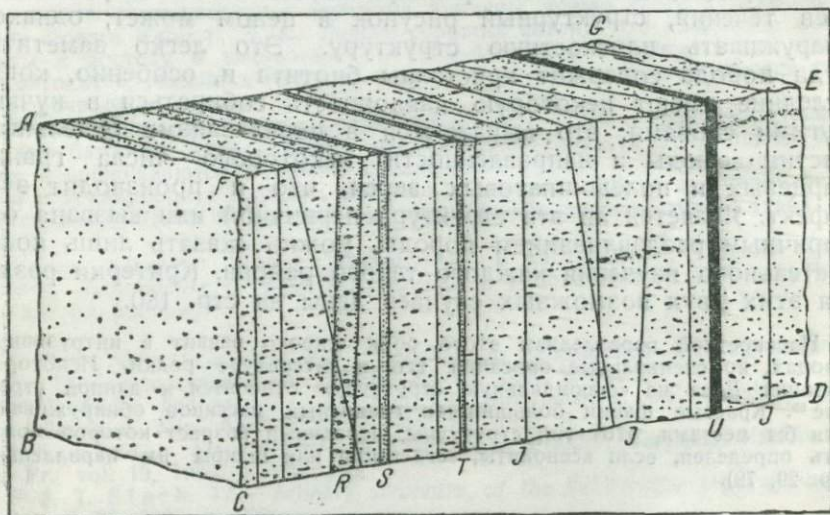
Термин *раскол* (rift) обозначает своеобразную способность гранитных пород сравнительно легко колотиться в направлении, не совпадающем с направлением *напластования* (bedding), которое параллельно земной поверхности. Массивное габбро, диабаз, норит, анортозит и основные диориты, повидимому, не обладают этой структурой или она имеет местное развитие⁶¹, которое не приходится принимать в расчет; благодаря этому добыча этих пород носит случайный характер и может обходиться дорого.

Плоскости раскола круты, в отличие от горизонтально лежащих плоскостей напластования (стр. 55). В гранитных каменоломнях, где добываются прямоугольные глыбы, эти отдельные глыбы ограничиваются тремя системами плоскостей: полого расположенными плоскостями напластования и двумя крутыми, которые, даже если они не ясны, обнаруживаются каждым

⁶⁰ T. N. Dale. *The commercial granites of New England*, U. S. Geol. Surv., Bull. 738, 1923, p. 14; в книге приведены многочисленные ссылки.

⁶¹ Например, в диабазовых каменоломнях к юго-востоку от Gettysburg, Pa. G. W. Stose and F. Vascom: U. S. Geol. Surv., Fairfield-Gettysburg folio, No. 225, 1929, p. 20.

опытным камнетесом; одна из этих плоскостей является главной плоскостью раскола, другая, к ней перпендикулярная, обозначается термином *торцовая плоскость* (*hardway*) (фиг. 6; табл. 7, фиг. 1). Плоскости раскола в гранитах уже давно известны⁶² Структура эта имеет большое значение для структурных исследований, так как во многих местах плоскости раскола совпадают с направлением едва заметного плоскостного или линейного параллелизма в равномернозернистых породах (фиг. 7).



Фиг. 6. Идеальные взаимоотношения между линиями течения и направлениями искусственной отдельности (ABCF, CFED AFGE).

Поперечные трещины отдельности (J) дайки (R, S, T, U). Горизонтальные линии течения протягиваются слева направо. Плоскости раскола (CFED) следуют, как правило, направлению простирания; торцовые плоскости (ABFC) перпендикулярны линиям течения, и первичные плоскости „напластования“ (AFGE) включают линии течения. Они могут совпадать или не совпадать с плоскостями расщепления, вызванного выветриванием породы. Поперечные трещины отдельности (J) и параллельные дайки (R—U) перпендикулярны линиям течения. Вкрапленники какой-либо дайки около R параллельны линиям течения окружающего гранита, но перпендикулярны к контактам самой дайки.

Если в каменоломнях наблюдаются отчетливые плоскости раскола, то они могут служить указанием на возможный параллелизм минералов⁶³.

Главные плоскости раскола можно определить наощупь. Они значительно глаже, чем торцовые (*hardway*), и могут быть такими

⁶² R. S. Tarr. *The phenomenon of rifting in granites*, Am. Jour. Sci. 3d ser., vol. 41, 1891, p. 267—272.

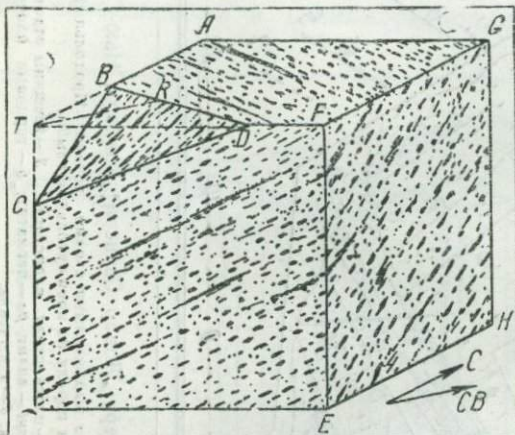
C. L. Whittle. *Rifting and grain in granite*, Eng. Min. Jour., vol. 70 1900, p. 161.

J. Oxaal. *Norsk granit*, Norges geol. Undersökelse, vol. 76, 1916 p. 210, 211.

⁶³ H. Cloos. *Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge*, Braunschweig, Sammlung Vieweg, Bd. 57, 1921, S. 11.

Если не принимать во внимание этих микроскопических явлений, то граниты с хорошим расколом могут быть массивными и лишенными видимых структур⁶⁷.

Хотя плоскости раскола и легкость раскалывания по этим плоскостям во многих случаях и обусловлены неуловимым линейным или плоскостным параллелизмом породы в том же направлении или микроскопическими трещинками и пузырьками в этой же плоскости, все же имеется много исключений из этого правила. В каменоломне Тейнтор, Холлуэлл в Мэн, согласно Делу⁶⁸, вертикальная структура течения простирается NW 325°, но «зерно» («grain» — местный синоним для обозначения главной плоскости раскола в тех случаях, когда разлом по этим плоскостям не идет так легко, как по горизонтальным плоскостям сланцеватости, которые тогда называются горняками «rift») имеет направление NW 290°. Равным образом гранит из Милфорда в Массачусетсе, обладающий заметной плоскостной структурой течения, легче раскалывается в направлениях северо-восточном или широтном, но плоскости слоистости имеют в некоторых карьерах простирание северо-запад — юго-восток, а в других лежат горизонтально и почти всегда совпадают с плоскостью искусственной отдельности (фиг. 8). Детальное описание дано Дэллом⁶⁹.



Фиг. 8. Направление и погружение линий течения и их взаимоотношение со слоями течения.

Зарисовано по гранитным глыбам из Милфорда в Массачусетсе. TR—направление линий течения, погружающихся на юго-запад 30°, как это видно на поверхности BCD. Слой течения простираются с запада-северо-запада на восток-юго-восток, с падением под углом 35° к юго-юго-западу. На больших поверхностях глыбы видны лишь составляющие истинных элементов структур.

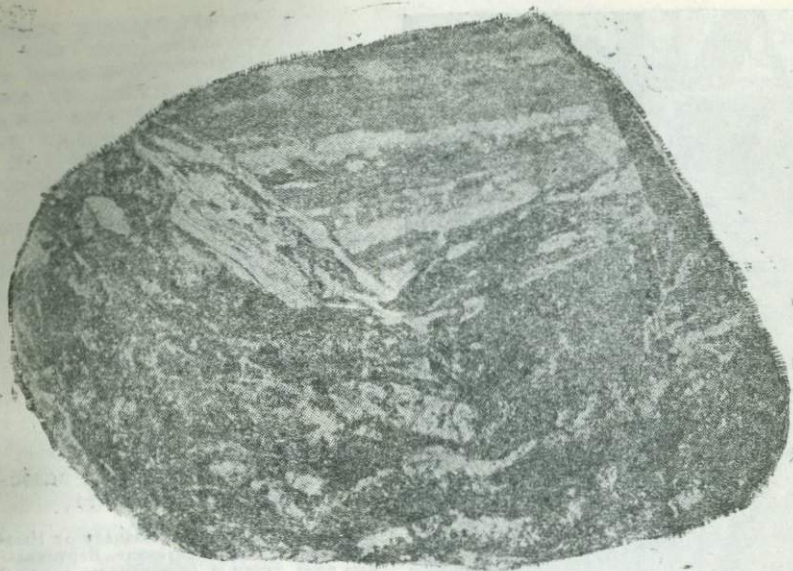
Много примеров находим в гранитных районах Новой Англии и в Южных Аппалачских горах. В этих месторождениях плоскость раскола, очевидно, является структурной особенностью, приобретенной породой после того, как в ней

⁶⁷ Там, где особенно важно знать, есть ли некоторый параллелизм минералов в породе или его нет, может помочь детальное изучение строения породы. Эти методы введены Зандером и петрографами его школы [B. Sander, *Gefügekunde der Gesteine*, 1930, S. 352, Julius Springer, Wien]. Частичные обзоры этих исследований даны Кнопфом [E. V. Knopf, *Petrotectonics*, Amer. Jour., Sci., vol. 25, 1933, p. 433—470] и Рюгером [L. Rüger, *Die Untersuchungsergebnisse an Gesteinsdeformationen (Petrotektonik)*, Geol. Rundschau, Bd. 22, 1931, S. 79—125].

Заметным вкладом в этом вопросе является исследование промышленных гранитов части Шварцвальда в Германии, выполненное Вагером [R. Wager, *Tektonische Untersuchungen an einem Teil der nordschwarzwälder Granite*, Badische Geol. Abhandl., Bd. 1, Teil 2 u Bd. 2, Teil 1, 1930], а также работа Корна [D. Korn, *Tektonische und gefüganalytische Untersuchungen im Grundgebirge des Böllsteiner Odenwaldes*, Neues Jahrb. f. Min., Abt. B. Beil.-Bd., 62, 1920].

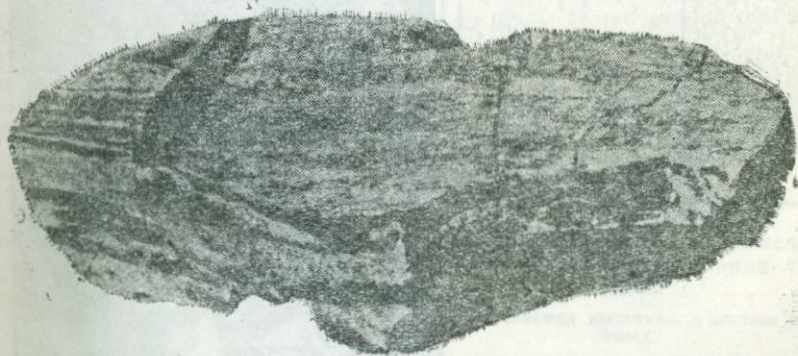
⁶⁸ T. N. Dale. Op. cit., p. 236.

⁶⁹ Op. cit., p. 340—355.



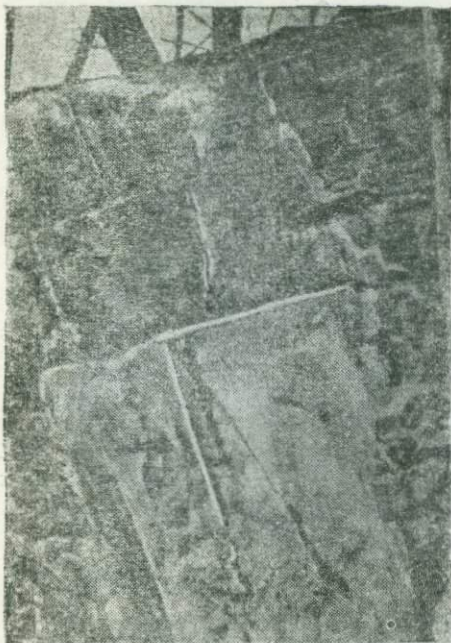
Фиг. 1. Пузыристый и плотный обсидианы, чередующиеся в горизонтальных слоях течения.

Верхний слой с полосками (слева направо) рядов кристаллитов и пузырьков газа (рябые полоски с светлыми знаками). Поперечная трещина, перпендикулярная к линиям течения, ограничивает образец с правой стороны. Натуральная величина $15 \times 10 \times 10$ см. Фото Шарпа (стр. 38).



Фиг. 2. Линии течения и поперечные трещины.

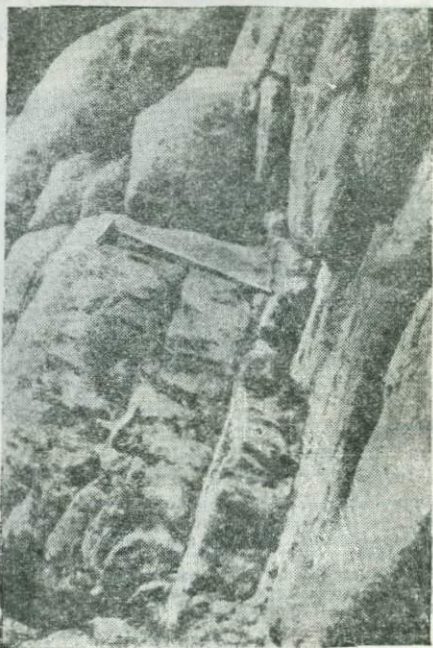
Линии течения на горизонтальных слоях течения протягиваются слева направо. Верхний слой пересечен тремя поперечными трещинами, перпендикулярными линиям течения. Приблизительно на 4 мм под поверхностью трещины сцементированы обсидианом. Это показывает, что обсидиан был разорван трещинами растяжения на части в то время, когда середина еще была расплавлена; ориентировка трещины определялась направлением наибольшего вытягивания текущего обсидиана. Трещина на левой стороне вертикальной поверхности получилась при откалывании куска. Натуральная величина $15 \times 7,5 \times 2,5$ см. Фото Шарпа (стр. 38).



Фиг. 1. Выход слоистого и полосчатого гнейсо-гранита.

В 3 км к северо-северо-западу от Нью-Фейеррида в Коннектикуте. Вертикальные слои течения (поверхность пород) заключают линии течения, которые падают круто вправо, параллельно приложенной складной линии. Поперечные трещины падают полого влево (стр. 52, 139).

1
2



Фиг. 2. Линии течения в крайних фациях анортозита Адирондака в штате Нью-Йорк.

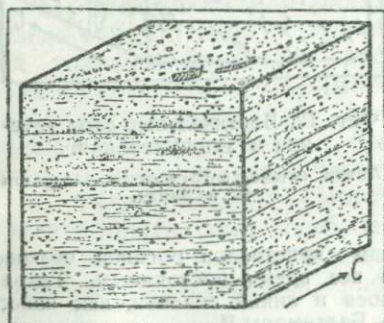
Веретенообразные агрегаты железисто-магнезиальных минералов ориентированы вправо под углом 90° параллельно рукоятке молотка. Поперечные трещины имеют крутое падение влево. Слои течения в породе нет (стр. 42).

развился параллелизм минералов. Такие породы ценны для изучения, так как они показывают, что направление максимального давления изменилось после возникновения и развития структуры течения. Это показывает также, что последующее изменение этого направления не всегда приводит к новой заметной перегруппировке минералов породы, но может вызвать лишь тонкую, незаметную делимость.

Холл⁷⁰ в своей работе о Бушвелдском комплексе в Южной Африке употребляет термин «rift» в необычном смысле. Габброидные породы, различные по минералогическому составу, залегают в виде слоев огромной длины, и каждый из них может достигать мощности в сотни метров. Внутри этих слоев большого масштаба некоторые минералы ориентированы, как описано на стр. 31. Холл называет внутренний параллелизм минералов «плоскостностью» — banding, а залегание пластами большого масштаба — rifting.

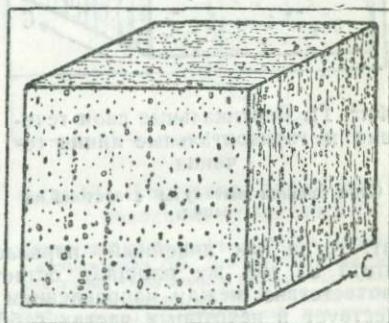
КОМБИНАЦИИ ЛИНЕЙНОЙ И ПЛОСКОСТНОЙ СТРУКТУР ТЕЧЕНИЯ

В некоторых обнажениях могут быть развиты оба параллелизма — линейный и плоскостной, причем очень существенно, хотя быть может и трудно, различать эти две особенности. Как общее правило, линии течения лежат в плоскостях слоистости. Ни один исследователь не должен удовлетвориться тем, что он обозначит параллелизм минералов как «структуру течения», не установив прежде всего, имеется ли налицо только линейная



Фиг. 9. Горизонтальные слои течения.

Линии течения имеют направление северо-восток — юго-запад.



Фиг. 10. Вертикальные слои течения и вертикальные линии течения.

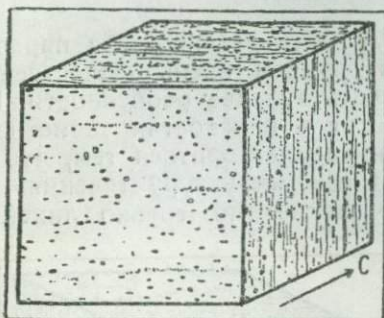
Слой течения вытянуты с востока на запад.

или плоскостная структура, или же та и другая (как различать эти структуры, подобно см. на стр. 173 данной работы). Оба элемента варьируют в интенсивности независимо друг от друга. Там, где слои развиты хорошо, линии течения могут все же быть слабыми или полностью отсутствовать; где линии течения ясно вытянуты в виде длинных полосок, плоскости слоистости

⁷⁰ A. S. Hall. *The Bushveld igneous complex of the Central Transvaal.* Geol. Surv. S. Africa, Mem., vol. 28, 1932, p. 264—266.

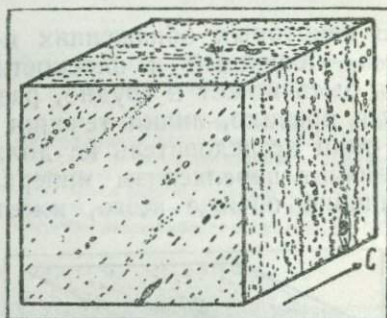
могут быть или едва заметными, или совсем отсутствовать. Усилия, затраченные на распознавание этих двух структур, вполне вознаграждаются теми заключениями, которые можно с достоверностью вывести из распределения и характера этих двух структур. Некоторые возможные комбинации указаны на фиг. 8—12 (см. также табл. 6, фиг. 2; табл. 7, фиг. 2; табл. 8; табл. 9, фиг. 1).

Что линии и слои течения могут различаться по простиранию, погружению и, соответственно, по падению, установлено для немногих месторождений. В письме к автору Ганс Клоос указывает, что в Германии шлиры падают приблизительно под углом на 20° круче, чем линейный параллелизм в том же обнажении; однако обе структуры падают в том же направлении. В некоторых месторождениях высокой Сиерра-Невады, согласно Эрнсту Клоосу⁷¹, падение и простирание плоскостей шлиров варьи-



Фиг. 11. Вертикальные слои течения и горизонтальные линии течения.

Слои течения вытянуты с востока на запад.



Фиг. 12. Вертикальные слои течения и линии течения.

Линии течения погружаются под углом 45° на запад.

руют, тогда как линейный параллелизм кристаллов роговой обманки и биотита на той же площади остается все время постоянным. Такое же несоответствие между направлением слоев и линий течения, как известно, существует в некоторых частях габбро Балтимора⁷².

РЕЗЮМЕ

В интрузивных, а также в экструзивных породах встречаются обе структуры течения — линейная и плоскостная. Предполагают, что они образовались до момента окончательного затвердевания пород. Линии течения отмечаются линейным (осевым) параллелизмом более крупных фенокристаллов и мелких игольчатых кристаллов, или линейным расположением веретенообразных сегрегаций, сгустков и ксенолитов. Кроме того, многие из последних могут быть расположены рядами, а внутренняя

⁷¹ Устное сообщение.

⁷² Устное сообщение Эрнста Клооса; детали будут опубликованы Козном (С. J. Cohen, в диссертации университета Johns Hopkins, 1934).

структура ксенолитов при таком расположении может быть не параллельной рядам. Равномернозернистые породы могут обладать линейным параллелизмом, если известная часть кристаллических зерен эллипсоидальна. В таком случае структура зависит от параллельной ориентировки и более легко распознается и подчеркивается, когда она акцентирована чешуйками слюды. Указания, как измерять и отмечать линейный параллелизм, даны на стр. 173—175.

В изверженных породах встречаются несколько типов плоскостного параллелизма.

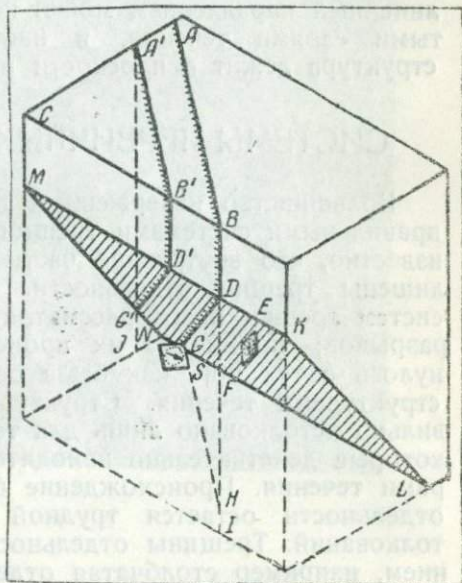
1. Равномернозернистые породы могут обнаруживать так много удлиненных кристаллов, лежащих в параллельных плоскостях, что становится заметной общая плоскостная структура породы. Когда плоскостной параллелизм очень слаб, опытные камнетесы могут обнаружить плоскости главного раскола (rift), следующие микроскопическим трещинкам или рядам пузырьков. Во многих гранитах главные плоскости раскола и плоскости неупорядоченного параллелизма минералов совпадают по направлению; бывают, однако, и исключения.

2. Фенокристаллы могут ориентировать свои наиболее развитые кристаллические грани в параллельных плоскостях.

3. Там, где фенокристаллов много, они могут образовывать слои, ориентированные так же, как фенокристаллы.

4. Сегрегации и ксенолиты могут также слагать слои путем их накопления вдоль параллельных плоскостей. Каждая сегрегация напоминает лепешку, сплюснутую в плоскости слоев.

Пластообразные тела, в которых некоторые минералы появляются в количествах, превышающих норму, называются *слоями течения*, или *шлирами*. Второе обозначение предпочтительно в тех случаях, когда форма слоя несколько неправильная, например линзообразная. Бывают аплитовые и железисто-магнезиальные слои, содержащие или не содержащие фенокристаллы. Длина, мощность и общий характер слоев варьи-



Фиг. 13. Измерение линий течения на нависших поверхностях.

Нависшая поверхность $MKNL$ протягивается в направлении DG . Для определения направления линий (AB) компас держат так, чтобы горизонтальное ребро, по которому делается отсчет (GS), лежало в вертикальной плоскости ($ABDG$) параллельно к $A'B'D'G'$, заключающей линии течения (DG). Угол падения определяют удерживая отвес вертикально и поворачивая ребро, которым измеряют вдоль какой-нибудь заметной полосы, как показано на EF .

руют в широких пределах; контакты их с окружающими породами могут быть постепенными или резкими. Фенокристаллы внутри слоев течения стремятся ориентироваться своими наиболее развитыми кристаллическими гранями параллельно плоскости слоя.

Степень совершенства всех структур сильно различается даже в одном и том же теле. Линейные и плоскостные структуры разнятся по интенсивности, независимо одна от другой. Слабый линейный параллелизм может комбинироваться с сильно развитыми слоями течения, и наоборот. Как правило, линейная структура лежит в плоскости плоскостных структур.

СИСТЕМЫ ПЕРВИЧНЫХ ТРЕЩИН (FRACTURES)

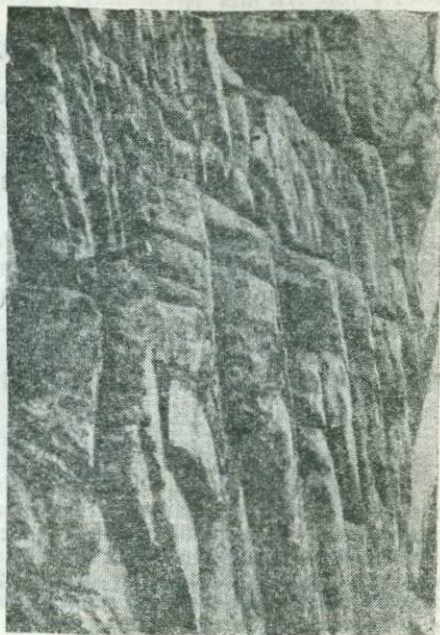
Большинство изверженных пород обладает более или менее правильными системами трещин. Быть может, не столь хорошо известно, что внутренние части некоторых гранитных массивов лишены трещин отдельности. Направление и происхождение систем трещин часто рассматривались как проблема механизма разрывов; понимание их происхождения значительно продвинулось с тех пор, как была освещена их связь с первичными структурами течения. Структурное значение может быть правильно истолковано лишь для таких систем трещин отдельности, которые действительно находятся в заметной связи со структурами течения. Происхождение большинства «обычных» трещин отдельности остается трудной проблемой, допускающей ряд толкований. Трещины отдельности, вызванные только сокращением, например столбчатая отдельность вулканических пород, не рассматриваются в данном труде. Геологи, желающие систематически изучать отдельность изверженных пород, несомненно, должны сперва наблюдать и измерять структуры течения. Без этого изучение трещин отдельности будет неполным, и механическое толкование, конечно, частично будет основываться на догадках.

Здесь будут рассмотрены следующие системы трещин отдельности, являющиеся функциями структур течения: 1) поперечные трещины отдельности, 2) продольные, 3) диагональные и 4) первичные пологие. О двух других группах расколов, имеющих большое значение в более крупных интрузиях, о краевых трещинах отдельности и о пологих нормальных сбросах говорится в другом месте (стр. 129, 137).

ПОПЕРЕЧНЫЕ ТРЕЩИНЫ ОТДЕЛЬНОСТИ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ

В узком понимании поперечные трещины отдельности в изверженных породах — это трещины, расположенные перпендикулярно или почти перпендикулярно первичным линиям течения;



Фиг. 1. Поперечные трещины в гнейсо-граните.

Карбин-Хилл, Льюис Каунти в штате Нью-Йорк. Плохо видимые линии течения падают слегка влево, параллельно рукоятке молотка (стр. 42).



Фиг. 2. Разломанные биотитовые шпильки в граните Конвей.

Около Флюэ, Уайт Маунтенс, штат Нью-Гемпшир (стр. 45).

в более широком понимании — поперечные трещины отдельности идентичны трещинам растяжения в земной коре.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ

Как правило, поперечные трещины отдельности более длинные и более прямые; они почти всегда покрыты корочками гидротермальных минералов, особенно хлорита, мусковита, кварца, пирита, флюорита или иногда уранофана. Лимонитизация придает этим трещинам желтую или бурую окраску, и, когда они покрыты штрихами, пигмент часто подчеркивает штрихи скольжения в виде цветных полосок. В отношении их пространственного распределения нельзя указать какого-либо правила, но, даже когда они далеки одна от другой, их можно узнать, так как они выделяются тем, что ровны и постоянны (табл. 9, фиг. 2; табл. 10, фиг. 1).

ПРИМЕРЫ

В гранитном массиве Штрелен-Фридеберг в Силезии линии течения направлены широтно. Они пересекаются тысячами длинных, прямых трещин отдельности¹ с меридиональным простиранием (фиг. 26 и 27). В каждом обнажении большинство этих трещин отдельности сечет линии течения под углом около 90°. Как видно на фиг. 26, в этом массиве линии течения образуют свод; они погружаются на запад в западной половине, на восток в восточной и лежат горизонтально в апикальной зоне. Таким образом, поперечные трещины отдельности остаются перпендикулярными линиям течения, несмотря на дугообразную структуру последних. Таким путем получается веер поперечных трещин отдельности с восточным падением, достигающим до 60° в западной части, с вертикальным падением в апикальной зоне и с западным, достигающим 50°, в восточной половине.

Поперечные трещины отдельности гранитного массива Хауценберг в Баварии² обнаруживают сходное расположение. Простирание линий течения — запад-северо-запад; они образуют пологий свод с углами погружения на краях до 25°. Соответствующий веер поперечных трещин отдельности имеет падение, варьирующее от 90° в центре до минимального значения в 55° на запад в восточной половине, и восточное падение вдоль западного края.

Эллиптическое гранитное тело к востоку от Барре в Вермонте имеет северо-восточную ось, и линии течения образуют продольный свод с длинным юго-западным и более коротким северо-восточным крылом. Поперечные трещины отдельности имеют простирание и падение, перпендикулярные линиям течения³.

¹ H. Cloos. *Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge*, Braunschweig, Sammlung Vieweg, Bd. 57, 1921, S. 16, Teil 1.

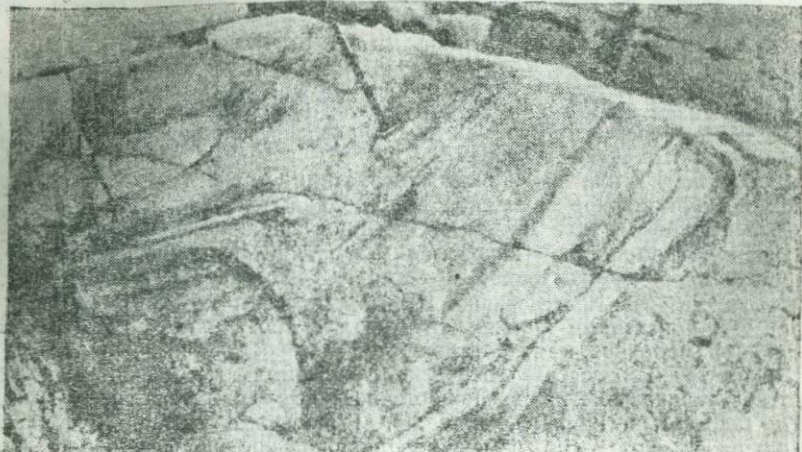
E. Cloos. *Tektonik des Granits von Gorkau*, Preuss. Geol. Landesanst., Abh., N. F., Bd. 89, 1922, S. 101, Fig. 30.

F. K. Drescher. *Zur Tektonik der Intrusivmasse von Friedeberg in Schlesien*, Preuss. Geol. Landesanst., Abh., N. F., Bd. 96, 1924, S. 57, Teil 1.

H. Cloos. *Der Gebirgsbau Schlesiens*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1922, S. 90.

² H. and E. Cloos et al. *Die Plutone des Passauer Waldes*, Monogr. z. Geol. und Pal., Berlin, Gebr. Borntraeger Ser. 2, H. 3, 1927, S. 128—130.

³ R. Balk. *A contribution to the structural relations of the granitic intrusions of Bethel, Barre, and Woodbury, Vermont*, Vermont State Geol., Bienn. Rept., vol. 15, 1926, p. 16, fig. *5.



Фиг. 1. Слои течения в гранодиорите.

Параллельное расположение в правой части обнаруживает нарушения влево от молотка*
Около озера Айрланд, Йосемитский национальный парк в Калифорнии (стр. 45).



Фиг. 2. Обрывки полос пены поверхности потока.

Вблизи озера Теппер в штате Нью-Йорк. До разрыва и поворота полосы обрывки образовали систему полукруглых дуг, подобно тем, которые теперь образуются на заднем плане. Движение воды снизу справа наверх влево (стр. 45).

Массив Берхальде-Эйзенбах в Шварцвальде, в Германии, согласно Бубнову⁴, представляет пластообразное тело, протягивающееся с перерывами на протяжении около 15 миль с юго-запада на северо-восток и, повидимому, слабо падающее на северо-северо-запад под более древние гнейсы. Линии течения образуют пологий свод с простираемым восток-северо-восток, а связанные с ними поперечные трещины отдельности вертикальны в центре и падают круто на восток в западной части тела и на запад — в восточном районе. В основном те же взаимоотношения между сводом линий течения, простирающихся широтно, и веером поперечных трещин отдельности, идущих с северо-северо-востока или меридионально, наблюдаются и севернее, в граните Аллерхейлиген Зеебах⁵.

Любой изгиб или изменение направления линий течения имеет следствием соответственное изменение простираения поперечных трещин отдельности. В гранитном теле Лаузиц в Саксонии⁶ линии течения, имеющие направление северо-восток — юго-запад в западной половине, меняют его на северо-западное — юго-восточное в восточной части района, образуя дугу, выпуклую к северу. Исследования Штенцеля в этом крупном массиве показали, что поперечные трещины отдельности простираются на северо-запад в западной половине и на северо-восток — в восточной.

Линии течения массива Штрелен в Силезии также меняют свое общее широтное направление на северо-восточное — юго-западное в северо-западной части (карьеры в Горкау⁷, фиг. 25). Поперечные трещины отдельности реагируют на этот изгиб, изменяя меридиональное направление на северо-западное и юго-восточное.

В Фюрстенеке, в большом районе каменоломен Баварского леса (юго-западный край Богемского массива), разрабатывается небольшое гранитное тело, в котором линейная структура меняется от западно-северо-западной, через широтную, на восточно-северо-восточную, образуя дугу, полого выпуклую к югу. Здесь также соответствующие поперечные трещины отдельности имеют простираение, перпендикулярное линиям течения во всех частях тела (в западной части простираение NE 35°, в центре меридиональное и северо-северо-западное в юго-восточной части)⁸.

Линии течения в Хохкопф в Шварцвальде образуют дугу, выпуклую к западу, с простираемым, меняющимся от северо-западного, через меридиональное, на северо-восточное. Затем поперечные трещины отдельности снова располагаются веерообразно в соответствии с изменением простираения линий течения⁹.

Края анортозита Адирондака, Нью-Йорк, напоминают несколько неправильный купол с пологими склонами со всех сторон. Линии течения следуют падению плоскостей, обнаруживая таким образом различные азимуты в разных частях площади массива. В каждом обнажении развита система трещин отдельности («местные поперечные трещины»), которые секут линии течения под прямыми углами; воображаемая поверхность отдельности,

⁴ S. von Bubnoff. *Der Werdegang einer Eruptivmasse*, Fortschr. Geol. und Pal., Berlin, Gebr. Borntraeger, Bd. 7, Nr. 20, 1928, S. 120—124, 169—170, Teil. 1—3.

⁵ R. Wager. *Tektonische Untersuchungen an einem Teil der nordschwarzwälder Granite*, Badische Geol. Abhandl., Bd. 1, Teil 2, und Bd. 2, Teil 1, 1930, S. 1—5, 48—50.

⁶ H. Stenzel. *Tektonik des Lausitzer Granitmassivs*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 96, 1924, S. 18, 19, 22, 27, 34, 38, с картой.

⁷ E. Cloos. *Tektonik des Granits von Gorkau*, Preuss. Geol. Landesanst., Abh., N. F., Bd. 89, 1922, S. 101, 102, Fig. 30.

⁸ R. Balk. *Das Grundgebirge und die kleinen Diorit- und Granitdurchbrüche im mittleren Passauer Wald*, Monogr. Geol. und Pal., Berlin, Gebr. Borntraeger, Ser. 2, H. 3, 1927, S. 53, Fig. 36.

⁹ S. von Bubnoff. *Op. cit.*, S. 129, Abb. 10.

построенная для всей массы в целом, как бы представляет воронку, центром которой может являться некоторая точка, находящаяся несколько ниже вершины купола¹⁰.

ПЕРВИЧНЫЙ ВОЗРАСТ

О том, насколько рано в истории кристаллизации магмы возникают трещины, дают представление разбитые на части шлиры на прилагаемых иллюстрациях (табл. 10, фиг. 2; табл. 11, фиг. 1). Трещины эти образовались, когда ранняя группа шлиров уже затвердела достаточно для того, чтобы ломаться под влиянием бокового давления. Окружающая среда была еще частично расплавленной, так что обломки попадали в массивный, лишенный шлиров гранит, и в первичные разломы могли проникать более жидкие части магмы, которые после заполнения всех трещин и пустот затвердели в виде шлирообразных дайк (табл. 17, фиг. 1)¹¹. Способ, каким ломаются шлиры, можно изучать в застойных местах горных ручьев. Они часто несут частицы пены, которые накаплиются в спокойных участках застойных мест и располагаются «дугами» или в виде «куполообразных структур»; последние можно сравнивать в некотором отношении с поперечными сечениями куполов и сводов магматических структур течения (табл. 1). Когда ровная поверхность воды нарушена, например, плывущим по течению большим комом бумаги, можно видеть замечательное явление: шлиры пены, только чуть-чуть более вязкие, чем вода, разбиваются на обломки с резкими, угловатыми очертаниями (табл. 1; табл. 11, фиг. 2). В течение нескольких секунд они могут сохранять свою форму, а нарушенный порядок между ними восстанавливают новые системы шлиров, захватывающие своих предшественников в виде «включений». Пузырьки, поднимающиеся в канадском бальзаме, могут вызвать систему трещин, которые немедленно замыкаются вязким потоком окружающего бальзама.

Опыты Ганса и Эрнста Клооса с влажной глиной имеют отношение к этой же проблеме. Если движение влажной глины рассматривать как прототип пластического течения, то можно видеть, как будут открываться косые трещины отдельности во время такого движения, а если поверхность смочить водой, то на ней могут быть вызваны трещины растяжения.

Этим путем получают системы трещин, которые связаны с частной деформацией на каждом отдельном участке. Благодаря любезности Ганса Клооса автор имел возможность воспроизвести некоторые из его интересных иллюстраций. На табл. 12, фиг. 2 показано развитие системы трещин растяжения в искусственной «антиклинали» влажной глины, которые находятся под сжатием в направлении «с северо-востока на юго-запад». Вдоль этих трещин вся масса опускается как совокупность большого количества крутых пластин. Табл. 12, фиг. 1 и табл. 13 и 14 иллюстрируют системы нормальных сбросов, почти параллельных опускающимся краям грабена. Дополнительно здесь появляются «антитетические»¹² сбросы, особенно в левой части грабена (табл. 14), которые падают в направлении неподвижных блоков с обеих сторон. Этими двумя группами трещин вся оседающая масса раскалывается на небольшие части (блоки); смещения координированы с общей деформацией. Объем работы не позволяет более де-

¹⁰ R. Balk. *Structural geology of the Adirondack anorthosite*, Min. und petr. Mitt., Bd. 41, 1931, S. 413—416, Teil 12.

¹¹ E. Reyer. *Theoretische Geologie*, Stuttgart, E. Schweizerbart, 1888, S. 100.

¹² H. Cloos. *Über antithetische Bewegungen*, Geol. Rundschau, Bd. 19, 1928, S. 246—251.

тально рассматривать эти эксперименты и многие важные приложения их к структурным проблемам. Читатель может обратиться к литературным источникам¹³.

Поперечные трещины отдельности — одни из наиболее ранних трещин, образующихся в застывающих изверженных телах. Ранние аплитовые дайки часто следуют поперечным трещинам. Такое совпадение направления производит большое впечатление в огромных гранитных каменоломнях в Штрелен в Силезии¹⁴, где аплитовые дайки и поперечные трещины отдельности протягиваются на сотни метров через огромные обнажения горных пород по строго ориентированным плоскостям. Несколько к западу, в каменоломнях Горкау, больше пегматитовых и кварцевых жил, чем аплитов. В массиве Штригау Цобтен, также в Силезии, поперечные трещины отдельности сопровождаются сотнями кварцевых жил, среди которых многие содержат пирит и молибденит¹⁵.

Поперечные трещины отдельности в сиените Глатц-Рейхенштейн¹⁶ местами заняты дайками сиенит-порфира, аплитами и основными дайками. Линии течения в граните Фуршенбах в Шварцвальде тянутся в западно-северо-западном направлении и пересекаются дайками гранит-порфира до 18 м мощности¹⁷.

Множество аплитов, пегматитов и лампрофировых дайк сопровождает поперечные трещины отдельности в граните Лаузиц в Саксонии¹⁸. Как уже

¹³ W. Riedel. *Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen*, Centralbl. f. Min., Abt. B., Nr. 8, 1929, S. 354—368.

H. Cloos. *Künstliche Gebirge*, Nr. 1, «Natur und Museum», Senckenbergische Naturf. Gesellsch., Frankfurt, Bd. 5, 1929, S. 225—243; *Zur experimentellen Tektonik*, Geol. Rundschau, Bd. 21, 1930, S. 353—367; *Experimente zur inneren Tektonik*, Centralbl. f. Min., Abt. B., Nr. 12, 1928, S. 609—621.

E. Cloos. «Feather joints» as indicators of the direction of movements on faults, thrusts, joints, and magmatic contacts, Nat. Acad. Sci., Pr., vol. 18, 1932, p. 387—395; *Structural survey of the granodiorite south of Mariposa, California*, Am. Jour. Sci., vol. 23, 1932, p. 295.

В числе других книг и статей по вопросу о совпадении между разломом и течением в вязких и пластичных веществах см. A. C. Lane. *Geologic activity of the earth's originally absorbed gases*, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 5, 1894, p. 259—280; A. A. Griffith. *The theory of rupture*, Ist. Int. Cong. Appl. Mechanics, Pr., Delft, 1924, p. 55—63; K. Terzaghi. *Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage*, Wien, A. Deuticke, 1925; M. Lagally. *Versuch einer Theorie der Spaltenbildung in Gletschern*, Z. Gletscherk., Bd. 17, 1929, S. 285—301; *Mechanik und Thermodynamik des stationären Gletschers*, Geol. Beitr. z. Geophysik, Beil.-Bd., 2, 1933, S. 1—94; S. Fujiwhara, T. Tsujimura, S. Kusamitsu. *On the earth vortex, echelon faults, and allied phenomena*, *ibid.*, p. 303—360.

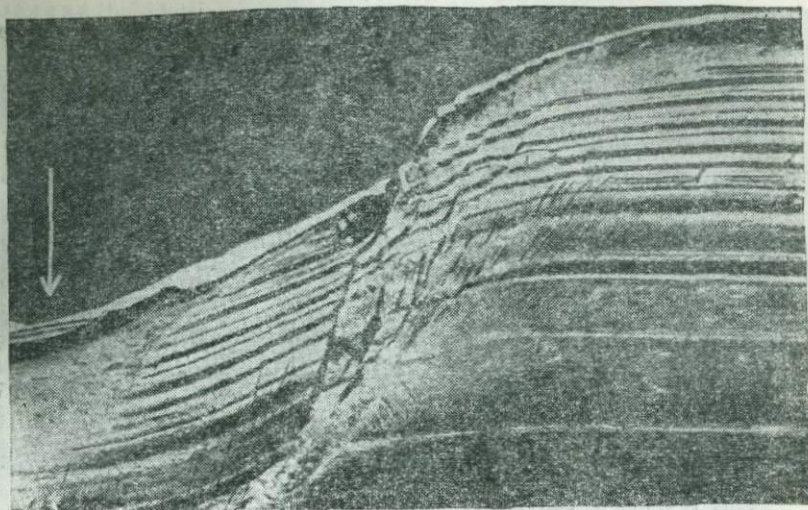
¹⁴ H. Cloos. *Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge*, Braunschweig, Sammling Vieweg, Bd. 57, 1921, S. 16.

¹⁵ S. Lopianowski. *Zur Tektonik des Granitmassivs von Strilgau-Zobten*, Preuss. Geol. Landesanst., Abh., N. F., Bd. 89, 1922, S. 89.

¹⁶ E. Bederke. *Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein*, Preuss. Geol. Landesanst., Abh., N. F., Bd. 89, 1922, S. 59.

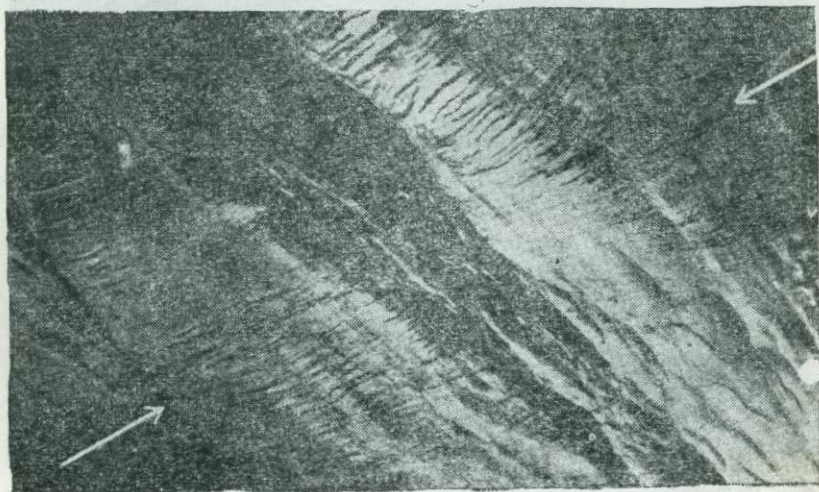
¹⁷ E. Cloos. *Tektonik und Parallelgefüge im Granit und Granitporphyr des nördlichen Schwarzwaldes*, Preuss. Geol. Landesanst., Abh., N. F., Bd. 89, 1922, S. 138.

¹⁸ H. Stenzel. *Op. cit.*, S. 38, Taf. 1.



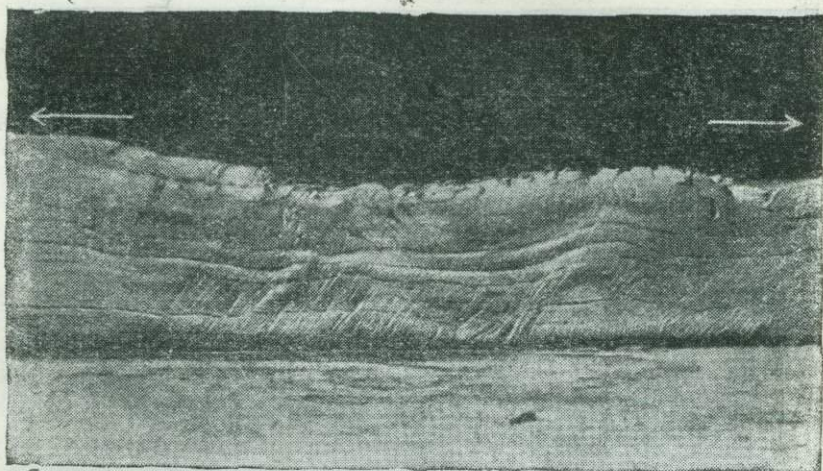
Фиг. 1. Искусственные нормальные сбросы.

Получены при опыте с сырой глиной, аналогичны изображенным на табл. 13 внизу. Разрывы направлены в сторону грабена; отдельные перемещения распределены по всей полосе смещения. Фото Ганса Клооса (стр. 45).



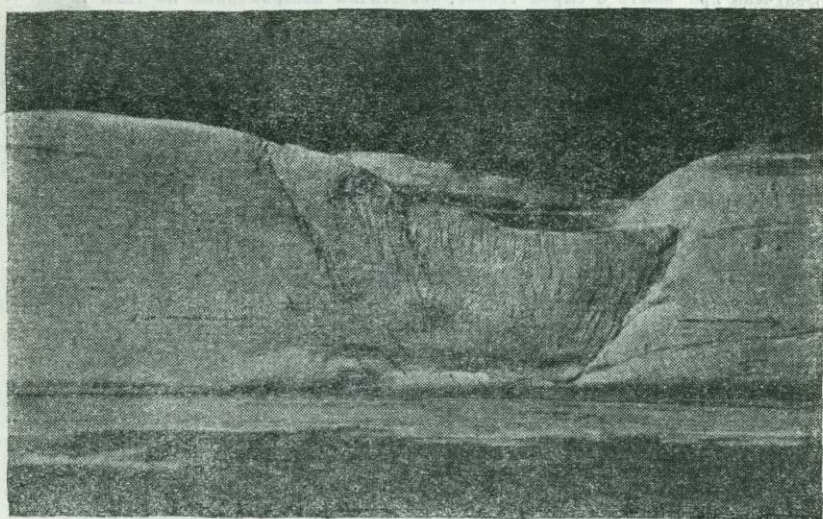
Фиг. 2. Трещины растяжения.

Получены при опыте с сырой глиной, которая сжималась в направлении [слева снизу и справа сверху]. Если поверхность [смочить водой], то поверхностное натяжение устраняется и появляются разрывы, связанные с пластической деформацией в глине; они протягиваются перпендикулярно к направлению наибольшего растягивания в глине. Фото Ганса Клооса (стр. 45).



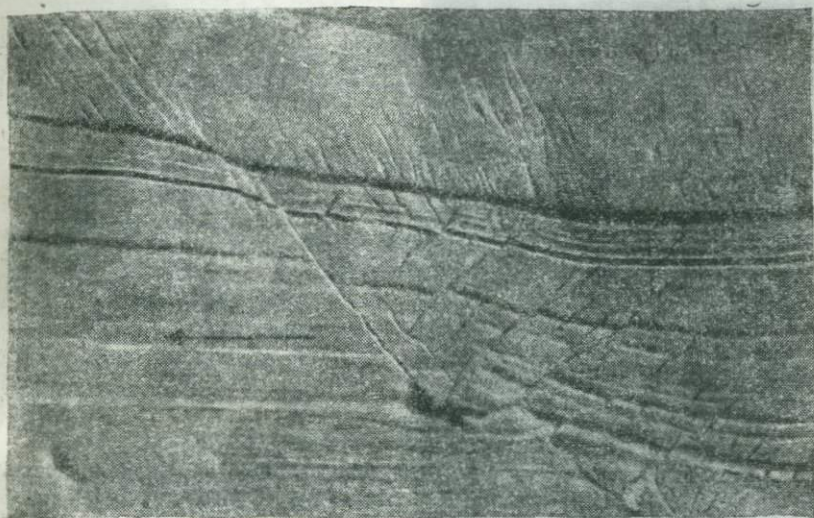
Фиг. 1. Сбросы, сопровождающие горизонтальное растяжение.

Масса влажной глины, состоящая из частей различной прочности. Более мягкие части проседают между более прочными кусками, причем в крайних зонах различаются „синтетические“ и „антитетические“ сбросы, как показано на табл. 12 и 14. Отдельные перемещения завершают горизонтальное растяжение массы. Фото Ганса Клооса (стр. 45).



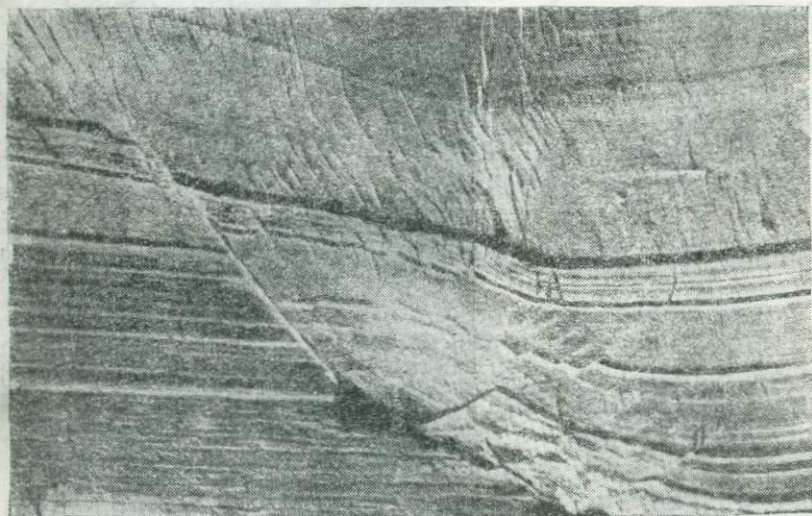
Фиг. 2. Трещины, соответствующие таковым в геологических структурах грабенов.

Система трещин, вызванная в сырой глине, облегчает ее оседание, если поверхность была смочена водой. Системы нормальных сбросов с обеих сторон наклонены в сторону грабена так, что общее смещение распределяется на более широкие участки (синтетические трещины). Антитетические нормальные сбросы падают к остающимся на месте краям по обе стороны грабена. Полоски глины между ними повернуты к грабену. Фото Ганса Клооса (стр. 45).



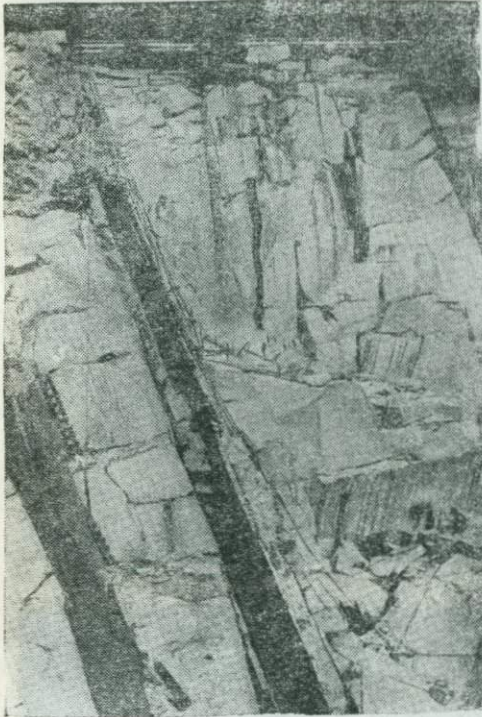
Фиг. 1. Сбросы, сопровождающие просадку глины. Ранняя стадия.

В оседающей массе с правой стороны наблюдаются синтетические нормальные сбросы, падающие наискось вправо. Антитетические нормальные сбросы падают влево. Смещения происходят благодаря вращению обломков глины между ними по часовой стрелке. "Петли" этих обломков прилегают к главным синтетическим сбросам. Фото Ганса Клооса (стр. 45).



Фиг. 2. Явления, сопровождающие просадку сырой глины. Поздняя стадия.

Смещения вдоль обеих частей сброса усиливаются. Фото Ганса Клооса (стр. 45).



Фиг. 1. Основная дайка вдоль продольной трещины.

Каменоломня гранита около Грантвилла к востоку от Барре, Вермонт. Дополнительные продольные трещины отдельности наверху справа и в левой нижней части выработки (темная поверхность внизу налево, вызванная просачиванием воды) (стр. 56).



Фиг. 2. Дайка обсыдана с вертикальными слоями течения.

Вулканы Моно, Калифорния стр. 71).

указывалось (стр. 44), направление линий течения в этом массиве меняется, а поперечные трещины отдельности, равно как и большая часть дайк, следуют этому изменению.

В граните Бетел в Вермонте¹⁹ основные дайки с широтным простиранием пересекают линии течения, протягивающиеся меридионально. Поперечные трещины отдельности сопровождаются многочисленными аплитами и пегматитами в гранодиоритовом районе Марипоза в Калифорнии²⁰ и в большом масштабе развиты в контактных зонах различных интрузивных тел в Сиера-Неваде.

Этих примеров достаточно, чтобы показать, что поперечные трещины отдельности в изверженных телах образуются в значительной степени в тот же период, когда инъецированы аплитовые и пегматитовые остаточные растворы; на самом деле, открытие трещин может в неглубоких зонах несколько опережать инъеక్షию дайк. Если не считать первичных трещин, проявляющихся наличием фрагментированных шлиров, то эти поперечные трещины отдельности надо рассматривать как одни из наиболее ранних разломов, развивающихся в остывающих магмах.

В некоторых массивах поперечные трещины отдельности и сопровождающие их дайки продолжают на некоторое расстояние за контакты интрузий, в крайнем случае на протяжении 1,5 км, как, например, в контакте гранодиорита около горы Ляйеля, в Йосемитском национальном парке²¹. Об этом речь будет на стр. 127.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Линии течения представляют собой направление максимального вытягивания в застывающем расплаве. Таким образом, направление максимального сжатия, которое действовало на затвердевающую магму, лежит в плоскости поперечных трещин отдельности, перпендикулярно к линиям течения²². Разъединение противоположных боков поперечных трещин отдельности удлиняет тело горных пород в том же направлении, как и вязкое течение в предшествующую стадию. Таким образом, механический эффект вытягивания породы тот же, но происходит

¹⁹ R. Balk. *A contribution to the structural relations of the granitic intrusions of Bethel, Barre, and Woodbury, Vermont*, Vt. State Geol., Bienn. Rept., vol. 15, 1926, p. 47.

²⁰ E. Cloos. *Structural survey of the granodiorite south of Mariposa, California*, Am. Jour. Sci., vol. 23, 1932, p. 300.

²¹ Устное сообщение Эрнста Клооса.

²² В своих более ранних работах Ганс Клоос считал, что это сжатие вызывается некоторыми «тектоническими» региональными силами, не связанными непосредственно с интрузией магмы. В последующие годы он изменил свой взгляд; крупные интрузивные массы часто окаймляются гнейсовыми фазами, варьирующими от умеренно слоистых пород до милонитовых, интенсивно деформированных зон. Эти деформированные зоны ограничиваются краевыми частями; как интрузивные, так и боковые породы на некотором протяжении от этих зон могут не обнаруживать какой-либо заметной деформации. Вряд ли может быть сомнение, что в таких случаях

он здесь при помощи разрывов. При окончательном затвердевании массы явления течения прекращаются и доминируют разрывы; однако направления обеих структурных групп различны. «Поперечные трещины отдельности появляются как продолжение удлинения в вязком состоянии под влиянием других действующих причин»²³. Течение вязкого вещества в широтном направлении отмечается линиями течения в том же направлении, но когда этот материал затвердевает, это вытягивание будет отмечено рядом трещин, простирающихся меридионально. Если течение шло вертикально, вверх, то линии течения будут вертикальны (стр. 13), тогда как соответствующие поперечные трещины отдельности будут располагаться почти горизонтально (стр. 139; табл. 6, фиг. 2; табл. 9, фиг. 1).

Поэтому поперечные трещины отдельности надо рассматривать как эквивалент трещин разрыва (tear fractures) или трещин отдельности вследствие растяжения (tension joints), аналогично тем, которые получаются при испытаниях на сжатие. Как только масса магмы затвердевает, она разрывается, подобно тому, как в лабораториях раздробляются подвергнутые испытаниям куски, в которых образовались трещины отдельности вследствие растяжения.

Некоторые опыты производились Фёпплем²⁴, Зейдлем²⁵ и Гансом Клоосом²⁶.

Трещины разрыва или трещины растяжения образовывались в том случае, когда блок выдавливался так, что его поверхности, испытывавшие давление, имели возможность перемещаться под прямыми углами к направлению максимального сжатия. Если же сжимаемый блок не мог свободно скользить, то трещин растяжения не возникало, а развивались системы плоскостей скалывания, пересекавшихся с направлением наибольшего сжатия под углами около 45°. Механизм этого процесса недавно изучен Шмидтом²⁷ и Зандером²⁸, которые приводят много случаев таких трещин в деформированных породах. Чем лучше смазан сжимаемый блок (например если поместить мягкие свинцовые пластинки между раздробляемым

сама инъецированная масса вызвала деформацию в только что кристаллизовавшихся краях. Сила интрузии обуславливает движение магмы в определенном направлении, а также возникновение трещин отдельности. Это не устраняет возможности, что иные разломы могут быть вызваны местным сжатием. Каждый участок нужно рассматривать особо и обобщения здесь невозможны.

²³ H. Cloos. *Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge*, Braunschweig Sammlung Vieweg, Bd. 57; 1921, S. 15.

²⁴ A. Föppl. *Abhängigkeit der Bruchgefahr von der Art des Spannungszustandes*, Mitt. mech. techn. Lab. Techn. Hochsch., München, N. F., Bd. 27, 1900.

²⁵ E. Seidl. *Bruch- und Fließformen der technischen Mechanik und ihre Anwendung auf Geologie und Bergbau*, Bd. 3, 1930, Zerreis-Form, VDI Verlag, Berlin.

²⁶ H. Cloos. *Künstliche Gebirge*, I, „Natur und Museum“, Senckenbergische Naturf. Ges., Bd. 5, 1929, S. 353—367; *Experimente zur inneren Tektonik*, Centralbl. Min. Abt. B, Nr. 12, 1928, S. 609—621; *Zur experimentellen Tektonik*, Geol. Rundschau, Bd. 22, 1930, S. 353—367.

²⁷ W. Schmidt. *Tektonik und Verformungslehre*, Berlin Gebr. Borntraeger, 1932, S. 92—104, 121.

²⁸ B. Sander. *Gefügekunde der Gesteine*, Julius Springer, Wien, 1930, S. 91—97.

блоком и сжимающей поверхностью машины), тем лучше идет развитие трещин, возникающих вследствие растяжения (tension joints). Чем больше различаются по хрупкости сжимаемый блок и окружающий мягкий материал, тем раньше появляются трещины.

Эти опыты показывают, что когда хрупкий блок под давлением может подаваться в стороны и когда его трение при скольжении мало, в нем появляются трещины разрыва в направлении наибольшего сжатия. Нетрудно видеть сходство между образованием поперечных трещин отдельности в природе и трещин отдельности, возникающих вследствие растяжения при опытах. Давление вызывается нагрузкой вышележащих пород в том случае, когда внутренняя часть интрузии еще отчасти расплавлена и вовлечена в вязкое течение, обеспечивающее смазку системы. Застывшая оболочка изверженной породы растягивается расширяющимся при этом ядром, и, таким образом, поперечные трещины отдельности всюду перпендикулярны направлению линий течения. Это положение подтверждается тем, что поперечные трещины отдельности лучше всего развиваются на сравнительно глубоких уровнях в земной коре, тогда как интрузии, близкие к поверхности, или вулканические массы, обнаруживают такие трещины лишь в исключительных случаях. В небольших апофизах интрузий, особенно в штоках с отвесными боковыми стенками, как правило, поперечные трещины отдельности не получают хорошего развития. В более крупных массивах и батолитах с куполообразными поверхностями и падающими наружу краями эти трещины отдельности выражены лучше всего.

Может показаться, что впервые поперечные трещины развиваются, как только перейден предел упругости при деформации только что застывшей породы. Однако, если рассматривать весь процесс расширения массива при помощи этих трещин, то движения представляются настолько значительными, что это скорее будет напоминать глыбы горной породы в растрескивающихся почвах, оползнях и грязевых потоках. На небольшой площади гранита Лаузиц в Саксонии²⁹ обнажено, по крайней мере, 1250 основных дайк, варьирующих по мощности от нескольких миллиметров до 115 м³⁰; большинство из них следует поперечным трещинам отдельности. Вследствие инъекции такого количества дайк, интрузивное тело должно заметно увеличиться в ширину. Таким образом, раскалыванием начинается стадия, в течение которой только что затвердевшая порода продолжает расширяться в том же направлении, в котором она вытягивалась во время стадии вязкого течения в краевой зоне. Следовательно, большое накопление дайк требует своего рода движения разобщенных затвердевших и растрескавшихся масс породы, нахо-

²⁹ H. Stenzel. *Tektonik des Lausitzer Granitmassivs*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 96, 1924, S. 9.

³⁰ Op. cit., S. 27.

дящихся в верхней части остывающей, но еще текущей массы магмы.

Большое количество даек в шотландской третичной области изверженных пород шотландскими геологами объясняется таким же образом. Ими приводятся следующие величины расширения земной коры:

Район	Расширение (км)	Площадь (км)
Мёлл ³¹		
Южный центральный	1,6 на	40,0
Северный центральный	1,6 »	12,8
Северо-западный	1,6 »	88,0
Юго-западный Арднамерчан ³²	1,6 »	48,0
Арран ³³	1,6 »	23,7

Подобные исследования в других, так же хорошо обнаженных районах, вероятно, дали бы близкие цифры, а такие центры развития даек, как район Спаниш Пик в Колорадо или горы Хайвуд и Крэзи в Монтане, могли бы стать интересными объектами для сравнения.

ТРЕЩИНЫ РАСТЯЖЕНИЯ (tension-joints)

Линейный параллелизм минералов во внутренних частях некоторых интрузий бывает скрытым, хотя краевые части ясно обнаруживают эту структуру. Та же самая система трещин отдельности, которую можно отождествить с поперечными трещинами отдельности, в случае, если имеются линии течения, продолжается во многих районах в массивные внутренние части интрузива. В этих случаях целесообразнее говорить не о трещинах растяжения (трещины отдельности вследствие растяжения), а о поперечных трещинах, с целью сохранения точного значения термина для тех районов, в которых линии течения действительно видны. Термин трещины растяжения не следует употреблять, однако, если рассматриваемая система проявляется в соседнем районе, где можно установить совпадение с поперечными трещинами отдельности. В сомнительных случаях надо объяснить, почему система трещин рассматривается как система трещин растяжения.

Системам трещин, перпендикулярным к осям складок, можно давать любое из этих названий. Вытянутость сильно инъецированных гнейсов или сланцев в направлении осей настолько похожа на вязкое течение, что термин поперечная трещина отдельности столь же применим, как и термин трещина растяжения. Там, где в изверженных породах появляются складчатые слои течения, трещины растяжения могут быть отнесены к их осям,

³¹ E. B. Bailey et al. *Mull memoir*, Geol. Surv. Scotland, 1924, p. 360.

³² J. E. Richey and H. H. Thomas. *The geology of Ardnamurchan, North-West Mull and Coll*, Geol. Surv. Scotland, Mem. 1930, p. 346.

³³ G. W. Tyrrell. *The geology of Arran*, Geol. Surv. Scotland. Mem., 1928, p. 249.

если линии течения не видны; или же здесь можно руководствоваться проекцией простираения зеркал скольжения на первичных нормальных сбросах (плоскостях растяжения) (стр. 137).

НОМЕНКЛАТУРА ПЕРВИЧНЫХ ТРЕЩИН ОТДЕЛЬНОСТИ И ИСКУССТВЕННЫХ ПЛОСКОСТЕЙ ОТДЕЛЬНОСТИ

Перед тем как рассматривать другие первичные трещины, необходимо кратко остановиться на вопросе номенклатуры. В своих описаниях гранитных структур Клоос употребляет обозначения, которые могут показаться непонятными для читателей, не знакомых со всеми его работами. Эти обозначения относятся к трем главным структурным направлениям в глубинных породах, поскольку они связаны с первичными направлениями течения. В 1922 г. он опубликовал следующую номенклатуру⁸⁴.

Естественные системы трещин

Q — поперечные трещины отдельности (Querklüfte, cross joints). Синонимы: — Klüfte, Hauptklüfte, principal joints, или просто *Q*.

S — продольные трещины отдельности (Spaltseite, longitudinal joints). Синонимы: *S* — Klüfte, Längsklüfte. Крутопадающие трещины, совпадающие по простираению с направлением линий течения.

L — первичная пластовая отдельность (Lager, Primary flat joints), пологолежащие трещины, включающие линии течения.

Искусственные плоскости отдельности

k — торцовые плоскости (Kopfseite, hardway planes), крутые плоскости, обычно перпендикулярные линиям течения, вдоль которых порода колется труднее, чем в любом другом направлении.

s — плоскости раскола (Spaltseite, rift planes), крутопадающие плоскости, обычно совпадающие с направлением линий течения; по ним порода раскалывается наиболее легко.

l — плоскости напластования или плоскости залегания (lager, bedding planes, sheeting planes), пологолежащие первичные плоскости отдельности, которые могут заключать или не заключать линий течения. Они могут быть параллельны наслоению породы в зависимости от выхода на поверхность, но могут быть и не параллельны ему. Способность раскалываться (splitting) столь же хорошая, если не лучшая, как и по плоскости раскола. В последнем случае крутые плоскости хорошего раскола англичане называют „grain“ — „зернистость“.

Эти обозначения встречаются на картах и в немецких статьях; они полезны для тех, кто привык к ним. В этой книге мы не будем пользоваться никакими обозначениями (символами).

В идеальном случае три первичные структурные плоскости: *Q*, *S*, *L* — совпадают соответственно с тремя искусственными плоскостями отдельности: *k*, *s* и *l*, но такие участки редки (фиг. 6 и 27). Обычно поперечные трещины отдельности по своему падению несколько отличаются от искусственных торцовых плоскостей. В других случаях искусственно возникающие «плоскости напластования» могут иметь местами то же падение, что и склоны поверхности, тогда как простираение и падение первичных пологих плоскостей отдельности могут быть постоянными на больших протяжениях; местами обе серии плоскостей могут пересекаться. Искусственные и естественные плоскости, повидимому, лучше всего совпадают в интрузивных

⁸⁴ H. C. Cloos. *Über Ausbau und Anwendung der granittektonischen Methode*. Preuss. Geol. Landesanst., Abh., N. F., Bd. 89, 1922, S. 2—4.

телах умеренной величины, т. е. 15×15 км в диаметре. В интрузиях меньшего размера или в неправильно образованных штокообразных телах взаимоотношения могут быть в общем различными, так как линии течения могут отсутствовать или же могут круто погружаться. Таким образом, структурный план «переворачивается», и искусственные плоскости отдельности не могут быть отнесены к какому-либо горизонтальному элементу структуры. Интрузии, достигающие сравнительно неглубоких слоев земной коры, повидимому, теряют структурную анизотропность, и контраст между торцовыми плоскостями (hardway) и плоскостями раскола (rift) уменьшается.

ПРОДОЛЬНЫЕ ТРЕЩИНЫ ОТДЕЛЬНОСТИ

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ

Эти крутые трещины лучше развиты там, где линии течения лежат полого. В этих случаях они простираются параллельно направлению линий течения. Продольные трещины несколько отличаются от поперечных по общему их облику. Многие из них более грубые, не с таким ясным расколом, в них нет гладких поверхностей поперечных трещин; примазки минералов тоньше и несколько иного типа. Кальцит, глинистые минералы, серицит, эпидот и флюорит преобладают над хлоритом. Продольные трещины имеют тенденцию образовывать зоны, где они тесно расположены. Порода между соседними трещинами местами разрошена, каолинизирована, эпидотизирована или импреньирована окислами железа и легко распадается параллельно трещинам, напоминая разложившуюся сланцеватую породу.

В районе каменоломен Барре в Вермонте продольные трещины отдельности, искусственные плоскости раскола и линейный параллелизм имеют направление северо-восток—юго-запад (табл. 7, фиг. 1; табл. 15, фиг. 1). В карьере Бетел, на 30 км южнее, линии течения и продольные трещины имеют северное направление³⁵. На фиг. 7 видны взаимоотношения в одном из карьеров к западу от Конкорд в Нью-Гемпшире. Направление линий течения менее постоянно, чем простираение продольных трещин, но в общем направление тех и других тесно совпадает.

На ранний возраст продольных трещин отдельности указывают аплиты, пегматиты, кварцевые жилы и основные дайки, которые следуют этим трещинам. Подобно поперечным трещинам отдельности, продольные трещины отдельности зависят от направления линейного течения и приспособливают свое простираение к изменениям в направлении линий течения. Детали гранитных массивов подобного строения в Саксонии³⁶ и Силезии³⁷ описывались, но в районах североамериканских камено-

³⁵ R. Balk. *A contribution to the structural relations of the granitic intrusions of Bethel, Barre, and Woodbury, Vermont*, Vermont State Geol. Bienn. Rept., vol. 15, 1926, p. 9, 23.

³⁶ H. Stenzel. *Op. cit.*, Taf. 1.

³⁷ E. Cloos. *Tektonik des Granits von Corkau* Preuss. Geol. Landesanst. Abh. N. F., Bd. 89, 1923, S. 101.

домен ясных случаев таких взаимоотношений автору не встречалось. Специальные исследования, вероятно, обнаружат много примеров. Поскольку направление линий течения остается постоянным, небольшие изменения в углах погружения не влияют на продольные трещины.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Способ образования продольных трещин отдельности не вполне понятен. Несмотря на их обычное развитие в интрузивных массивах, часто невозможно решить, которые из них являются «первичными», согласно определению на стр. 11, и которые образовались в последующие стадии, как указано на стр. 61. Ввиду того что линии течения вносят в структуру породы элемент механически слабых мест, очевидно, что разломы, в которые попадают эти линии, будут образовываться сравнительно легко. В некоторых случаях они могут быть обязаны своим происхождением сокращению остывающего гранита³⁸. В плоско оканчивающихся сверху массивах или в таких, где главная сила интрузии близка к горизонтальной, следующие гипотезы могут объяснить их образование.

Когда пластообразная масса инъицируется, вновь застывшая кровля принуждена смещаться вверх. Это может привести к образованию многочисленных трещинок по разнообразным направлениям, причем каждая из них явится бесконечно малым нормальным смещением. Однако, так как те трещины, в которые попадают линии течения, образуются легче, то могут развиться и продольные трещины отдельности.

Если судить по имеющимся данным, то смещения вдоль продольных трещин совсем не так обычны. В массиве Штригау Цобтен в Силезии они вообще отсутствуют, тогда как смещения вдоль поперечных трещин отдельности встречаются часто³⁹.

То, что горизонтальные давления действовали в ряде интрузий, можно видеть на примере гранита Лаузиц в Саксонии. В одном участке 57% даек следуют поперечным трещинам, имеющим простираение северо-восток—юго-запад, и лишь 13% даек — продольным. В двух других районах поперечные дайки исчисляются в 73 и 81%, на долю же продольной системы даек остается лишь 14 и 9%⁴⁰; еще в одном месте дайки по поперечным трещинам отдельности свежие и массивные, тогда как вдоль продольной системы они расланцованные и выветрелые⁴¹. В этом случае можно думать, что продольные трещины оставались закрытыми во время инъекции даек при боковом давлении с юго-запада. Очевидно магма продвигалась от этого направления косо, к северу и к северо-востоку.

Подобные случаи встречаются в сиенитовых интрузивных залежах в Ньюкомб, Нью-Йорк (Адирондак). Эти массы были интродуцированы с се-

³⁸ H. Cloos. *Über Ausbau und Anwendung der granittektonischen Methode* Preuss. Geol. Landesanst., Abh., N. F., Bd. 89, 1922, S. 5.

³⁹ S. Lopianowski. *Die Tektonik des Granitmassivs von Striegau-Zobten*, Preuss. Geol. Landesanst., Abh., N. F., Bd. 89, 1922, S. 88.

⁴⁰ H. Stenzel. *Tektonik der Lausitzer Granitmassivs*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 96, 1924, S. 26—30.

⁴¹ Op. cit., S. 22.

веро-востока и располагаются на мраморах. В них линии течения тянутся на запад-северо-запад. Вдоль продольных трещин дайка не было найдено; наблюдалось некоторое количество дайка, параллельных поперечным трещинам⁴².

Образуются ли продольные трещины в результате дальнейшей инъекции снизу, неясно. Системы нормальных сбросов, образованные такими силами, рассматриваются ниже (стр. 137), но они во многих отношениях отличаются от продольных трещин отдельности.

Обозначение продольных плоскостей отдельности буквой S может вызвать путаницу с термином s-плоскости (s-planes), употребляемым при микроструктурных описаниях горных пород. Зандер⁴³ определяет s-плоскости как «системы плоскостей (Flächen-scharen) механической неоднородности, подобные тем, которые весьма легко обнаруживаются при наличии естественной отдельности в породах и хорошо знакомы геологам и инженерам». Этот термин рассматривается как «чисто описательный, не имеющий отношения к их происхождению». Такое широкое определение включает продольные трещины отдельности, и из-за сходства терминов возникает кажущееся противоречие между Зандером и Гансом Клоосом⁴⁴. Если следовать определению s-плоскостей Зандера, то необходимы дополнительные обозначения для выявления тесных взаимоотношений между продольными трещинами и направлением линий течения. Термин Клооса трещины S, однако, является только указанием на раскалывание (слово «spalten» — раскалывать), и в интересах ясности ему следует предпочесть термин *продольные трещины отдельности* (longitudinal joints).

ДИАГОНАЛЬНЫЕ ТРЕЩИНЫ ОТДЕЛЬНОСТИ

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ

Как теперь принято, термин *диагональные трещины отдельности* применяется лишь для обозначения крутых трещин, с простираем приближенно в 45° к направлению линий течения. Трещины, пологолежащие и падающие под углом 45° или меньше, но простирающиеся по разным направлениям, рассматриваются на стр. 137 под заголовком «Пологие нормальные сбросы» (Flat normal faults). Диагональные трещины, как они определены выше, представляют собой плоскости скалывания (shear), связанные большей частью с горизонтальным односто-

⁴² R. Balk. *Geology of the Newcomb quadrangle*, N. Y. State Mus., Bull. 290, 1932, p. 48, 58, 59.

⁴³ B. Sander. *Cefügekunde der Gesteine*, 1930, S. 99, Julius Springer, Wien.

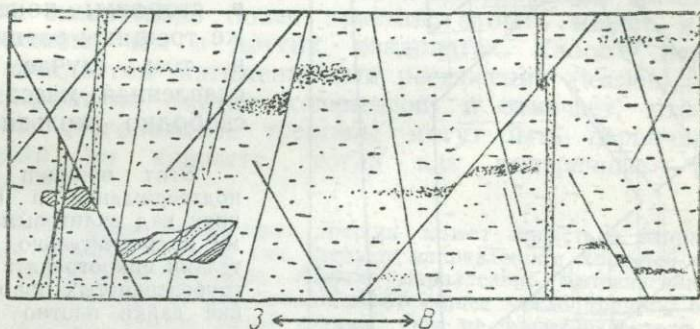
⁴⁴ B. Sander. *Zur Granittektonik, Mikrotektonik, usw.*, Verh. Geol. Bundesanst., Wien. Nr. 4, 1923, S. 80—86.

H. Cloos. *Zur Kritik der Granittektonik*, Centralbl. für Min., Abt. B, 1926, S. 481—492.

B. Sander. *Zu H. Cloos Gegenkritik betr. Granittektonik*, Centralbl. Min. Abt. B. Nr. 3, 1927, S. 97—103.

ронним давлением, другие же группы связаны преимущественно с вертикальным давлением.

Диагональные трещины в изверженных породах далеко не так обычны, как в осадочных и метаморфических. Первичные диагональные трещины, подобно продольным и поперечным, могут сопровождаться аплитовыми дайками; они могут быть покрыты примазками хлорита, эпидота и флюорита. Продольные и поперечные трещины неравноценны по их механическому значению и происхождению; диагональные трещины отдельности представляют собой два дополняющих друг друга и равнозначных направления. Хотя местами может развиваться лишь



Фиг. 14. Вид в плане изверженной породы с линиями течения и диагональными сбросами.

Диагональные трещины отдельности образуют углы до 45° с направлением линий течения; одна из составляющих смещена по ним растягивает породу в направлении линейного течения.

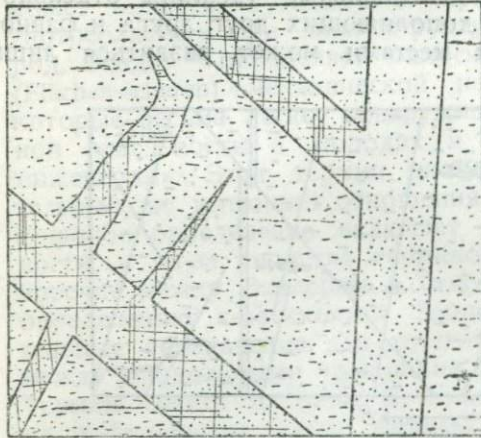
одно из направлений, тем не менее оба они в значительной степени эквивалентны (фиг. 14).

Эти трещины часто по направлению приближаются к поперечным трещинам отдельности. С горизонтальными широтными линиями течения могут быть координированы многие меридиональные поперечные трещины отдельности, некоторое число трещин отдельности северо-северо-восточных и северо-северо-западных направлений и небольшое число диагональных трещин отдельности северо-восточных и северо-западных направлений; или же могут быть поперечные трещины и только одна система диагональных, тогда как вторая система не развивается (наблюдения в граните Берхальде в Шварцвальде)⁴⁵. В исключительных случаях аплиты и пегматиты встречаются лишь в диагональных и продольных трещинах, как в граните Блауберг в Баварии⁴⁶.

⁴⁵ S. von Bubnoff. *Der Werdegang einer Eruptionmasse* Fortschr Geol. und Pal., Berlin, Gebr. Borntraeger, Bd. 7, Nr. 20, 1928, S. 123.

⁴⁶ G. Fischer. *Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen*, Neues Jahrb. f. Min.; Abt. A, Beil. Bd. 60, 1929, S. 301.

Мы уже ссылались (стр. 52) на работы Фёппля, Шмидта и Зандера, рассматривавших условия, при которых возникли диагональные трещины отдельности. Учебники Лизса, Уиллиса, Невина Надаи⁴⁷ и работы Бечера⁴⁸ дают прекрасные иллюстрации. Судя по этим исследованиям, диагональные трещины отдельности являются плоскостями скалывания; они преобладают над поперечными трещинами, если масса породы зажимается так, что ей нельзя скользить в стороны; поперечные же трещины развиваются в том случае, когда сдавленная масса может свободно скользить.



Фиг. 15. Диагональные трещины отдельности в жилах.

Трещины в диагональных жилах могут рассматриваться или как диагональные, по отношению к контактам жил, трещины отдельности, или же как продольные и поперечные трещины отдельности сиенита. Зарисовано на обнажении около Маунт Гудноу, Адирондак в штате Нью Йорк.

линзы гранита, 54 на 270 м, окруженные среднезернистым сиенитом, обнаруживают две диагональные системы, тогда как в окружающей породе видны лишь поперечные и продольные трещины⁴⁹. Аплитовые дайки с диагональными трещинами отдельности были описаны на примерах из Швеции⁵⁰, Борнхольма⁵¹, Саксонии⁵², Шварцвальда⁵³, Силезии⁵⁴, и автор наблю-

Этот принцип находит подтверждение в наблюдениях над аплитовыми дайками и сравнительно мелкими телами микрогранита в более грубозернистых породах. Такие дайки плотно прижаты к окружающей породе вдоль плоскостей контакта и таким образом прочно удерживаются на месте. В этих мелкозернистых «прокладках» часто развиваются диагональные трещины отдельности, даже если в окружающих породах они не видны (фиг. 15). Мелкозернистые

⁴⁷ A. Nádai. *Plasticity*, Eng. Soc., Mon., vol. 1, 1931, 348 pages, Mc Graw-Hill, New-York.

⁴⁸ W. H. Bucher. *The mechanical interpretation of joints*, Jour. Geol., vol. 28, 1920, p. 707—730; vol. 29, 1921, p. 1—28; *Two test cases of conjugate joint systems*, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 39, 1928, p. 204.

⁴⁹ E. Bederke. *Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein*, Preuss. Geol. Landesanst., Abh., N. F., Bd. 89, 1922, S. 60.

⁵⁰ E. I. Jungner. *Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrakküste*, Univ. Upsala, Geol. Inst., Bull. vol. 21, pt. 1, 1927, p. 148—163, Fig. 39, 40.

⁵¹ S. von Bubnoff. *Der Hammergranit von Bornholm*, Fortsehr. Geol. Pal., Bd. 11, Nr. 33, 1932, S. 10—14.

⁵² W. Höpfner. *Tektonik der Granite der Vogtländischen Zone*, Abh. sächs. Ak. Wiss., Math.-phys. Kl., Bd. 41, Nr. 1, 1929, S. 23.

⁵³ S. von Bubnoff. *Der Werdegang einer Eruptivmasse*. Berlin, Gebr. Borntraeger, 1928, S. 127.

дал много подобных случаев в штате Нью-Йорк (материалы не опубликованы). В экспериментах контактные плоскости мелкозернистых даек, видимо, отвечают двум поверхностям сжатых блоков, крепко схваченных так, что они не могут двигаться в стороны. Таким образом, эти трещины можно было бы рассматривать как трещины скальвания, однако действительные перемещения вдоль них крайне редки.

Там, где дайка следует диагонали, внутренние диагонали такой дайки (фиг. 15) допускают два объяснения: 1) они могут быть действительно диагональными трещинами по отношению к плоскостям контактов самой дайки или 2) они являются региональными продольными и поперечными трещинами отдельности по отношению к структуре окружающей породы, вызванными большей хрупкостью породы дайки.

В квадранте, который пересекается поперечными трещинами, последние значительно более заметны, а быть может, и более многочисленны, чем в других квадрантах. Клоос⁵⁵ называет первый квадрантом натяжения или растяжения (tension), а другие — квадрантами сжатия (compression) и отмечает, что продольные и диагональные трещины могут быть первичными и вторичными по возрасту, тогда как поперечные — только первичными.

«Некоторое число позднейших трещин может попасть в направление продольных трещин, так как они следуют направлениям хорошей отдельности; но поперечные трещины, идущие параллельно направлению наиболее слабой отдельности (*k*), представляют общее число трещин, образовавшихся лишь в течение одной стадии. Они не могут развиваться снова, за исключением того случая, когда возобновляются те же самые условия»⁵⁶.

Перемещения в направлении диагональных трещин стремятся удлинить массу породы в направлении линий течений (см. фиг. 14). Это определенно указывает на то, что в начальной стадии кристаллизации в верхней части интрузии диагональные трещины отдельности могут иметь такое же значение, как и поперечные.

ПЕРВИЧНЫЕ ПОЛОГИЕ ТРЕЩИНЫ ОТДЕЛЬНОСТИ

Когда глубинные породы обнаруживают тенденцию к образованию пологолежащих жил аплитов, пегматитов, кварцевых жил и основных даек или почти горизонтальных масс микрогранита, то в этом можно видеть доказательство наличия первичных пологих плоскостей отдельности, т. е. тенденцию застывающей массы к образованию полостей, в которые могут интродуцировать эти ранние ее отпрыски. Хотя весьма вероятно, что пологолежащие слои течения облегчают образование раз-

⁵⁴ H. Cloos. *Klüftung im Aplitgängen*, Preuss. Geol. Landesanst. Abh., N. F. Bd. 89. 1922, S. 113—114; *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen*, 1, *Das Riesengebirge*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1925, S. 36—38, 82, 83, Tab. 1.

⁵⁵ H. Cloos. *Der Mechanismus tieftektonischer Vorgänge*, Braunschweig, Sammlung Vieweg, Bd. 57, 1921, S. 24.

⁵⁶ H. Cloos. *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen*, 1, *Das Riesengebirge*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1925, S. 33.

ломов под малыми углами, все же следует считать, что эти слои отражают почти горизонтальные ограничения массы магмы, но нельзя сказать наверное, требуются ли такие поверхности для возникновения разломов под малыми углами. Первичные трещины, идущие под такими углами, могут как заключать в себе пологие линии течения, так и не заключать их.

Подобно другим первичным разломам, плоскости с малыми углами могут быть покрыты примазками хлорита, мусковита и пирита. Там, где дайки отсутствуют, иногда невозможно узнать такие ранние «пустые» трещины отдельности, так как их нельзя отличить от многочисленных трещин, параллельных современной поверхности земли (Напластование (bedding) или плоскости разлистования в обычном понимании.) Первичные пологие структурные плоскости не всегда совпадают с плоскостями дезинтеграции породы, как это убедительно доказано для Исполиновых гор в Силезии⁵⁷ и для некоторых частей Южной Швеции⁵⁸.

Первичные пологие трещины, повидимому, легко образуются при пологой поверхности плутонической массы, как, например, вдоль верхней части крупных куполообразных масс (склоны которых, тем не менее, могут быть крутыми), или вдоль поверхностей пологих залежей и лакколитов. Трудно судить, какое число динамических факторов облегчает раскрытие этих трещин отдельности. Помимо сокращения объема, может иметь значение различие в нагрузке налегающих пород, вероятно, также неодинаковая скорость застывания верхних частей. Огромные скалы гранодиорита в Иосемитской долине и соответствующих участках Сиерры, гранитное ядро гор Биг Хорн, Вайоминг и сланцевый купол Блэк Хиллс обнаруживают весьма большие пологие дайки гранита и пегматита⁵⁹. Хотя общий структурный облик и форма этих тел довольно ясны, тем не менее причина развития этих необычных особенностей трудно поддается анализу.

Равнозначным термином в немецких работах для рассматриваемых здесь первичных пологих структурных элементов является слово «Lager». Автор не знает никакого английского термина, который мог бы его заменить*. «Primary bedding» вызывает возражение с нескольких сторон; «primary sheeting» еще можно было бы принять. Вопрос представляет известную важность, так как германские геологи под словом «Lager» не подразумевают всех пологолежащих структурных систем. Например, в сиенитовом штоке Сноубанк Лейк в Миннесоте⁶⁰ и в бесчисленных крутых вулкани-

⁵⁷ H. Cloos. *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen*, 1, *Das Riesengebirge*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1925: Fig. 27—30. См. также F. K. Drescher, op. cit., S. 60, Fig. 11.

⁵⁸ E. Ljungner. Op. cit., S. 181, Fig. 54.

⁵⁹ Устное сообщение Э. и Г. Клоос.

* По-русски „Lager“ можно было бы передать как первичное напластование или первичное наслоение. *Прим. ред.*

⁶⁰ R. Balk and F. F. Groat. *Structural study of the Snowbank stock*, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 45, 1934, p. 621—636.

ческих пробках, как Хайвуд или Монтережиан Хилс, линии течения вертикальны и поперечные трещины лежат полого. Можно было бы возразить против английского названия «primary flat planes» для всех структурных плоскостей, хотя, строго говоря, оно вполне логично.

Для процессов, создающих физиографию местности, эта система трещин имеет большое значение, предоставляя агентам разрушения горной породы пологопадающие слабые поверхности. В частности пологие плоскости отслаивания ведут себя подобно пологим слоям⁶¹.

Пологие трещины, играющие роль нормальных сбросов, будут рассмотрены на стр. 137. Они имеют особый интерес, так как связаны с практическими вопросами.

РЕЗЮМЕ

Различают четыре системы первичных трещин отдельности: поперечные трещины, продольные, диагональные и пологие. Первичный возраст этих трещин устанавливается тем обстоятельством, что аплиты, пегматиты и основные дайки следуют их направлению. Положение трех первых систем определяется их угловыми отношениями к линиям течения, но пологие трещины не обнаруживают такой тесной связи с первичными структурами течения. Поверхности всех четырех систем часто покрыты примазками гидротермальных минералов (хлорита, мусковита, флюорита, пирита и др.).

Поперечные трещины отдельности являются одними из наиболее ранних, образующихся в остывающих интрузиях. При нормальном развитии они перпендикулярны линиям течения. Когда эти линии не видны, поперечные трещины отдельности, в узком смысле слова, не могут быть определены, хотя они и могут существовать. Поперечные трещины отдельности образуются, когда краевые части интрузии начали затвердевать, а внутренние остаются частично еще в жидком состоянии. Вязкое течение ядра увлекает застывшую покрывку на своей поверхности и вызывает трещины в боковых стенках. Поперечные трещины являются трещинам разрыва (tear cracks), или трещинами отдельности вследствие растяжения (tension joints), подобно тому, как это получается при опытах. Там, где линии течения образуют структуру купола, поперечные трещины отдельности расположены веерообразно.

Продольные трещины отдельности представляют собой крутые плоскости, простирающиеся параллельно направлению линий течения. Изменение в наклоне линий течения не оказывает влияния на эти трещины отдельности, но изгибание их направ-

⁶¹ H. Cloos. *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen*, 1, *Das Riesengebirge*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1925, S. 44—48, 75—78, 91, 105—113, 145—147.

R. Balk. *Geology of the Newcomb quadrangle*, N. Y. State Mus. Bull. 290, 1932, p. 76—79.

вления вызывает гармонические изменения в простирании трещин. В некоторых интрузиях имеются дайки по поперечным трещинам отдельности, тогда как по продольным трещинам они отсутствуют. Это показывает, что трещины были закрыты боковым сжимающим давлением. Хотя способ образования этих трещин отдельности в значительной степени еще не ясен, все же можно предполагать, что продолжающаяся в ту же камеру интрузия может увлекать внешние затвердевшие части порознь. При этом, так как порода сравнительно слаба, могут развиваться продольные трещины отдельности по плоскостям, в которых лежат линии течения. Причиной этого можно считать небольшие вертикальные срезывающие односторонние давления между соседними блоками. Тем не менее, смещения вдоль этих трещин отдельности особенно редки.

Диагональные трещины отдельности являются крутыми плоскостями, образующими углы около 45° или более с направлением линий течения. Эти трещины связаны с боковым сжимающим усилием, перпендикулярным направлению линий течения. Из двух сопряженных систем местами одна может почти отсутствовать. Смещения вдоль диагональных трещин отдельности показывают, что масса породы подверглась удлинению в направлении линий течения. Поэтому эти трещины можно рассматривать как плоскости скалывания (shear), причем они эквивалентны скалываниям, происходящим при опытах сжатия породы.

Первичные пологие трещины хорошо развиваются в некоторых своеобразных интрузиях. Хотя близость горизонтального положения кровли или подошвы облегчает их образование, тем не менее они могут встречаться, вероятно, и в телах, имеющих неправильную форму. Пологое падение слоев течения облегчает их развитие, но не является необходимым; равным образом не всегда в плоскости этих трещин лежат полого наклоненные линии течения. Изменения объема в интродуцированной массе; различия в нагрузке и другие факторы указывались как причины возникновения пологих трещин. Необходимо быть очень внимательным, чтобы отличить в поле первичные пологие трещины от современного отслаивания изверженной породы.

СТРУКТУРНЫЕ РИСУНКИ ИЗВЕРЖЕННЫХ МАСС

СТРУКТУРЫ ТЕЧЕНИЯ

Отдельные, уже отмеченные, структурные элементы представляют собой ценное средство при определении формы изверженных масс и дают ряд указаний на способ их внедрения. Занимающиеся изучением вулканических пород, наблюдая поведение слоев течения, быстро научаются отличать остатки вулканических потоков от вулканических пробок. Положение столбчатых трещин отдельности дает возможность проследить пограничные плоскости экструзивных пород и реконструировать запутанные формы отношений, связанных с извержением.

Среди интрузивных пород слоистое габбро является особенно интересным для такого изучения. Формы интрузий Дьюлус, Сёдбери, Киллинс, Стиллутер, Бушвельд были определены таким именно образом. Главная особенность этих пород — плоскостная слоистость, подчеркнутая дифференциацией этих больших тел горных пород на расслоившиеся фазы различного минерального состава и цвета. Более кислые интрузивные породы, как правило, не проявляют таких замечательно выдержанных и наглядных слоев, и среди гранитных пород встречается много таких, которые настолько массивны, что исчезает всякое желание искать в них структурные элементы. Однако, как уже было указано, почти во всех гранитных телах структуры течения и системы трещин проявляются в достаточной степени, по меньшей мере местами. Быть может, есть основание исследовать такие структуры в гранитных массах даже в том случае, когда это изучение требует большой полевой работы. Некоторые наблюдатели оспаривают важность таких изучений. Однако автор с удовольствием отмечает, что геологи, с которыми он посетил хорошо обнаженные площади, убедились, что в таких исследованиях мы имеем метод, с помощью которого с успехом могут быть разъяснены геологические структуры изверженных пород, включая и граниты. В этой части будут описаны различные площади, где были применены эти методы. Многие из исследованных пород в другом случае были бы отнесены к «массив-

ным», так как не подозревались их первичные структурные особенности. Начать описание удобнее всего с дайкоподобных тел, так как их форма проще, чем форма больших масс.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО РИСУНКА В ДАЙКАХ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Положение слоев и линий течения в дайкоподобных или более крупных массах можно отнести в известной форме к видимым контактам, что является большим преимуществом при их объяснении. В дайках различаются две группы внутренних структур течения¹: 1) *согласные структуры* (*conformable structures*), встречающиеся в большинстве случаев там, где структуры течения близки к контактными плоскостям и располагаются параллельно им, и 2) *несогласные структуры* (*disconformable structures*), обнаруживаемые в меньшей группе дайк, где структуры течения секутся плоскостью контакта.

В тех случаях, когда эти два термина применяются в отношении зависимости между контактными плоскостями и внутренней структурой изверженного тела, термин *конкордантный* применяется к массам, контактные плоскости которых параллельны структуре вмещающих пород; термин же *дискордантный* приложим к плутоническим массам, контакты которых пересекают структуру вмещающих пород.

СОГЛАСНЫЕ СТРУКТУРЫ

Типы структур в интрузивных и экструзивных породах возникли при существенно сходных условиях течения. Образование дайк наблюдалось на склонах вулканов, и нет сомнений в том, каким образом лава заполнила трещины. Поэтому тождественные структурные особенности в интрузивных дайках с большей уверенностью могут быть объяснены, как вызванные сходными причинами.

Возможно, что наиболее обычная согласная структура течения в дайках — это разделение на слои параллельно их стенкам (табл. 17, фиг. 1). Тонкие дайки могут быть полностью слоистыми, а мощность и состав слоев — постоянными. Однако во многих дайках краевые зоны более слоисты или сланцеваты и, как правило, отдельные слои являются более прямыми и более длинными, чем слои внутренней части той же дайки. Некоторые дайки, мощностью в несколько сот метров, но часто и меньших

¹ Термин был предложен Г. Класом [*Zur Terminologie der Plutone*, Fennia, 50, 1928, S. 7] в сжатой статье, дающей прекрасный анализ основных принципов, на которых следует базироваться при применении терминов к изверженным массам. Английское резюме работы дано Ф. Гростом [*Problems of batholiths*, Nat. Res. Council, Div. Geol., and Geogr. Ann. Rept., App. A, Exhibit B, 1933, p. 58].

размеров, внутри лишены структуры, в то время как в краевых частях появляется все усиливающаяся слоистость. Этот признак настолько надежен, что, наблюдая слоистость, можно установить границы таких дайк.

СЛОИ ТЕЧЕНИЯ В КОЛЬЦЕВЫХ ДАЙКАХ

Знаменитые кольцевые дайки шотландской третичной провинции внутри массивны, но всегда развивают слоистые краевые зоны. Первоначальные боковые породы, амигдалоидные агломераты и брекчии позднее во многих местах были смещены параллельными дайками. В ряде случаев кольцевые дайки примыкают одна к другой без всякой «прокладки» первичной боковой породы. Породы дайк двух периодов формирования могут быть настолько близкими, что петрографически трудно их разграничить. В таких случаях формы более древних кольцевых дайк могут быть установлены только по их слоистым краевым зонам, которые, оставаясь видимыми, подтверждают предположение о том, что первоначальный контакт был именно здесь².

СЛОИ ТЕЧЕНИЯ В КОЛЬЦЕВЫХ ДАЙКАХ

Нефелиново-сиенитовые дайки Монтережан Хиллс обнаруживают плоскостную структуру течения вдоль их стенок³. Дайки порфира и бостонита в округе Айдахо Спирингс в Колорадо имеют краевые слоистые зоны⁴, а некоторые дайки порфира горы Арбакл в Оклахоме⁵ целиком слоисты. Описание гранитных дайк, слоистых полностью или частично, и дайк с массивной или слоистой внутренней частью можно найти в отчетах о гранитах Новой Англии, особенно из штатов Мэн и Массачусетс⁶. Автор отметил многочисленные дайки со слабой плоскостной сланцеватостью в каменоломнях Западного округа, Род Айленд.

Другой пример представлен на фиг. 16. Дайки грубозернистого гранита, мощностью до 3 м, пересекают турмалиновые граниты Харни Пика в Южной Дакоте и обладают сланцеватостью, проходящей местами поперек слоев течения гранита⁷. Шлировые дайки Сиерра-Невады, повидимому, ясно слоисты, и, как правило, их слоистость несогласна со структурными плоскостями окружающих гранодиоритов (табл. 17, фиг. 1)⁸. Многие дайки габбро в Корнуэльском округе расланцованы параллельно плоскостям контакта, но поперек сланцеватости окружающих серпентинитов⁹;

² J. E. Richey and H. H. Thomas. *The geology of Ardnamurchan, Northwest Mull. and Coll.*; Geol. Surv. Scotland, Mem., 1930, p. 220—221.

³ J. J. O'Neill. *St. Hilaire (Beloil) and Rougemont Mountains, Quebec*, Geol. Surv. Canada, Mem. 43, 1914, p. 54.

⁴ E. S. Bastin and J. M. Hill. *Economic geology of Gilpin County and adjacent parts of Clear Creek and Boulder counties, Colorado*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 94, 1917, p. 76—81.

⁵ J. A. Taff. *Preliminary report on the geology of the Arbuckle and Wichita mountains in Indian Territory and Oklahoma*, Okla. Geol. Surv., Bull. 12, 1928, p. 17.

⁶ E. S. Bastin. *Geology of the pegmatites and associated rocks of Maine including feldspar, quartz, mica, and gem deposits*, U. S. Geol. Surv., Bull. 445, 1911, p. 12, 13, 65, 102, 103.

⁷ T. N. Dale. *The commercial granites of New England*, U. S., Geol. Surv., Bull. 738, 1923, p. 42, 44, 45.

⁸ R. Balk. *Inclusions and foliation of the Harney Peak granite, Black Hills, South Dakota*, Jour. Geol., vol. 39, 1931, p. 736—747.

⁹ H. Cloos. *Bau und Bewegung der Gebirge in Nordamerika Skandinavien und Mitteleuropa*, Fortschr. Geol. und Pal., Berlin, Gebr. Borntraeger, Bd. 7, Nr. 21, 1928, S. 24¹, 249, Fig. 1, 2.

⁹ J. S. Flett and J. B. Hill. *The geology of the Lizard and Menagee*, Geol. Surv. England and Wales, Mem. sheet 359, 1912, p. 71.

дайки гнейсо-гранита, слоистые параллельно своим собственным контактам, дают апофизы вкrest слоистости серпентинитов¹⁰. На острове Скай вертикальные дайки габбро с вертикальными плоскостями слоистости прорывают перидотиты с почти горизонтальными плоскостями слоистости. Первичное происхождение структуры течения в дайках такого типа было рассмотрено Вебером¹², который указал на знаменитую Г-образную дайку из долины Камп в Австрии. Эта гранитная дайка изогнута наподобие



Фиг. 16. Вид в плане гранито-гнейсовой залежи с меридиональной сланцеватостью, пересеченной дайкой в 1,8 м слоистого гранита.

Согласные слои течения внутри дайки несогласно пересекают сланцеватость окружающего гнейса и его включений. В 3,2 км на северо-восток от Брустера в штате Нью-Йорк.

буквы Т и пересекает слоистость амфиболитов. В каждой части плоскости слоистости параллельны местным плоскостям контакта. Несмотря на типичную кристаллобластическую текстуру, структура течения должна рассматриваться как возникшая в процессе течения гранитной магмы, параллельно стенкам контакта. Изогнутые аплитовые дайки с внутренней слоистостью, параллельной стенкам, описываются из Саксонских Рудных гор¹³,

¹⁰ Op. cit., p. 127, fig. 6.

¹¹ A. Harker. *The Tertiary igneous rocks of Skye*, Geol. Surv. England, Mem., 1904, p. 119, fig. 23.

¹² M. Weber. *Beispiele von Primärschieferung innerhalb der böhmischen Masse*, Centralbl. Min., 1913, S. 772—787.

¹³ C. Gäbert. *Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen*, Z. D. Geol. Ges., Bd. 59, 1907, S. 343, 345.

траниных масс Корнуэлла¹⁴, штата Мэн¹⁵ и других местностей. Фенокристаллы в порфировых дайках участвуют в слоистости¹⁶.

Многие вулканические потоки слоисты параллельно их контактными плоскостям так же, как и интрузивные дайки. Быстро охлажденные дайки состоят из субпараллельных слоев, или линз стекла, пемзы или брекчии, а литофизы в некоторых местах проявляют сильную наклонность развиваться вдоль этих плоскостей (табл. 8). Каждый слой, или линза, имеет достаточно постоянный состав, но прилегающие слои различаются между собой. Происхождение слоев рассматривалось Иддингсом¹⁷, Фуллером¹⁸, Уотерсом¹⁹ и Феннером²⁰. В Глясс Бьютт слои возникают «благодаря удлиненным фенокристаллам полевого шпата и полоскам сплюснутых пузырьков, частично выполненных округлыми агрегатами бесцветного гиалинового вещества»²¹.

Образование слоев в стекловатых вулканических породах Исландии возникает вследствие чередования слоев бурого стекла и плоских черепков породы²².

В Арране слоистость происходит «от неравномерного распределения кристаллов в стекловатой основной массе»²³. Иддингс²⁴ объясняет механизм возникновения этих слоев следующим образом:

«В жидкой среде, свободно текущей по горизонтальной поверхности, движение молекул встречает наименьшее сопротивление в направлениях, параллельных этой поверхности. Поэтому жидкость будет распространяться горизонтально и ее молекулы будут двигаться параллельно поверхности, на которой она расположена. Частицы, взвешенные в жидкости, будут переноситься вдоль этих плоскостей, и части жидкости, содержащие разное количество или разные виды взвешенного вещества, будут распространяться слоями вдоль их плоскостей течения».

¹⁴ W. A. E. Ussher, G. Barrow, D. A. Mac Allister. *The geology of the country around Bodmin and St. Austell*, Geol. Surv. England and Wales, Mem. sheet 347, 1909, p. 72, 77,

¹⁵ T. N. Dale. *The commercial granites of New England*, U. S. Geol. Surv., Bull. 738, 1923, p. 42, 44.

¹⁶ C. Reid and J. B. Scrivenor. *The geology of the country near Newquay*, Geol. Surv. England and Wales, Mem. 1906, p. 51.

¹⁷ J. P. Iddings. *The nature and origin of lithophysae and the lamination of acid lavas*. Am. Jour. Sci., vol. 33; 1887, p. 36—45.

¹⁸ R. E. Fuller. *The mode of origin of the color of certain vari-colored obsidians*, Jour. Geol., vol. 35, 1927, p. 570—573.

¹⁹ A. C. Waters. *A structural and petrographic study of the Glass Buttes, Lake County, Oregon*, Jour. Geol., vol. 35, 1927, p. 441—452.

²⁰ C. N. Fenner. *The Katmai region, Alaska, and the great eruption of 1912*, Jour. Geol., vol. 28, 1920, p. 569—606; *Evidences of assimilation during the Katmai eruption of 1912 (abstract)*, Geol. Soc. Am., Bull. vol. 33, 1922, p. 129; *The Katmai magmatic province*, Jour. Geol., vol. 35, 1926, p. 673—772; *Mount Katmai and Mount Mageik*, Z. Vulkanol., 13, 1930, p. 1—24.

²¹ A. C. Waters. Op. cit., p. 448.

²² L. Hawkes and H. K. Hawkes. *The Sandfell laccolith and „dome of elevation“*, Geol. Soc. London, Quart. Jour., vol. 89, 1933, p. 385—386.

²³ G. W. Tyrrell. *The geology of Arran*, Geol. Surv. Scotland, Mem. 1928, p. 226.

²⁴ J. P. Iddings. Op. cit., p. 44—45.

«В вулканических лавах происхождение таких слоев будет зависеть от недостаточной однородности, вязкости магмы и расстояния, по которому потечет лава. Более основные лавы обычно более жидки и, следовательно, более гомогенны во время извержения; они слабо проявляют или вообще не проявляют признаков слоистой структуры в затвердевшей породе. Но кислые лавы, как, например, риолитовые, повидимому, более вязки и менее гомогенны при извержении; небольшие изменения состава этих масс выявляются как цветные полосы и прослойки или как слои различной микроструктуры и степени кристаллизации. Слои, различающиеся по своему состоянию, были, по всей вероятности, линзообразными или совершенно неправильной формы частями магмы вблизи места извержения и более полно- и тонкопластинчатыми вдали от источника».

«...различие в состоянии и фазах кристаллизации, вызывающее пластинчатость этих пород, есть прямое следствие большого количества поглощенных паров в различных слоях лавы и их минерализующего влияния» (курсив Иддингса).

Объяснения Иддингса приложимы к явлениям на поверхности текущих лав, в которых взвешены пузырьки газа или твердое вещество (кристаллиты, ксенолиты). Как будто имеются основания допустить, что механизм течения одинаков в дайках и около лежащего бока излившегося на поверхность потока. Наблюдения во многих районах дают уверенность в том, что слои лавы обладают тенденцией располагаться параллельно ближайшей поверхности трения. Таким образом, причиной образования слоистости будет неравномерная скорость движения отдельных частей магмы; части, богатые газовыми пузырьками, могут быть рассмотрены как «скользящие» тела, стремящиеся быстро расплюснуться в плоскости наименьшего сопротивления; части с небольшим количеством кристаллических зерен расплюсчиваются быстрее, чем части с большим количеством взвешенного вещества. Соотношение газовых и твердых примесей, вязкость, давление, под которым они находятся, и многие другие факторы различны, но принципы процесса, повидимому, одинаковы почти в каждом участке. Несколько редких исключений, представляющих большой теоретический интерес, будут рассмотрены ниже (стр. 72—73).

Упомянутые выше авторы, повидимому, согласны с теорией происхождения слоев течения в вулканических породах; подобные установки мы встречаем в работах Бербанка²⁵, Коцу²⁶, Берча²⁷, Гроута²⁸ и многих других.

Специальные условия могут изменить образование слоев. Понятно, что заметная ассимиляция осадочных свит изверженными породами вызовет слоистость в таких размерах, что можно бу-

²⁵ W. S. Burbank. *Geology and ore deposits of the Bonanza mining district, Colorado*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 169, 1932, p. 23—29.

²⁶ S. Kozu. *Preliminary notes on some igneous rocks of Japan*, Jour. Geol., vol. 19, 1911, p. 634, fig. 3.

²⁷ R. E. Birch. *Entrapped gases as a factor in stratification*, Am. Jour. Sci., vol. 25, 1933, p. 406—414.

²⁸ F. F. Groul. *Two-phase convection in igneous magmas*, Jour. Geol., vol. 26, 1918, p. 481—499.

дет дать несколько объяснений. Возможное объяснение зависит от того, будет ли наблюдатель обращать главное внимание на сходство слоистости с ранее существующей стратификацией осадков, как это делает Феннер для слоистых катмайских вулканических образований, или же он обратит особое внимание на совместное действие некоторых движений. Могут существовать условия, главным образом в богатых газами, сравнительно жидких вулканических породах, где движение является конвекционным течением, как это считает Гроут в случае лополита Дюлулус²⁹. Однако механический принцип, повидимому, одинаков в большинстве случаев, т. е. в результате трения магмы вдоль сравнительно неподвижных стенок возникают слои, параллельные этим стенкам, причем первый толчок дается неравномерностью состава различных частей магмы.

Это объяснение подтверждается наличием линий течения в плоскостях слоистости. Плоскости течения могут переходить по простирацию в породы, лишенные таких плоскостей, но обнаруживающие одни линии течения. Всякая теория, разъясняющая происхождение одной структуры, должна объяснить происхождение и другой. Плоскости течения в особых случаях могут быть сложным эффектом течения вдоль неподвижных плоскостей уже стратифицированной смеси разных материалов; но линии течения образовались вследствие линейного вытягивания текущей массы, и в обычных осадочных или ассимилированных породах, насколько известно автору, нет такого элемента, который мог бы вызвать подобную структуру.

ПРИМЕРЫ СТРУКТУР ТЕЧЕНИЯ В ДАЙКАХ

В обсидиане вулканов Моно в Калифорнии бесконечное количество дайк линзообразной формы достигло поверхности (табл. 16). Они также состоят из обсидиана и сильно пластинчаты параллельно их контактам (табл. 15, фиг. 2; табл. 17, фиг. 2). Слои отличаются по количеству примешанных газовых пузырьков. В каждом слое течения можно отметить слабый линейный параллелизм этих пузырьков, которые расположены вертикально в большей части дайк. Некоторые слои изоклинално смяты в складки и их крылья располагаются параллельно контактам. Обсидиановые дайки водопадов Кеплера в Йеллоустонском национальном парке, обнаженные с северной стороны, показывают такую же интенсивную слоистость параллельно крутопадающим стенкам. Слои скорее смяты беспорядочно, чем собраны в изоклинальные складки. Линии течения проявляются местами.

На холмах к востоку от Альхамбра Хот-Спрингс, в Монтане, белые и розовые риолитовые дайки пронизывают массивный гранодиорит батолита Баулдер. Породы тонко пластинчаты параллельно боковым контактам и обнаруживают длинные полосы линий течения на плоскостях слоистости, вызывая местами волокнистую структуру породы. Там, где слои течения смяты в складки, линейные полосы и оси складок расположены параллельно. Параллелизм сохраняется даже тогда, когда оси меняют свое направление от одного обнажения к другому, располагаясь в одном месте полого, через 6 м падая круто и погружаясь рядом под промежуточными

²⁹ F. F. Grout. *Internal structures of igneous rocks; their significance and origin; with special reference to the Duluth gabbro*, Jour. Geol., vol. 26, 1918, p. 439—458.

углами. Отдельные дайки короткие и их мощность меняется на небольших расстояниях. Это скорее линзы, чем дайки.

Клаф (Clough) описывает такую неправильную ориентировку линий и плоскостей течения в дайках трахита, фельзита и пехштейна в округе Слит, Скай³⁰. Вытянутые в линии ряды сферолитов погружаются в различных направлениях на коротком расстоянии внутри отдельных дайк; общее простираание, однако, параллельно простираанию боков дайк. Клаф предполагает, что начавшееся застывание заставило остаток лавы проникать в местные отверстия, вызывая извилистый поток сквозь отдельные каналы в уже затвердевших частях каждой дайки.

Гнейсы вблизи горы Аскутней в Вермонте прорезаны оскольчатыми фельзитовыми, со стеклом, породами, связанными с нордмаркитом Аскутней. В этих афанитовых породах наблюдаются слои течения и линейное расположение сферолитов, согласные с симметричными системами складок (фиг. 17). Крылья параллельны контактам, но ориентировка линий течения в поле не могла быть установлена. Другая риолитовая дайка, около 1,8 м мощности, пересекает русло реки Милл в окрестностях города Шрюсбери, в 0,8 км к юго-востоку от восточного Кларендона (квадрат Рутланд) в Вермонте. Вертикальные крылья изоклинальных складок имеют направление NW 15° параллельное стенкам дайки, а оси, как и ряды сферолитов, склоняются на север 23°.

По Иддингсу³¹, базальтовые или другие основные породы, как правило, не дают ясной структуры течения, хотя здесь и могут иметь место структурные различия в направлении от афанитовых краевых частей к более грубым внутренним, или незначительное зональное уменьшение величины зерна по направлению к краям³². На полированных глыбах, однако, многие такие породы могут проявить тонкую структуру течения, похожую на искривленные шпирсы, хотя на поверхности излома эти породы кажутся массивными. Гроут сообщил автору, что в диабазовой дайке вблизи Пиджон Пойнт в Миннесоте появляются местами хорошие слои течения, а в диабазе Палисад в Нью-Джерси их можно иногда видеть, в особенности на мокрых поверхностях. Автору, однако, неизвестен какой-либо случай, где линейный параллелизм развивался бы дополнительно к слоям течения.

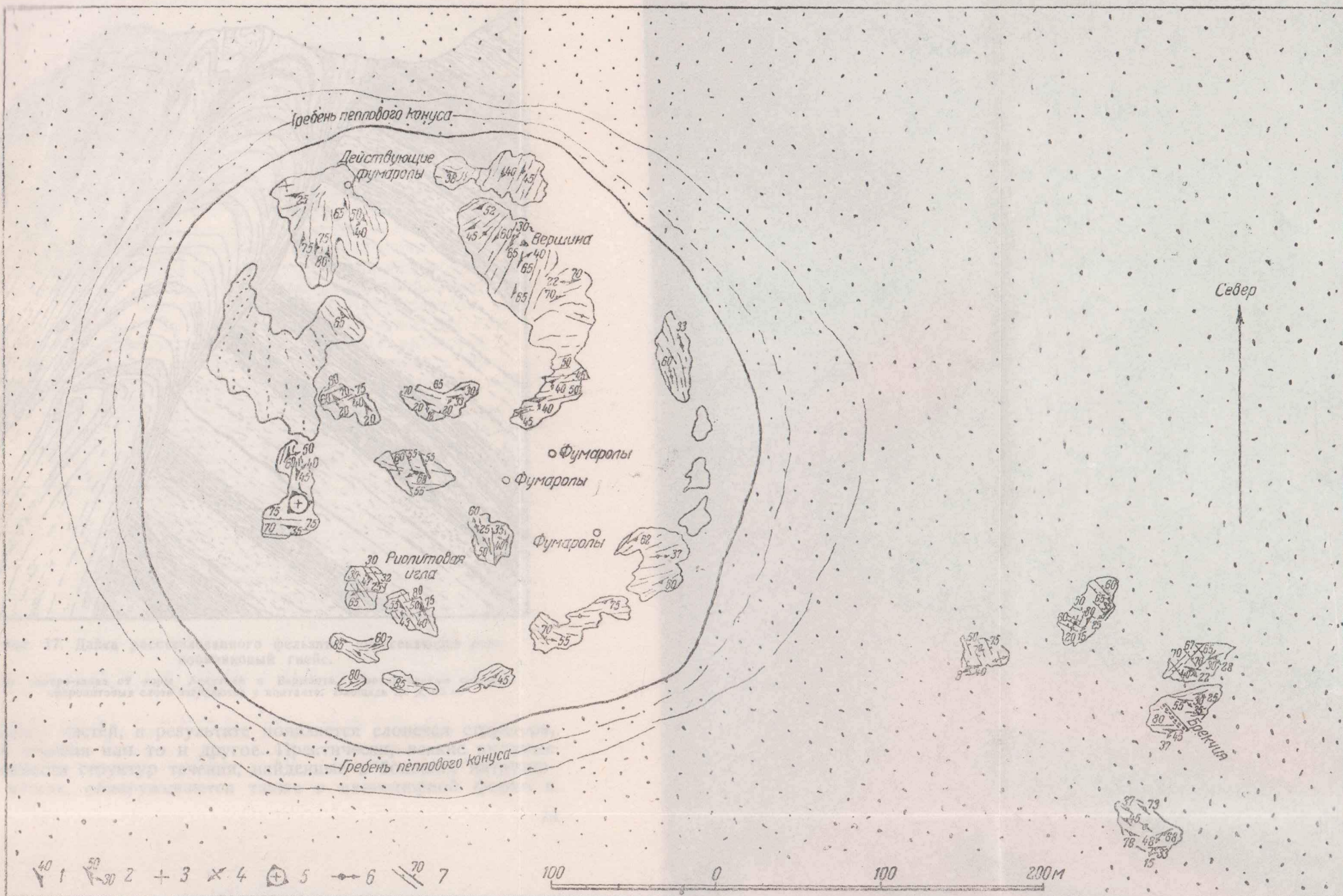
По аналогии изверженного потока с течением таких же вязких смесей, как, например, «леденцы», «тянучки» и так называемое мексиканское стекло, и со структурой течения в металлургических шлаках, каскадах и водопадах (табл. 1, табл. 22, фиг. 1), где линии течения указывают направление наибольшего вытягивания, имеется достаточно оснований объяснить линии течения в дайках как направление наиболее сильного движения в данном месте. Если линии течения развиваются только местами, то эти места могут быть лишь там, где происходит интенсивное течение, вызванное или местным сужением существующего диаметра канала или же неравномерным поступлением магмы. Возможно, что различная подвижность соседних частей в дайке (обусловленная меняющимся соотношением газовых, жидких и твердых составных частей) вызывает неравномерный поток, который, в свою очередь, вызовет ускоренное движение на определенных участках.

³⁰ A. Harker. *The Tertiary igneous rocks of Skye*, Geol. Surv. England, Mem., 1904, p. 389—393. figs 77 and 78.

³¹ J. P. Iddings. *The nature and origin of lithophysae and the laminations of acid lavas*, Am. Jour. Sci., vol. 33, 1887, p. 44.

³² T. Krokström. *The Breven dolerite dike*, Univ; Upsala, Geol. Inst. Bull., vol. 23, 1932, p. 244—330.

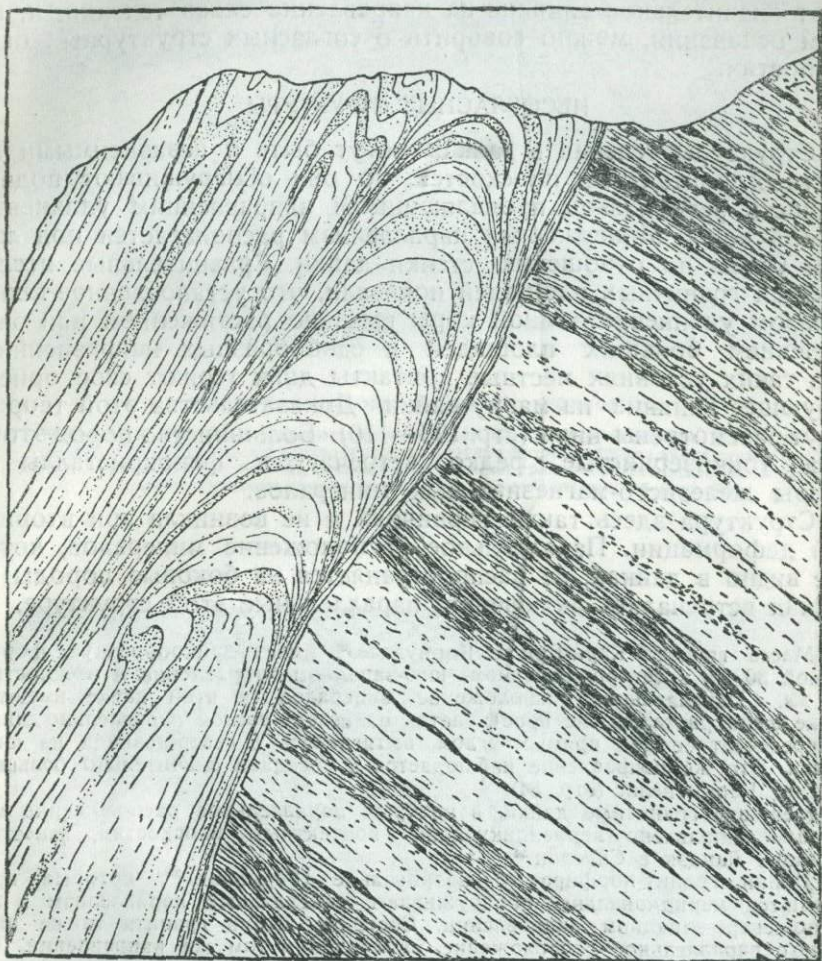
Таблица 16. СТРУКТУРНАЯ КАРТА ОБСИДИАНОВЫХ ПРОБОК И ДАЙК СЕВЕРНОГО ВУЛКАНА МОНО В КАЛИФОРНИИ



Диаметр вершины около 360 м. Пространство между краями заполнено отдельными блоками обсидиана и конгломерата.

1—слой течения с углом падения; 2—то же с простираанием проекции и углом погружения линий течения; 3—горизонтальные слои течения; 4—то же с линиями течения; 5—купол слоев течения
6—вертикальные слои течения с углом погружения линий течения; 7—трещины отдельности (главным образом поперечные трещины отдельности).

Во всех этих случаях мы имеем дело с чисто магматическими потоками, ограниченными пространством, занятым дайкой. Поскольку эти потоки изменяются в направлении, задерживаются трением, встречают препятствия в виде ранее затвердевшего материала или местами усиливаются вследствие отсутствия газовых



Фиг. 17. Дайка расстеклованного фельзита, пересекающая роговобманковый гнейс.

На северо-запад от горы Аснутей в Вермонте. Изоклинные складки сферолитовых слоев загибаются у контакта. Площадь $1,8 \times 1,2$ м.

составных частей, в результате появляется слоистая структура, линии течения или то и другое. Практически, всякие видимые особенности структур течения, найденные в больших интрузивных массах, обнаруживаются также в миниатюрной форме в

дайках, а структура течения интрузивных пород соответствует в существенных моментах структуре, которая проявляется в эктрузивных породах.

Таким образом, происхождение структуры течения в массивах может быть объяснено с достаточной убедительностью. Во всех здесь рассмотренных случаях контактные плоскости оказывают значительное влияние на направление слоев течения, и, на этом основании, можно говорить о согласных структурных особенностях.

НЕСОГЛАСНЫЕ СТРУКТУРЫ

Структуры течения в дайках могут быть и независимыми от местных контактных плоскостей, но они обнаруживают подчиненность регионально проявляющимся направлениям удлинения земной коры. Минеральный параллелизм располагается под любым углом по отношению стенки дайки. Сравнительные исследования гранитных площадей показали, что установленное таким образом удлинение земной коры вызвано растяжением или расширением больших площадей в однообразных направлениях. При таких условиях местные контакты дайки теряют свое ориентирующее влияние на магму дайки. Доказательства этой теории будут рассмотрены ниже (стр. 106—110). Большинство пород этого типа тонкозернистые, редко встречаются фенокристаллы и шпидры железисто-магнезиальных минералов.

Структура здесь также первичная и не возникла при вторичной деформации. Параллельное расположение минералов, которое видно в дайках, не распространяется на боковые породы; в дайках встречались включения, параллельные этой структуре.

Масса гранита Карн-Бри в Корнуэлле³³ имеет дайкообразную форму длиной 30 км в северо-восточном—юго-западном направлении и мощностью 0,8 км. Параллельное расположение минералов (в этой дайке имеются также фенокристаллы) не простирается на северо-восток параллельно дайке, а пересекает ее под прямым углом, вытягиваясь с северо-запада на юго-восток. Это же направление наблюдается в соседнем значительно большем массиве Карменелис (стр. 84).

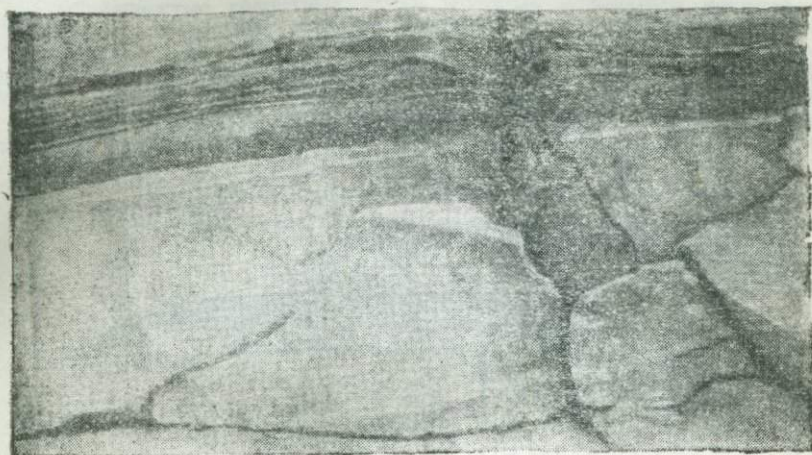
Меньшие гранитные дайки, в которых параллельное расположение минералов направлено перпендикулярно контактным плоскостям, известны в районе Ландэк в Силезии³⁴.

Дайки гранит-порфира в Шварцвальде (Германия)³⁵, которые простираются меридионально, обнаруживают минеральный параллелизм в западно-северо-западном направлении. Соседние штоки гранита также проявляют параллельное расположение минералов в том же направлении. Таким образом, можно заключить, что эти дайки и их стенки во время затвердевания порфириновой магмы совместно поддавались движению в напра-

³³ J. B. Hill and D. A. Mac Allister. *The geology of Falmouth and Truro and of the mining districts of Camborne and Redruth*, Geol. Surv. England, Mem., 1906, p. 62.

³⁴ H. Cloos. *Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 81; 1920, S. 94—95, Fig. 21.

³⁵ E. Cloos. *Tektonik und Parallelgefüge im Granit und Granitporphyr des nördlichen Schwarzwaldes*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 89, 1922, S. 138, Fig. 41.



Фиг. 1. Шпировая дайка в гранодиорите.

Вблизи озера Айрланд, в Йосемитском национальном парке, Калифорния. Слои течения гранодиорита круто падают вправо (нижняя половина фото); шпировая дайка падает полого влево, причем ее слои течения срезают слои течения гранодиорита. Аплитовая жила (широко) ходит параллельно шпировой дайке у основания выхода (стр. 67).

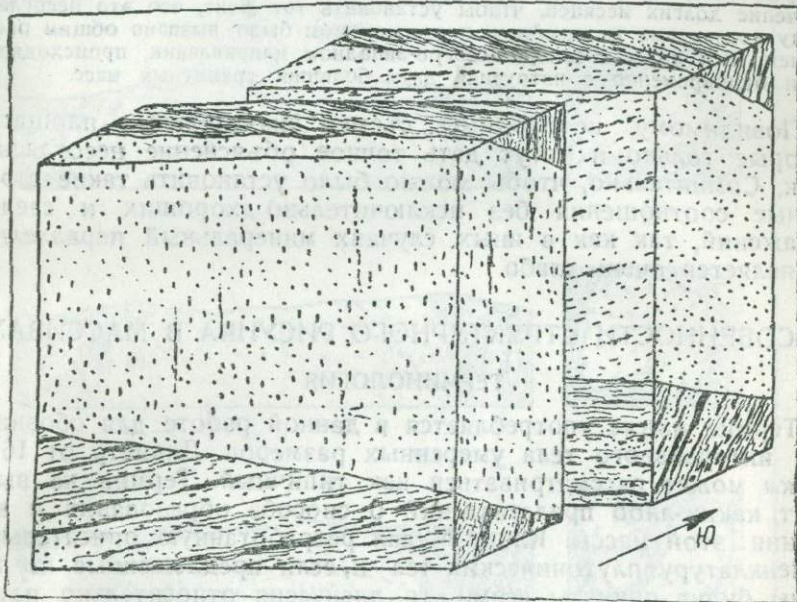


Фиг. 2. Структура течения и трещины в обсидиане.

Вулканы Моно в Калифорнии. Молоток лежит на одном из слоев течения, круто падающем по направлению к наблюдателю; линии течения в слоях тинутся слева направо (темные полосы над молотком), загибаясь слева от молотка. Поперечные трещины отдельности рассекают породу приблизительно перпендикулярно к линиям течения (стр. 124).

влении с запада-северо-запада на восток-юго-восток. Наибольшее удлинение этой массы не было параллельным стенкам дайк, но располагалось почти под прямым углом к ним (фиг. 6).

Тонкозернистые гранитные дайки, которые в большом масштабе разрабатываются карьерами в районе Вэстерли (Род Айленд), также местами обнаруживают значительный угол между местными контактами и параллельным расположением минералов внутри дайки. В карьере Катто (фиг. 18) дайка мощностью 4,5 м падает на юг (нижний контакт имеет падение 18°, а верхний 35°). Внутри дайки минералы расположены в слабо выраженном линейном направлении с погружением на восток под углом 20°. Недалеко



Фиг. 18. Блок-диаграмма, иллюстрирующая несогласные линии течения.

Две дайки гранита около Вэстерли, Род Айленд. На переднем блоке линии течения вертикальны, на заднем они полого погружаются на восток; в обеих дайках линии находятся в стыке с контактными плоскостями.

от этой дайки, в другом карьере, дайка мощностью 13,5 м падает на юг под углом 37°. Минералы явно вытянуты по вертикальным линиям, а в многих местах слабая плоскостная слоистость простирается широтно и падает под углом 80 и 90° на юг. Автор заключает, что боковые стенки этой дайки во время кристаллизации растягивались вертикально и что застывающий гранит вытягивался в этом направлении сильнее, чем параллельно контактными плоскостями (стр. 110).

Дайки и линзообразные интрузии с несогласной структурой течения встречаются в большом количестве на юго-западной окраине Богемского массива в Баварском лесу, подробно описанном Клоосом и его сотрудниками⁸⁶. Более древняя серия инъекционных гнейсов была интродуцирована поздними докембрийскими (?) гнейсовидными сленитами и гранитами; эти породы круто падают на северо-северо-восток. В гнейсы внедрились

⁸⁶ H. Cloos et al. *Die Plutone des Passauer Waldes*, Monogr. Geol. Pal., Berlin, Gebr. Borntraeger, Ser. 2, Nr. 3, 1927.

буквально сотни отдельных гранитных тел размерами от 11,2 км и более в диаметре до небольших дайк и тонких линз, часть которых не превышает 2,4 м по мощности. Большинство этих интрузий является пластами, которые обладают пологим падением на север и северо-восток, везде прерывая слоистость гнейсов под острыми углами (табл. 24, фиг. 30 и 31). Линии течения (которые хорошо развиты в этих пластовых интрузиях, в дополнение к случайным слоям течения) направлены с запада-северо-запада на восток-юго-восток, независимо от положения местных контактных плоскостей⁸⁷. Направление линий течения замечательно выдержано, оно редко отклоняется более чем на 20°. Наклон линий течения будет рассмотрен позднее (стр. 110). Понадобилась напряженная полевая работа в течение долгих месяцев, чтобы установить тот факт, что это несогласие между контактами и линейным параллелизмом было вызвано общим растяжением всей коры в западно-северо-западном направлении, происходящим почти одновременно с интрузией двух больших гранитных масс.

Повидимому, необходимы съемки значительных площадей, которые только и могут дать точное объяснение несогласных дайк. Сомнительно, чтобы можно было установить такие структурные соотношения без исключительно хороших и свежих обнажений, так как в иных случаях минеральный параллелизм проявляется очень слабо.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО РИСУНКА В МАССИВАХ

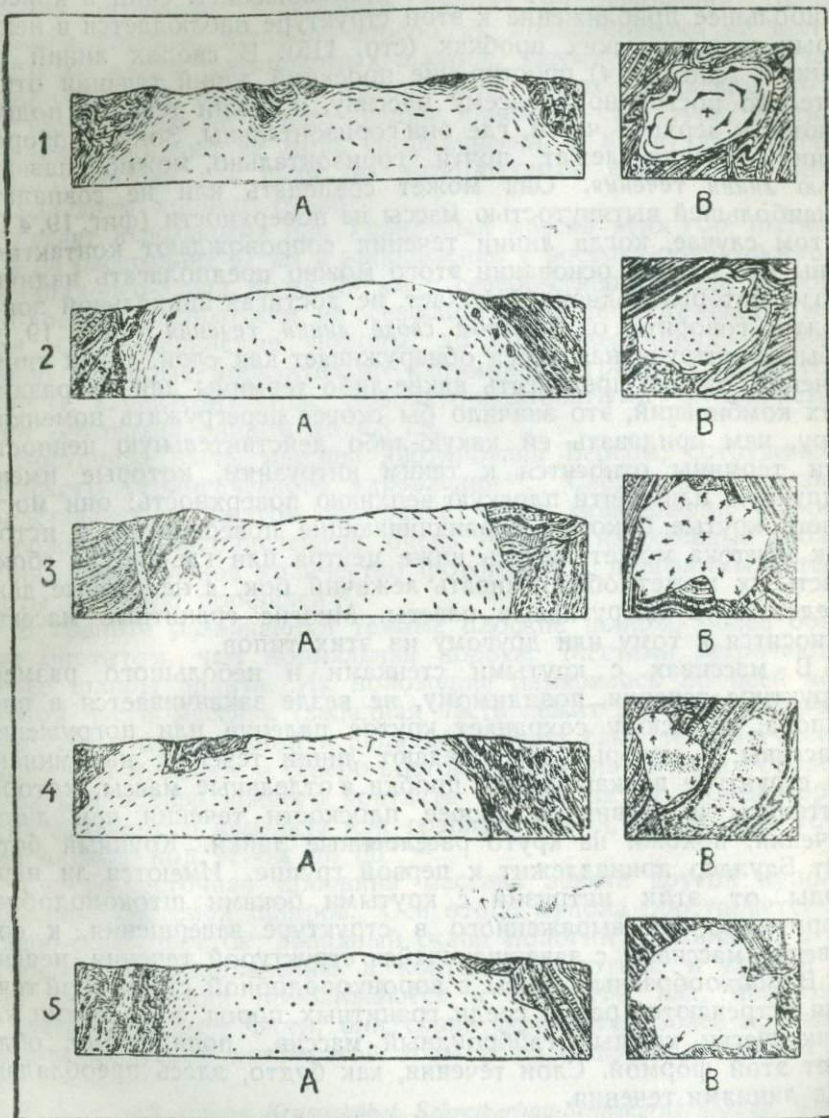
ТЕРМИНОЛОГИЯ

Термин *массив* употребляется в данной работе для обозначения интрузивного тела умеренных размеров. Диаметр от 16 до 32 км может рассматриваться как типичный. Термин не выражает каких-либо представлений о способе образования и внедрения этой массы. Клоос⁸⁸ дал разработанную описательную номенклатуру плутонических тел и, если предложенные им термины будут приняты всеми, то дискуссия относительно плутонических тел будет сильно облегчена.

В *шировом куполе* плоские шпирь располагаются более или менее по всей поверхности сплошной массы и достигают вершины в «оси» или в относительно небольшой центральной площади (*апекс*) (фиг. 19, 1). В случае, если существуют плоские шпирь вдоль краевых зон, которые, однако, слабо развиты, или если такие шпирь отсутствуют во внутренней части, то употребляется термин *шировый свод* (фиг. 19, 2). Подобным же образом можно распознавать некоторые типы, различающиеся в отношении форм развития линий течения. На фиг. 19, 3 иллюстрируется возможный тип (*купол линий течения*), который, однако, до настоящего времени не был обнаружен в плутонических массивах. Здесь линии течения поднимаются от контактов к апи-

⁸⁷ На фиг. 31 направление линий близко к меридиональному; то же наблюдалось юго-восточнее Хауценбергского массива (табл. 24); местами это может быть использовано для составления наглядных иллюстраций и диаграмм.

⁸⁸ H. Cloos. *Zur Terminologie der Plutone*, Fennia, vol. 50, N. 2, 1928, Helsingfors.



Фиг. 19. Идеальные структурные типы массивов.

А—поперечный разрез, В—план. Точное соответствие между поперечными разрезами и планами не выдержано; структуры боковых пород и детали контактов интарсованы условно. 1—купол слоев течения; 2—свод слоев течения, центральная часть массива; 3—купол линии течения (в поле еще не наблюдался); 4—свод линий течения; на В ось линий течения (показана пунктиром) совпадает с осью массива на правой стороне, на левой этого нет; 5—неполный свод линий течения. Обычно в стрелки показывают погружение линий течения; стрелки с двумя концами указывают горизонтальные линии течения. Линии с темными треугольниками обозначают простирание и падение слоев течения (на В). Крестиком обозначаются горизонтальные структуры течения.

кальной зоне, направление постоянно меняется и расположение линий течения можно сравнить с расположением спиц в колесе. Наибольшее приближение к этой структуре наблюдается в некоторых вулканических пробках (стр. 115). В сводах линий течения³⁹ (фиг. 19, 4) простираение проекций линий течения относительно постоянно по всему массиву, и линии течения поднимаются к верхней части, где они горизонтальны. Зону, в которой линии течения лежат почти горизонтально, можно назвать *осью линий течения*. Она может совпадать или не совпадать с наибольшей вытянутостью массы на поверхности (фиг. 19, 4 В). В том случае, когда линии течения сопровождают контактные зоны массы и на основании этого можно предполагать наличие свода, который, однако, затухает, не достигая апикальной зоны, можно говорить о *неполном своде линий течения* (фиг. 19, 5). Обычно интрузивная масса обнаруживает как слои, так и линии течения, однако предлагать какие-либо термины для их различных комбинаций, это значило бы скорее перегружать номенклатуру, чем придавать ей какую-либо действительную ценность. Эти термины относятся к таким интрузиям, которые имеют выпуклую или почти плоскую верхнюю поверхность; они могут иметь крутые боковые ограничивающие поверхности, а источник притока может лежать ниже центра или где-нибудь сбоку. Часть их может обнаруживать лежащий бок, а некоторые даже представлять интрузивные пласты. Многие гранитные массивы относятся к тому или другому из этих типов.

В массивах с крутыми стенками и небольшого размера структура течения, повидимому, не везде заканчивается в виде купола, но всюду сохраняет крутое падение или погружение. Массивы, в которых преобладают линии течения, напоминают по структуре вулканические пробки, а отдельные массы, которые вытянуты и развивают скорее плоскости течения, чем линии течения, похожи на круто расслоенные дайки. Крупный батолит Баулдер принадлежит к первой группе. Имеются ли переходы от этих интрузий с крутыми боками штокоподобной формы, но без выраженного в структуре завершения, к собственно массивам с завершающейся структурой течения, неясно.

Воронкообразные массы с воронкоподобной структурой течения встречаются редко среди гранитных пород, в то время как практически каждый габброидный массив, повидимому, обладает этой формой. Слои течения, как будто, здесь преобладают над линиями течения.

ШЛИРОВЫЕ КУПОЛЫ

Общие положения. Слои течения в этих массивах практически развиты на всей обнаженной поверхности, хотя вдоль краев их больше и они яснее выражены. Железисто-магнезиальные шпирь

³⁹ Точнее было бы сказать: „в арочных сводах линий течения“. *Прим. ред.*

могут сопровождаться аплитовыми слоями, но не следует строить структуру шлирового купола на основании только одних аплитовых шлиров; способ их возникновения не всегда такой же, как у темноцветных шлиров. Двумя наиболее изученными куполами являются: Исполиновые горы в Силезии, которые или совсем не обнаруживают линейной структуры течения или обнаруживают ее лишь спорадически, и Корнуэльский гранитный массив, где, судя по литературным данным, линейный параллелизм хорошо развит.

Гранит Исполиновых гор. Гранитный массив этих гор, вытянутый на расстояние 67 км в направлении с востока-северо-востока на запад-юго-запад, и на 20 км с северо-северо-запада на юго-юго-восток, расположен на северной границе Богемского массива. Среднезернистые породы, до крупнозернистых включительно (которые поразительно напоминают гранит Стонингтона в Мэн), характеризуются розовато-желтоватыми фенокристаллами ортоклаза длиной до 4,8 см.

Восточная часть массива картирована Бергом, сотрудником Прусского геологического управления⁴⁰. Следующее описание представляет в сжатом абстракте часть монографии Клооса, содержащей многочисленные, очень хорошо изложенные наблюдения, значительное количество фотографий, диаграммы, четыре карты и серию профилей⁴¹.

В граните развиваются темные плоские шлиры, более богатые биотитом, чем нормальная порода. Местами встречаются также шлиры аплита. Их положение измерялось по всей восточной части массива (западная часть лежит в Чехии), причем (фиг. 20) в центральной и западной частях слои течения слегка наклонены к северу и северо-востоку, далее на юг они горизонтальны, а вблизи южного контакта падают на юг. В некоторых пунктах южного контакта как границы пород, так и слои течения падают под углом до 50°⁴².

Северо-восточная половина массива занята другой куполообразной системой шлиров. Ось этого купола простирается на северо-северо-восток; западный склон пологий и длинный, а восточный, по направлению к контакту, короткий и крутой⁴³. Где слои течения приближаются к контакту, как, например, в северо-западной части, они снова становятся более крутыми, внутри же узкой контактной зоны углы падения достигают 80

⁴⁰ G. Berg. Листы: *Krummhübel, Schreiberhau-Schneeegrubenbaude, Warmbrunn*, Preuss. Geol. Landesanst., Berlin; Lief. 241, 1922; *Der Granit des Riesengebirges und seine Ganggesteine*, Preuss. Geol. Landesanst., Abh., N. F., Bd. 94 1923; *Die Gesteine des Isergebirges*, Preuss. Geol. Landesanst., Jahrb., Bd. 43, 1923.

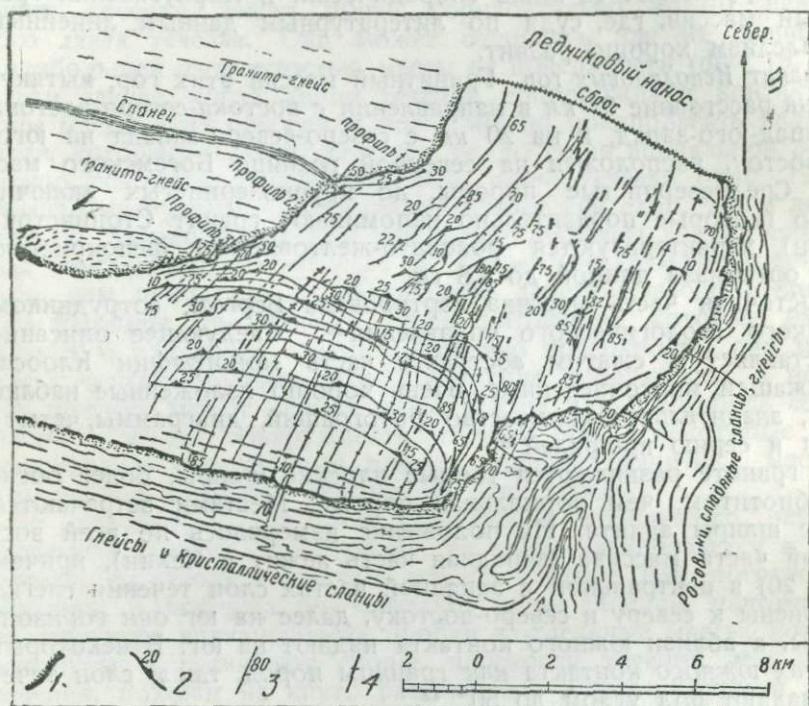
G. Berg and E. Dathe. *Sheets Schmiedeberg-Tschöpsdorf*, Preuss. Geol. Landesanst., Lief. 193, 1912.

⁴¹ H. Cloos. *Einführung in die tektonische Behandlung magmatische Erscheinungen*, 1; *Das Riesengebirge in Schilesien*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1925.

⁴² Op. cit., S. 47—48.

⁴³ Op. cit., p. 50, 51.

и 90°; шлиры широкого и плосковершинного купола приспособляются к крутой плоскости контакта. В разделе «Происхождение шлировых куполов» Клоос предлагает следующую теорию: где шлиры параллельны контакту, магма двигалась параллельно ему. Ранее образованные части, богатые железисто-магнезиальными минералами, сплющивались параллельно направлению движения до тех пор, пока не принимали формы и ориентировки



Фиг. 20. Схематическая структурная карта гранита Исполиновых гор. По Гансу Клоосу.

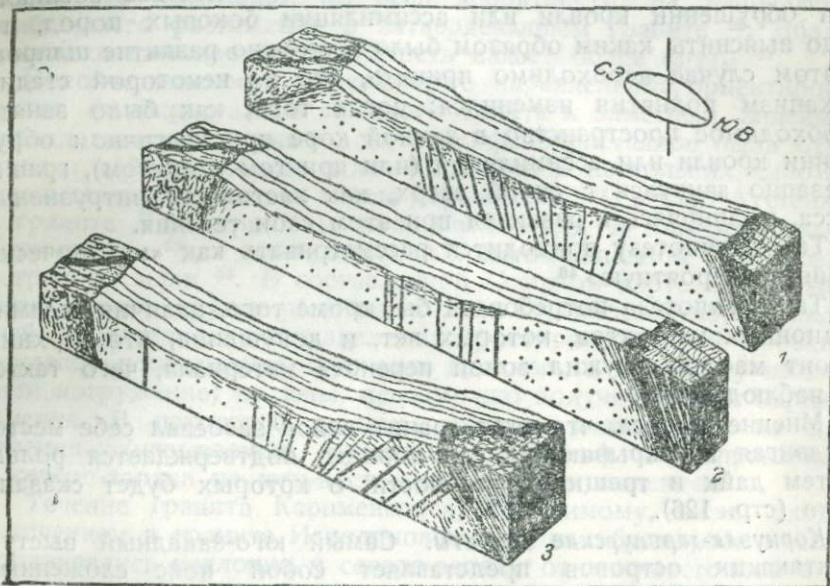
1—контакт; 2—слои течения, угол падения; 3—трещины растяжения, угол падения; 4—дайки порфира (вертикальные).

соседних контактных слоев. Внутри массива, однако, ориентировка слоев течения имеет только косвенное отношение к главным движениям гранита. Во всякой точке воображаемый сферический объем магмы сплющивался в плоскости местных шлиров. Это означает, что имелось растяжение всей массы вблизи кровли вдоль плоскостей, которые ориентированы различно от одного местного участка к другому; но в комбинации они образуют купол с плоской вершиной.

«По мере того, как массив расширялся, каждый отдельный шлир становился длиннее и тоньше, подобно тому, как это происходит с пленкой мыльного пузыря. Поэтому мы приходим к заключению, что шлировый

купол является непосредственным результатом и стереометрическим выражением расширения магмы. Местные направления течения, таким образом, не имеют прямого отношения к подлинным направлениям течения, т. е. к направлению распространения магмы»⁴⁴.

Так как слои течения поднимаются выше всего в эксцентричных вершинах двух асимметричных куполов, то можно заключить, что вершины лежат над зонами максимального поступления магмы. Это заставляет предполагать, что внизу лежит система трещин, через которую интродировала масса гранита. Следовательно, гранит распространялся к западу и северу, и, ве-



Фиг. 21. Профили через гранит Исполиновых гор.

Показаны шпировый купол и расположение даек вдоль трещины отдельности, возникающих вследствие растяжения. Следует обратить внимание на изменение в падении вследствие того, что дайки (профиль 1) находятся на северо-западном склоне купола, в то время как они пронизывают юго-восточный склон купола (профиль 3).

роятно, на этой стороне он заставлял боковые породы поддаваться напору больше, чем вдоль восточной и южной сторон. Так как купол слоев течения асимметричен, то можно заключить, что массив соединялся с внутренней частью земли только под апикальной зоной; можно высказать гипотезу, что он занял свое место, не только поднимаясь кверху, но и расширяясь в наклонном направлении⁴⁵. Альтернативная гипотеза обруше-

⁴⁴ Op. cit., S. 52, 53.

⁴⁵ Op. cit., S. 64, 65, 131—133.

ния кровли и ассимиляции для этого массива неприемлема, так как:

1) не наблюдались ни ксенолиты, ни следы конвекционных движений, указывающих на то, что ксенолиты перемещались вниз;

2) резкие границы между гранитом и боковой породой, обнаженные в контакте, исключают предположение, что магма расплавляла или растворяла заметные количества боковой породы;

3) если допустить, что пространство для массива возникло при обрушении кровли или ассимиляции боковых пород, то надо выяснить, каким образом было возможно развитие шпильков, в этом случае необходимо принять, что на некоторой стадии механизм поднятия изменился; после того, как было занято необходимое пространство в земной коре при частичном обрушении кровли или ассимиляции (или при том и другом), гранит внезапно двинулся с силой вверх, как настоящая интрузивная масса, расширяясь и развивая при этом слои течения.

Такую гипотезу приходится рассматривать как «механически крайне невероятную»⁴⁶.

Такая гипотеза потребовала бы, кроме того, наличия ассимиляционных контактов, которых нет, и допущения, что верхний фронт массива служил зоной переноса материала, чего также не наблюдается.

Мнение Клооса, что этот гранит силой завоевал себе место, раздвигая перекрывающие его породы, подтверждается ролью систем дайка и трещин отдельности, о которых будет сказано ниже (стр. 126).

Корнуэлл-дартмурские граниты. Самый юго-западный выступ Британских островов представляет собой пояс сложенных в складки палеозойских осадков. Ось этого пояса отмечается рядом гранитных массивов, расположенных с запада-юго-запада на восток-юго-восток, от островов Силли на крайнем западе через Карнменелис, Бодмин, массив Сант-Аустелл до Дартмура на востоке, на расстоянии 174 км. Граниты интродировали в палеозойские породы, и, вероятно, они позднепалеозойского возраста. Структурные соотношения освещены в прекрасных отчетах Geological Survey Англии и, кроме того, в подробном структурном исследовании, произведенном Браммалом и Османом.

Благодаря связи с оловянными месторождениями массив Карнменелис был в продолжение нескольких лет объектом тщательного структурного исследования. Его форма и первичная структура течения, повидимому, типичны для большинства подобных массивов. Считают, что этот массив, округлых очертаний, поднялся вдоль зоны разлома, простирающейся в направ-

⁴⁶ Op. cit., S. 133.

влении восток-северо-восток⁴⁷. Таким образом магма открыла линзообразную камеру в северо-западном направлении. Юго-восточный контакт — крутой, а северо-западный — более пологий. По всему массиву может быть установлен полого лежащий плоскостной параллелизм минералов, выражающийся в параллелизме больших фенокристаллов полевого шпата, клинопинакоиды которого расположены почти в горизонтальных плоскостях⁴⁸. Кроме того, видны пологие аплитовые и микрогранитовые дайки и первичные пологие трещины отдельности⁴⁹. Наибольшие оси фенокристаллов полевого шпата направлены на северо-северо-запад, что указывает, по всей вероятности, на направление наибольшего растяжения в затвердевавшем граните⁵⁰. Вблизи контактов плоскостная слоистость падает более круто⁵¹.

Пологие плоскости минерального параллелизма, ориентировка в них фенокристаллов полевого шпата и заметный линейный параллелизм удлиненных осей этих фенокристаллов были отмечены в дайкоподобном силле Карн-Бри, в нескольких километрах к северу от гранита массы Карнменелис⁵², в Сант-Аустелл⁵³, в граните Дартмура⁵⁴ (с пологолежащими и плитообразными ксенолитами⁵⁵), а также местами в самой западной части массы островов Силли⁵⁶. В составленной Османом карте «линий течения», однако, трудно разобраться, так как плоскостной и линейный параллелизм не разделены; простираение линий проекций показано несколькими крупными кривыми, а поскольку падение (или погружение) не даны, невозможно получить ясной картины течения. В некоторых местах описания указывается на слои течения (называемые «линиями течения») с направлением с северо-запада на юго-восток и с крутым падением.

Течение гранита Карнменелиса, повидимому, очень сходно с течением в граните Исполиновых гор, как будто оба массива продвигались наклонно к северо-западу от юго-восточной зоны разлома, и теперешний уровень эрозии находится вблизи перво-

⁴⁷ J. S. Flett and J. B. Hill. *The geology of the Lizard and Meneage*, Geol. Surv. England and Wales, Mem. sheet 359, 1912, p. 217, 218.

⁴⁸ Op. cit., p. 218, 219.

⁴⁹ J. B. Hill and D. A. Mac Allister. *The geology of Falmouth and Truro and of the mining district of Camborne and Redruth*, Geol. Surv. England and Wales, Mem. sheet 352, 1906, p. 54.

⁵⁰ J. S. Flett and J. B. Hill. Op. cit., p. 218.

⁵¹ J. B. Hill and D. A. Mac Allister. Op. cit., p. 59—60.

⁵² Op. cit., p. 62.

⁵³ W. A. E. Ussher, G. Barrow and D. A. Mac Allister. *The geology of the county around Bodmin and St. Austell*, Geol. Surv. England and Wales, Mem. sheet 357, 1909, p. 55.

⁵⁴ C. Reid et al. *The geology of Dartmoor*, Geol. Surv. England and Wales, Mem. sheet 338, 1912, p. 33, 37, 39.

A. Bramm al. *The Dartmoor granite*, Geologists' Assoc., Pr., vol. 37, 1926, p. 256, 262.

⁵⁵ A. Bramm al. Op. cit., p. 256.

⁵⁶ C. W. Osman. *The granites of the Scilly Isles and their relation to the Dartmoor granites*, Geol. Soc. London. Quart. Jour., vol. 84, 1928, p. 258—290.

начальной кровли. Ориентировка плоскостей течения существенно одинакова в обоих районах, но в граните Исполиновых гор не проявляется заметный линейный параллелизм фенокристаллов полевого шпата.

По форме и по происхождению массив Дартмур очень похож на массив Карменелис. Картина течения в гранитах островов Силли, повидимому, более сложная и форма массива, вероятно, отличается от формы других членов этой группы интрузий. С системой трещин отдельности, дайками, первичными сбросами и надвигами в этих гранитах мы встретимся в дальнейшем изложении (стр. 125).

Лаузицкий гранит. Как плоскостная, так и линейная структуры течения сильно развиты в массе Лаузицкого гранита⁵⁷. Штенцель в своем описании обращает особое внимание на линейный элемент, почему невозможно установить, насколько обычна плоскостная структура. Некоторые части массива, например двуслюдяная разновидность, и части восточной половины района ясно слоистые⁵⁸, и слои течения, по всей вероятности, можно найти в каждой из них. Ввиду того, что значительная часть поверхности находится вблизи первоначальной пологой кровли, плоскостная структура течения, заключающая линии течения, имеет пологое падение. Однако указываются некоторые местные исключения⁵⁹. Пологие аплитовые шлиры, дайки и пологие контакты между родственными разновидностями гранита указывают, насколько важно слоистое строение этой массы.

ШЛИРОВЫЕ СВОДЫ

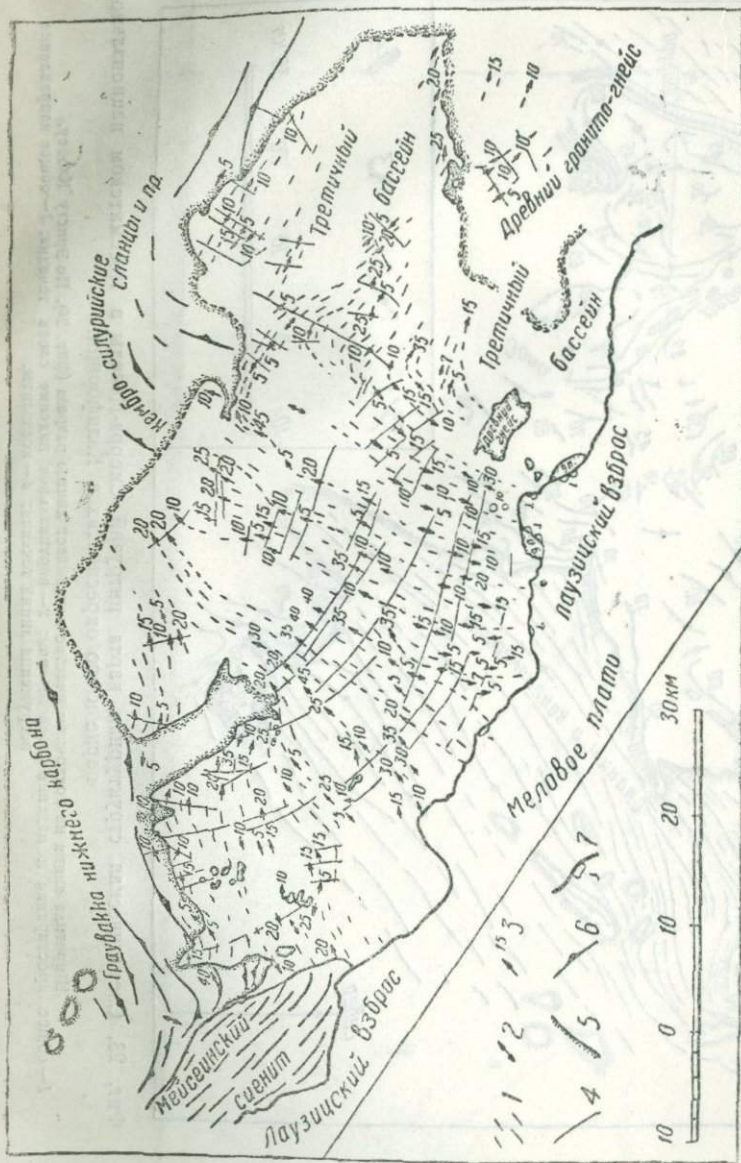
Общие черты. В шлировых сводах слои течения падают в сторону боковых пород и таким образом составляют своды или арки, которые поднимаются к высшей точке интрузии, но слои эти затухают раньше, чем достигнут этой точки. Там, где слои затухают, простираение и падение становятся менее постоянными, чем в зонах, лежащих вблизи контакта. Эти участки, по всей вероятности, более глубоко вскрыты эрозией и, вследствие этого, более удалены от контактных или эквивалентных им плоскостей. Во всех известных массивах простираение и падение близлежащей плоскости контакта определяют ориентировку слоев течения. Если контактные плоскости неправильны, то суспензированные минералы не могут быть ориентированы в одной определенной плоскости, некоторые местные плоскости конкурируют друг с другом, причем возникает эффект от каждой из них, а в результате общей интерференции часто появляется линейный параллелизм без какого-либо плоскостного расположения. Линейным направлением является то, в котором

⁵⁷ H. Stenzel, *Tektonik des Lausitzer Granitmassivs*, Preuss. Geol. Landesanst., Abh., N. F., Bd. 96, 1924, S. 1—46.

⁵⁸ Op. cit., S. II.

⁵⁹ Op. cit., S. 13—16.

затвердевающая масса вытягивалась сильнее всего в таких неправильно ограниченных пространствах ⁶⁰. Постепенное исчезновение слоев течения поэтому может быть вызвано или умень-



Флг. 22. Структурная карта Лауэццикого гранита в Германии.

Предполагают, что масса поднялась из близлежащего Лауэццикого сброса, причем кровля подола опускается к северу. Стои течения места развита параллельно поверхности. Линия течения показывают полукруглый изгиб, которому соответствуют поперечные трещины огнейности. Центр изгибания, вероятно, представляет место главного источника магматического питания. По Штенцеле, 1 — горизонтальные прощия линий течения; 2 — горизонтальные линии течения; 3 — погружение (15° NE) линий течения; 4 — просгиание поперечных трещин отдельности, дак и торцовых плоскостей; 5 — контакт Лауэццикого гранита; 6 — общее просгиание и падение боковых пород; 7 — остатка лорских осадков вдоль Лауэццикого взброса.

⁶⁰ Этот вопрос подробнее рассмотрен у R. Bal: *Viscosity problems in igneous rocks*, Jour. Rheol., vol. 3, 1932, p. 453—468; *Structural geology of the Adirondack anorthosite*, Min. Petr. Mitt., Bd. 41, 1931, S. 334—337.

шающимся влиянием плоскости контакта или неправильными контурами контактных плоскостей. Также вероятно, что структура течения более видна в магме, уже содержащей значи-



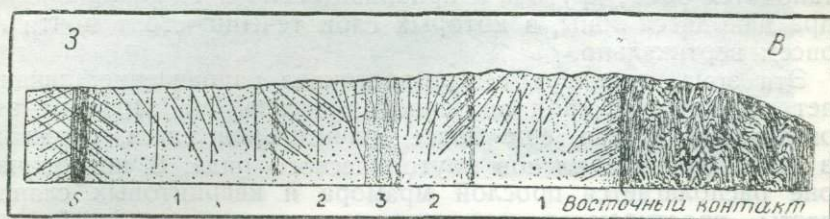
Фиг. 23. Схематическая структурная карта интрузии Сиерра-Невады в Йосемитском национальном парке и его окрестностях в Калифорнии.

Широтная линия на восточном участке показывает линию разреза (фиг. 24). По Эрнсту Клоусу. 1 — общее направление и падение слоев течения; 2 — вертикальное падение слоев течения; 3 — общее направление погружения линий течения; 4 — ксенолиты.

тельную часть твердых кристаллов, чем в той, где рост кристаллов не зашел так далеко. Так как слои образуются вследствие дифференциальных движений, то отсюда следует, что почти бес-

структурное ядро таких интрузий двигалось с приблизительно одинаковой скоростью во всех своих частях. Здесь линии течения продолжают, но они указывают общее направление вытягивания массы.

Интрузии Сиерра-Невады. Структурная геология самого большого и прекрасно обнаженного интрузивного массива США изучается Эрнстом Клоосом. Съемкой охвачено свыше 3200 км², от Соноры и Марипозы на западном склоне, через Йосемитский национальный парк, до озера Моно на восточном склоне (фиг. 23 и 24, табл. 18). Пока еще не имеется окончательного отчета по этому исследованию, но опубликовано несколько предварительных докладов⁶¹. Снятая территория дает превосходные разрезы через плутоническую массу, которая, возможно, харак-



Фиг. 24. Схематический поперечный разрез через восточную часть интрузий Сиерра-Невады.

Вдоль широтной линии фиг. 23. 1—кварцевый монзонит Хаф-Дом (Половинного Купола); 2—Касидрак Пик, гранодиорит, 3—гранит-порфир Джонсон Пика. Цифры указывают последовательность интрузий. S—перегорodka. Вторая интрузия подвинула через вершину шпирового свода самого древнего члена; ее, в свою очередь, протыкает в апикальной части массивный гранит-порфир. Вдоль контакта самой древней интрузии краевые взбросы и трещины. Широкий везтрещин растяжения распространяется по всему разрезу. По Эрнсту Клоосу.

терна для всей интрузии, хотя для северной и южной ее частей недостает еще детального структурного анализа. Практически все первичные структуры, когда-либо установленные в изверженных массах, развиты в гранодиорите Сиерры, и здесь нужно выдвинуть только главные пункты.

Внутренняя структура делит плутонический комплекс на две независимые друг от друга единицы, причем каждая из них характеризуется хорошо развитыми плоскостными шпирами. Восточная единица, где преобладают более молодые типы горных пород, имеет общую форму свода (фиг. 24). Если бы там не

⁶¹ E. Cloos. *Structure of the Sierra Nevada batholith* 16th Int. Geol. Cong., Guidebook 16, 1933, p. 40—45; *Structural survey of the granodiorite south of Mariposa, California*, Am. Jour. Sci., vol. 23, 1932, p. 289—304; *Der Sierra Nevada-Pluton*, Geol. Rundschau, Bd. 22, 1931, S. 372—384.

H. Cloos. *Bau und Bewegung der Gebirge in Nordamerika Skandinavien und Mitteleuropa*, Fortschr. Geol. und Pal., Bd. 7, Nr. 21, 1928, S. 237—327.

См. также F. E. Matthes. *Geologic history of the Yosemite Valley*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 160, 1930, с дополнением о породах района, сделанным C. Calkins.

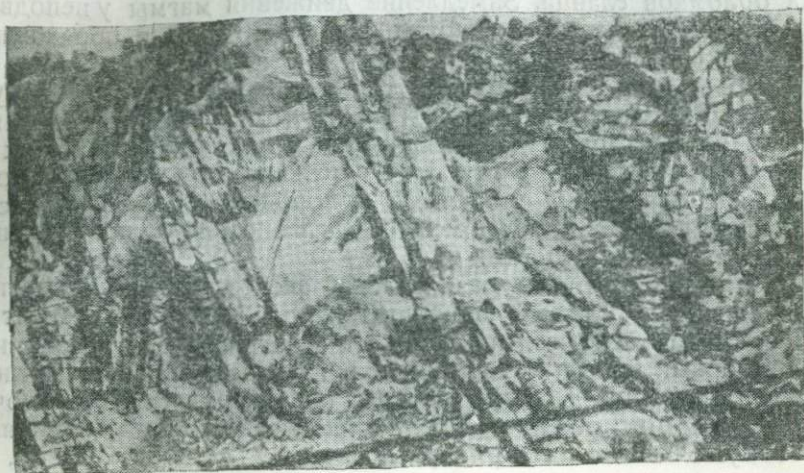
находилось в центре небольшое тело почти бесструктурного гранита, то это можно было бы назвать шлировым куполом. Восточная граница этой части, являющаяся также восточной окраиной всей интрузии, падает под крутыми углами наружу к востоку или внутрь на запад. В пределах 3 км к западу от контакта восточное падение шлиров становится все более пологим; в следующих 6 км к западу падение редко превышает 20—30°, простирание становится неправильным, слои течения количественно уменьшаются и постепенно затухают вблизи ядра массива. Далее на запад, за бесструктурным ядром порфириновых гранитов, встречаются шлиры, падающие на запад. В пределах расстояния нескольких километров они вновь заметны, западное падение становится более крутым, и приблизительно в 10 км к западу от ядра находятся зоны, в которых слои течения стоят почти или совсем вертикально.

Эта зона, имеющая северо-восточное направление, заканчивает структурный свод восточного массива. На запад от этой зоны лежит другая, еще более значительная масса, сложенная из более древних членов плутонического ряда. В пограничной зоне располагается прослой мрамора и кварцитовых сланцев; пласты простираются параллельно направлению этой зоны и падают вертикально. Клоос рассматривает этот пояс как остатки частично эродированной перегородки между двумя большими частями батолита, которые различаются по возрасту и структуре.

На запад от этого раздела плоскостные шлиры образуют вторую куполовидную структуру, но ее очертания гораздо более неправильны, шлиры местами развиты слабо, простирание и падение плоскостей меняются и весь рисунок структур течения сложный. Западная окраина этой массы, которой оканчивается вся интрузия Сиерры на западе, падает вертикально или в отдельных местах на восток под такими малыми углами, как 25°, что указывает на падение боковых пород здесь под батолит.

Таким образом структура течения отмечает два последовательных периода внедрения батолита. Более древняя западная масса, повидимому, распространялась на восток только до перегородки, сопротивление пород восточного бока вызвало образование слоистого пояса к западу от нее. На последующей стадии магма поднялась на востоке. Обе массы соприкасаются в южной части Иосемитского района, но в другом месте сохраняется «прослойка» первоначальной восточной стены западной интрузии. В результате трения вдоль западной границы более поздней интрузии, которое было обусловлено наличием ранней массы гранодиорита плюс остатки боковых пород, появились слоистые краевые части на востоке от перегородки. Это объяснение подтверждается не только разницей в возрасте пород по обеим сторонам перегородки, но и широким слоистым поясом по ее сторонам. Слои течения в Сиерре не сопровождают никаких ксенолитов или групп их, как, вероятно, наблюда-

Таблица 9. КРАЕВЫЕ ТРЕЩИНЫ ОТДЕЛЬНОСТИ И СЛОИСТОСТЬ



Фиг. 1. Краевые трещины отдельности в граните.

Каменоломня в Гранитвилле вблизи Барре в Вермонте. Контакт находится на некотором расстоянии слева; некоторые трещины являются взбросовыми (стр. 137).



Фиг. 2. Вертикально-слоистые гнейсовые края в гранодиорите Сьерра-Невады.

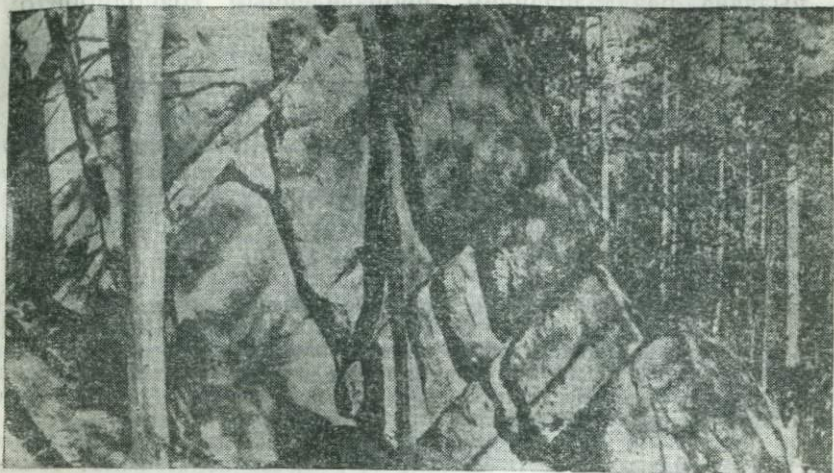
Вблизи Северного Сан-Хуана, Калифорния (92).

лось бы, если бы они были только результатом ассимиляции. Ширина этих слоистых поясов непропорциональна узкому поясу осадочных пород внутри и небольшим размерам отдельных обломков сланца. Замедление движения магмы у неподвижных стенок является, однако, важным фактором в образовании широких слоистых зон.

Боковые породы западной половины батолита образуют несколько узких выступов в гранодиорите, которые, сужаясь, переходят в отдельные полосы ксенолитов, очень похожих на главную перегородку. Они также окружены сланцеватыми породами, а соотношения минералов в породах оторванных частей отличаются от тех, какие имеются в главном теле, прилегающем к этим отдельным частям.

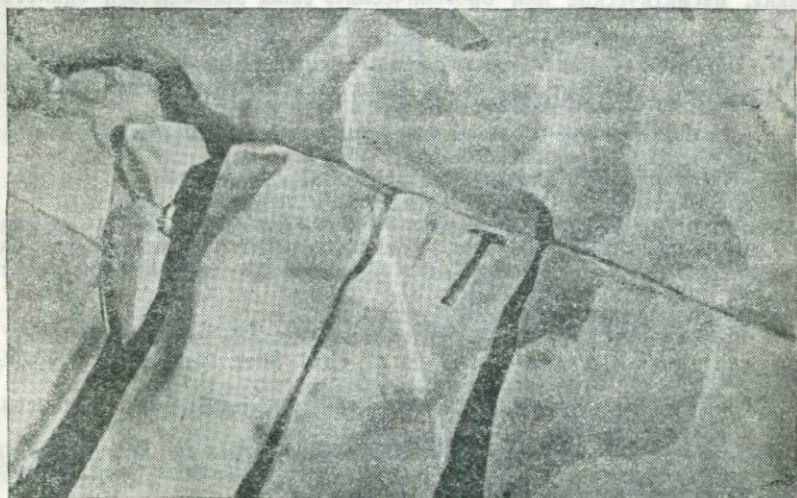
Различные интрузии развивались как отдельные магматические единицы. Каждый шпировый купол, или свод, состоит из целого ряда тесно связанных, но петрографически различных типов горных пород, которые обнаруживают тенденцию принять форму структуры в виде системы концентрических оболочек. Такая система оболочек редко достигается, но тенденция к этому очевидна. Например, восточный шпировый свод, от границы внутрь, состоит из кварцевого монзонита, гранодиорита и гранит-порфира. В западной структурной единице вдоль западной границы развиваются габброидные и диоритовые типы пород, являющиеся самыми ранними членами в магматической последовательности. Теперь они обнаруживаются как ксенолиты в последующей, внутренней, более молодой оболочке гранодиоритов, и можно различать несколько их разновидностей. Так, например, некоторые сателлитовые камеры, повидимому, открылись на ранней стадии интрузии. Разновидности горных пород в контакте с боковыми породами были сравнительно основными, а каждый из сателлитов позднее был отодвинут магмой, вытекавшей из внутренних частей, причем более основные, предшествовавшие по времени образования, части сгрудились по направлению к границам. Если рассматривать интрузии как нечто целое, то последовательность событий шла с запада на восток. В ядре восточного свода находятся самые поздние и самые кислые типы пород (гранит-порфир, аляскит); на западной стороне габброидные и серпентинитовые пояса составляют довольно значительную часть интрузий.

Особые признаки гранодиорита Сиерра-Невады заключаются в том, что вдоль некоторых участков контакта краевая рассланцованность породы становится более интенсивной и эта порода переходит в сильно рассланцованный гнейс, который совершенно не отличается от обычных гнейсов, встречающихся в метаморфизованных районах (табл. 19, фиг. 2). Краевой гнейс пересекается недеформированными мелкозернистыми дайками. Боковые породы в контакте с гнейсом также интенсивно деформированы, например конгломераты обнаруживают чрезвычайное удлинение их галек по вертикальным линиям.



Фиг. 1. Краевые трещины отдельности в Баулдерском гранодиорите.

Косо падают влево. К юго-востоку от Лаймикилл-Спрингс вблизи Б-югг в Монтане. Контакт 210 м направо (стр. 130).



Фиг. 2. Краевые взросы в гранодиорите Сиерра-Невады.

Южнее развилка р. Юба в Калифорнии. Аплит (слева от молотка) круто падает вправо. Он дважды смещен взросами, полого падающими направо; один находится над молотком, другой под молотком. Фото В. П. Джиганеля (стр. 133).

Эта сильнейшая деформация как изверженных, так и боковых пород ослабевает на расстоянии 3 км (или меньше) от контакта. Таким образом, интенсивная деформация краевых зон вызвана раздавливанием, произведенным гранодиоритом, причем это не региональное явление.

Другие примеры. Гранодиоритовые породы Берегового хребта и батолитов Айдахо по форме и общей структуре похожи на интрузии Сиерра-Невады. Ядро этих масс обычно массивное, в то время как краевые зоны рассланцованы. Рассланцованность может достигать интенсивности гнейсовых краевых зон. Обычно ядро состоит из более кислых типов пород, чем края. Детальное описание структур отсутствует, но имеется несколько предварительных отчетов.

Краевая рассланцованность и гнейсовые краевые зоны указываются для батолита Берегового хребта в юго-восточной Аляске⁶². Краевые зоны обычно более основные, чем ядра⁶³. Не установлено, являются ли ядра некоторых интрузий бесструктурными или же в них имеются как линии течения, так и слабый плоскостной параллелизм минералов. Возможно, что такие структуры будут обнаружены.

Хотя большинство этих отчетов основывается на данных разведочных работ или прикладных геологических работ, однако не возникает сомнения, что плоскостная слоистость играет важную роль в батолите Айдахо. Чрезвычайно интересно данное Линдгреном описание громадного рассланцованного гнейсового пласта, который заканчивает большую интрузию восточной части⁶⁴. Гранодиорит становится более и более рассланцованным и сланцеватым с запада на восток, а интенсивно рассланцованные краевые части падают на восток под углом приблизительно 30°⁶⁵.

Зона вытянута широтно, приблизительно на 160 км, заворачивает к юго-западу и западу на ее южном конце. Толщина рассланцованной оболочки почти 900 м. По Линдгрено, зона представляет громадный сброс в 6000 м, но какие, магматические или орогенические, силы вызвали эти единствен-

⁶² V. Dolmage. *Coast and islands of British Columbia between Douglas Channel and the Alaskan boundary*, Geol. Surv. Canada, Summ. Rept., 1922 p. 16A.

A. F. Buddington. *Coast Range intrusives of southeastern Alaska*, Jour. Geol., vol. 35, 1927, p. 238, 239.

A. F. Buddington and T. Chapin. *Geology and mineral deposits of southeastern Alaska*, U. S. Geol. Surv., Bull. 800, 1929, p. 231—235.

A. Кнопф. *The Eagle River region, southeastern Alaska*, U. S. Geol. Surv., Bull. 502, 1912, p. 23, 24, 29, 30; *The Sitka mining district, Alaska*, U. S. Geol. Surv. Bull. 504, 1912, p. 15; *Geology of the Berners Bay region, Alaska*, U. S. Geol. Surv., Bull. 406, 1911, p. 22, 23.

⁶³ A. F. Buddington. *Op. cit.*, p. 228—232.

J. A. Bancroft. *Geology of the coast and islands between the Strait of Georgia and Queen Charlotte Sound, B. C.*, Geol. Surv. Canada, Mem. 23, 1913, p. 103.

A. F. Buddington and T. Chapin. *Op. cit.*, p. 236—242, с многочисленными ссылками.

⁶⁴ W. Lindgren. *A geological reconnaissance across the Bitterroot Range and Clearwater Mountains in Montana and Idaho*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 27, 1904, p. 20, 21, 42—51.

⁶⁵ Близ Bear Creek, к северо-западу от Гамильтона, Монтана, гнейсовые слои течения содержат большое количество линий течений, которые падают под углом 25° к востоку; их направление совпадает с падением слоев течения. (Наблюдения автора во время предварительной рекогносцировки).

ные в своем роде черты батолита, остается пока одной из неразгаданных важных проблем в этой мало исследованной горной местности. В западной половине батолита известны более древние гнейсы, пересеченные гранодиоритом. Более старые отчеты указывают, что слоистость «гранита» местами так сильна, что этой структурой определяется направление хребтов⁶⁶. Впрочем, гнейсовые краевые зоны и сильная расланцованность описываются в некоторых новейших работах⁶⁷. Гранитовые дайки (отпрыски от батолита) в некоторых местах секут гнейсовые краевые зоны⁶⁸.

Гнейсовые краевые зоны описаны для гранодиорита Сан-Горгио Пасс⁶⁹, в гранитах Стонуол вблизи Куямака в Южной Калифорнии⁷⁰, в батолитах Килларни в Онтарио⁷¹, батолите Принстон⁷², граните Сильвер Плум в Колорадо⁷³, диорите Мадеры в Аризоне⁷⁴ и многих других.

В теле массива гранодиорита в районе Вуд Ривер в Айдахо⁷⁵ гнейсовые разности находятся только в северо-западной — юго-восточной зоне, шириной 4,8 км, длиной 10,5 км, параллельной юго-западной границе, но отделенной от нее поясом массивного гранодиорита. Несколько включений мрамора серии Бельт (самые близкие боковые породы) обнажаются внутри этой зоны, и гнейсовая слоистость по обеим сторонам падает круто к этим ксенолитам. По мнению автора, распределение и характер пород указывают, что эта зона представляет глубоко эродированный остаток одной перегородки, схожей с описанными из Сиерра-Невады (стр. 90), которая оказывала сопротивление движению гранодиорита, чем и была вызвана краевая слоистость. Вопрос, почему другие граниты не развивают такой же слоистости в краевых фациях, будет освещен ниже (стр. 107).

Вероятно, много примеров структур этого типа обнаружится после того, как будет закончено структурное исследование хорошо обнаженных интрузий, особенно значительных гранодиоритовых районов в западных штатах США. Ассоциация массивных гранитов со слоистыми фациями гранитных пород

⁶⁶ G. H. Eldridge. *A geological reconnaissance across Idaho*, U. S. Geol. Surv., 16th Ann. Rept., pt. 2, 1895, p. 225, 249.

⁶⁷ A. L. Anderson. *The geology and mineral resources of the region about Orofino*, Idaho, Idaho Bur. Mines and Geol., Pamph. 35, 1930, p. 17—19, 28, 29; *Contact phenomena associated with the Cassia batholith, Idaho*, Jour. Geol., vol. 42, 1934, p. 381.

C. H. Clapp. *Geology of a portion of the Rocky Mountains of northwestern Montana*, Montana Bur. Mines and Geol., Mem. 4, 1932, p. 18.

F. A. Thompson and S. M. Ballard. *Geology and gold resources of north central Idaho*, Idaho Bur. Mines and Geol., Bull. 7, 1924, p. 32.

⁶⁸ A. L. Anderson. *The geology and mineral resources of the region about Orofino*, Idaho, Idaho Bur. Mines and Geol., Pamph. 35, 1930, p. 28.

⁶⁹ D. M. Fraser. *Geology of San Jacinto quadrangle, south of Gorgonio Pass*, Calif. State Div. Mines, State Geol. Rept. 27, 1932, p. 509—510.

⁷⁰ F. S. Hudson. *Geology of the Cuyamaca region of California*, Univ. Calif., Dept. Geol. Publ., vol. 13, Nr. 6, 1922, p. 191—192.

⁷¹ W. H. Collins. *North shore of Lake Huron*, Geol. Surv. Canada, Mem., vol. 143, 1925, p. 86.

⁷² R. D. Crawford. *Geology and ore deposits of the Monarch and Tomichil districts*, Colorado, Colo. Geol. Surv., Bull. 4, 1913, p. 77, 78.

⁷³ E. S. Bastin and J. M. Hill. *Economic geology of Gilpin County and adjacent parts of Clear Creek and Boulder counties, Colorado*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 94, 1917, p. 62.

⁷⁴ F. L. Ransome. *Geology of the Globe coppery district, Arizona*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 12, 1903, p. 59.

⁷⁵ J. B. Umpleby, L. G. Westgate and C. P. Ross. *Geology and ore deposits of the Wood River region, Idaho*, U. S. Geol. Surv., Bull. 814, 1930, p. 44—49.

в восточных штатах хорошо известна, так что нет необходимости приводить специальные примеры — их легко можно найти в работе Дэла ⁷⁶ и Уотсона ⁷⁷.

Также вероятно, что будущее изучение установит очевидную связь между смежными структурами куполов и сводов, о которых упоминается в рассеянных заметках в литературе.

СВОДЫ ЛИНИЙ ТЕЧЕНИЯ

Общие положения. Гранитные массивы, лишенные шлиров, обычно рассматриваются как не имеющие структур течения; они были описаны как «массивные» и «бесструктурные» породы. Интрателлурические вкрапленники в этих породах редки. Текстура может быть явно однообразной, мелкозернистые породы наблюдаются чаще, чем средне- и крупнозернистые фации.

Исследования по методу Клооса обнаружили важный факт, что и в этих массах могут существовать линии течения, образующие арочные или сводовые (arch) структуры, напоминающие структуры слоев течения других интрузий, но если последние легко отличимы, то линии течения очень легко просмотреть. Такой еле уловимый параллелизм, как линии течения в среднеили мелкозернистых гранитных породах, требует особенно свежих, ясных и многочисленных обнажений для систематических замеров. В некоторых случаях, чтобы обнаружить сводовые структуры широкого масштаба, могут оказаться необходимыми искусственные обнажения, как, например, в районах крупных каменоломов с многочисленными вскрышами, разбросанными на широкой площади. Может быть, и правильно описывать такие породы как «массивные», в отличие от гнейсовидных и содержащих шлиры пород, но надо помнить, что эти породы тоже могут обладать некоторой сводовой структурой линий течения.

Трудность распознавания слабого параллелизма минералов отмечалась многими наблюдателями. Неуловимый параллелизм кристаллов полевого шпата в граните около молибденового месторождения Клаймакс в Колорадо виден лишь на выветрелых поверхностях ⁷⁸. Параллелизм полевых шпатов в мелкозернистой гранитной фации сиенита Сноубанк Лейк в Миннесоте почти не виден до тех пор, пока случайные кристаллические грани не дадут рефлекса при солнечном освещении. Основная масса порфиривого гранита Дартмур кажется массивной; но вкрапленники ориентированы, хотя они и считаются более поздними по времени образования, так как содер-

⁷⁶ T. N. Dale. *The commercial granites of New England*, U. S. Geol. Surv. Bull. 738, 1923.

⁷⁷ T. L. Watson. *Granites of the southeastern Atlantic States*, U. S. Geol. Surv., Bull. 426, 1910, 282 pages; *Petrology of the South Carolina granites*, Jour. Geol., vol. 17, 1909, p. 730—751; *The granitic rocks of Georgia and their relationships*, Am. Geol., vol. 27, 1901, p. 199—225; *A preliminary report on a part of the granites and gneisses of Georgia*, Georgia Geol. Surv., Bull. 9A, 1902, p. 367; *The building and ornamental stones of North Carolina*, N. Car. Geol. Surv., Bull. 2, 1906, 283 pages.

⁷⁸ B. S. Butler and J. W. Vanderwilt. *The Climax molybdenum deposit, Colorado*, U. S. Geol. Surv., Bull. 846—C, 1933, p. 208.

жат включения минералов основной массы⁷⁹. Рейд считает, что кристаллы, для того чтобы их могло повернуть направленное течение, должны достичь определенной величины и формы⁸⁰. В граните Кактус в Сан-Бернардинских горах в Калифорнии, наоборот, в краевых частях вкрапленники полевого шпата не ориентированы, но основная масса внутри них и между ними имеет выдержанную ориентировку⁸¹. Повидимому, эти фенокристаллы развивались долгое время после того, как течение в гранитной магне достигло своего максимального развития. Там, где трудно различить параллелизм минералов, рекомендуется исследовать более основные фации или такие, в которых содержится больше призматических минералов.

Число известных массивов со сводами линий течения до настоящего времени невелико. Ниже описаны три из них.

Гранит Штрелен-Фридеберг. Гранитный массив Штрелен-Фридеберг в Силезии, в Восточной Германии, имеет в длину 64 км (в направлении с северо-северо-запада на юго-юго-восток) и не больше 18 км в ширину с востока на запад. Выходы гранита не непрерывны, наблюдаются отдельные остатки древней кровли (гнейсы и инъецированные сланцы), разделенные участками отложений ледниковой глины. Боковые контакты этого массива скрыты.

Равномернозернистая порода не образует плоскостных слоев течения вдоль контактов, которые резки; некоторые из них несогласные. Признаки ассимиляции отсутствуют, хотя ксенолиты многочисленны. Общие соотношения между гранитом и более древними породами указывают на сложную систему крупных неправильных гранитных масс с многочисленными, соединяющими их, отпрысками и дайками (фиг. 25 и 26). Северная треть разветвляющейся наподобие дерева интрузии хорошо обнажена в районе каменоломен Штрелен. Некоторые каменоломни представляют собой одни из самых крупных искусственных обнажений в Европе и Клоос, таким образом, имел возможность изучить это тело настолько, что известна каждая мельчайшая деталь структуры⁸².

Линейный параллелизм в этом массиве имеет широтное направление, образуя свод. Линии течения лежат горизонтально лишь вдоль центральной оси и погружаются к востоку и западу от этой зоны; наибольшие углы погружения на западном крыле 15°, а на восточном 25°.

⁷⁹ C. Reid, *The geology of Dartmoor*, Geol. Surv. England and Wales, Mem. sheet 338, 1912, p. 39.

⁸⁰ Op. cit., p. 39.

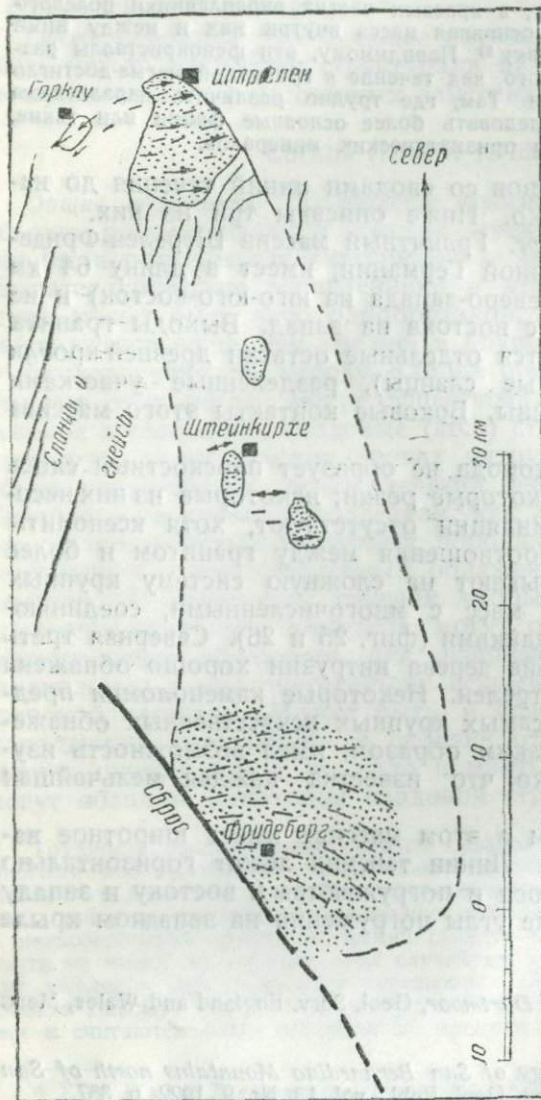
⁸¹ F. E. Vaughan, *Geology of San Bernardino Mountains north of San Geronimo Pass*, Univ. Calif., Dept. Geol. Publ., vol. 13, Nr. 9, 1922, p. 367.

⁸² H. Cloos, *Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 81, 1920, S. 12—43; *Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge*, Blauschweig, Sammlung Vieweg, Bd. 57, 1921, S. 9—17; *Der Gebirgsbau Schlesiens*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1922, S. 89—94; *Das Batholithenproblem*, Fortschr. Geol. und Pal., Berlin, Gebr. Borntraeger, Nr. 1, 1923, S. 45—46; *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen*, I; *Das Riesengebirge*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1925, S. 121—126. F. K. Drescher, *Zur Tektonik der Intrusivmasse von Friedeberg in Schlesien*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 96, 1924.

Совпадение в направлении плоскостей раскола и линий течения впервые было отмечено Клоосом в каменоломнях Штрелена.

Для распознавания неясной структуры, лучше всего заметной на плоских поверхностях или на крутых широтных плоскостях, необходимо более длительное знакомство с породой. На естественных поверхностях, не всегда чистых, слабый параллелизм остается большей частью незаметным. Независимо от местного простираения ксенолитов и их контактных поверхностей, вытянутость линий течения, иными словами, направление простираения их проекций, постоянна, и лишь около северо-западного конца, в каменоломнях Горкау⁸⁹ эти линии слегка отклоняются на западно-запад. Равным образом, во всем массиве погружение линий течения сохраняет симметрию свода, независимо от крупных масс боковых пород, разделяющих отдельные полосы гранита. Повидимому, ксенолиты не нарушили развития сводовой структуры.

Барре, Вермонт. На холмах к востоку от Барре, где подстилающими породами являются ордовичские

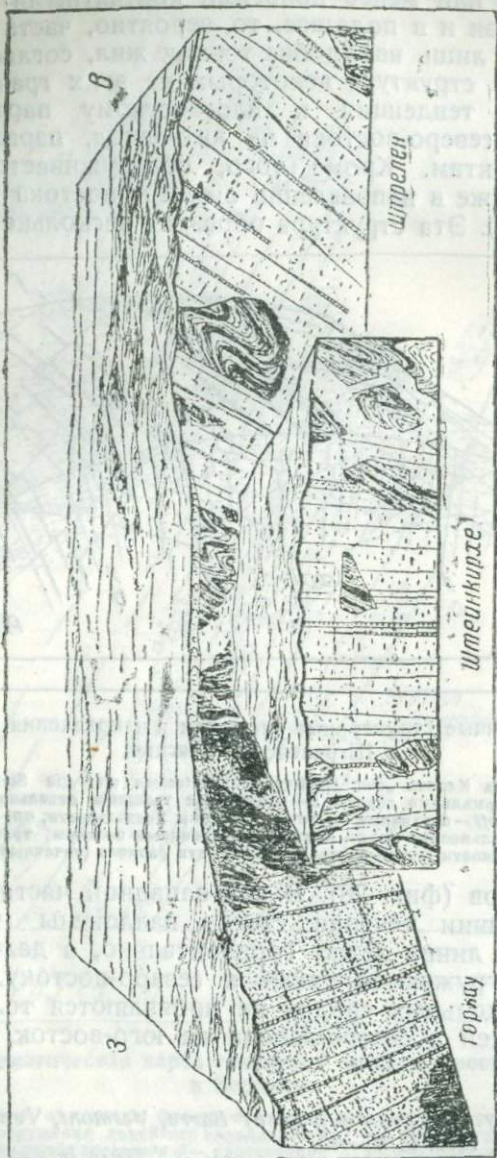


Фиг. 25. Общая карта гранитного района Штрелен-Фридеберг в Силезии.

Выходы гранита находятся в районе, очерченном пунктирными линиями; гранит слагает крупные тела на севере и юге. По Гаусу Клоосу.

⁸⁹ E. Cloos, *Tektonik des Granits von Gorkau in Schlesien*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 89, 1922, S. 93—102.

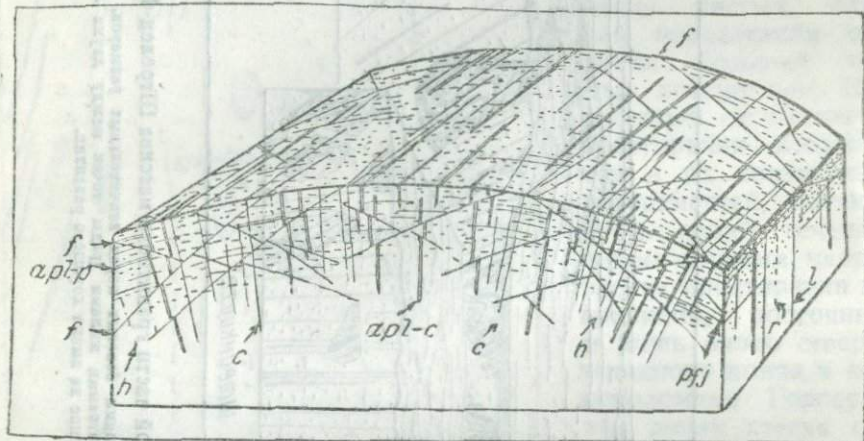
Филлиты, имеется несколько выходов тел мелко- и среднезернистого гранита. Контактные взаимоотношения хорошо видны в крупных каменоломнях. Большая часть этих гранитов предста-



Фиг. 26. Свод линий течения в северной части гранитного массива Штрелен-Фридеберг в Силезии. Сводная структура не нарушается включениями боковых пород значительных размеров. Сопровождается симметричными веером поперечных трещин и аplitовыми жилами (ряды точек между двумя линиями). Слои течения в массиве не имеют хорошего разветвления.

Вялет собой удлиненные тела, вытянутые до 0,8 км параллельно общему простиранию на северо-восток. Ширина каждой массы редко превышает 300 м. Большинство гранитных тел имеет севе-

ро-западное падение, согласное с местным падением филлитов, под углами от 50 до 75°; они выглядят как опрокинутые плитообразные массы, но поскольку некоторые из этих тел ограничиваются более или менее пологими контактными плоскостями как в кровле, так и в подошве, то, вероятно, часть из них продолжается вниз лишь наподобие тонких жил, согласных с падением сланцев. В структуре некоторых из этих гранитов наблюдается слабая тенденция к плоскостному параллелизму в направлении с северо-востока на юго-запад, параллельно продольным контактам. Кроме того, обнаруживается линейный параллелизм также в направлении с северо-востока на юго-запад (табл. 7, фиг. 1). Эта структура образует несколько продольных



фиг. 27. Первичные структурные элементы и направления отдельности в Штреленском массиве.

Взято из работы Ганса Клооса „Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bedenschälze“. *f*—пологие нормальные сбросы; *c*—поперечные трещины отдельности; *l*—продольные трещины отдельности; *pfl*—первичные пологие трещины отдельности; *apl-c*—адакты по поперечным трещинам отдельности; *apl-p*—адакты по первичным пологим трещинам отдельности; *h*—горизонтальные плоскости (течи и тара); — плоскости раскола (точечный пунктир).

арок, или сводов (фиг. 28). В юго-западной части многих гранитных тел линии течения слегка наклонены на юго-запад; вблизи центров линии лежат горизонтально, а далее на северо-восток они погружаются также к северо-востоку. Апоикальные зоны этих продольных сводов не проявляются только в одной зоне, проходящей с северо-запада на юго-восток, но рассеяны (фиг. 29).

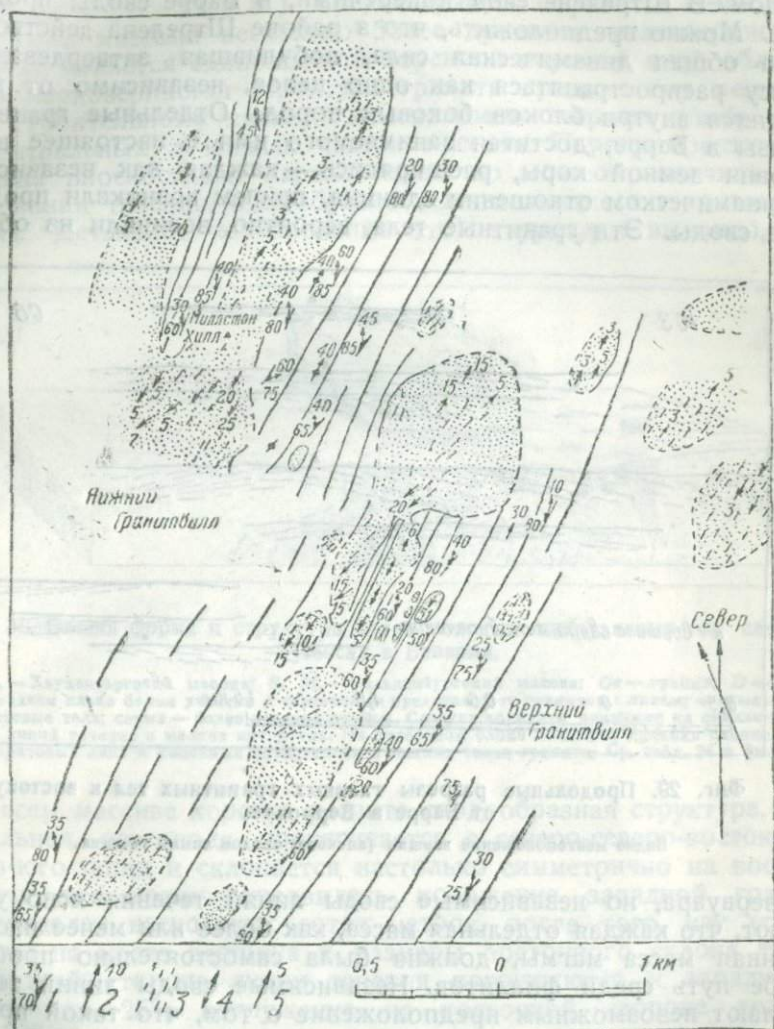
⁸⁴ G. I. Finlay. *The granite area of Barre, Vermont*, Vermont State Geol. Blenn. Rept., vol. 3, 1902, p. 46—60.

G. H. Perkins. *The geology of Millstone Hill, Vermont*, Soc. Eng., Pr., 1920, p. 6—10.

T. N. Dale. Op. cit., p. 123—143.

R. Balk. *A contribution to the structural relations of the granitic intrusions of Bethel, Barre, and Woodbury, Vermont*, Vermont State Geol., Blenn. Rept., vol. 15, 1926, p. 51—74.

Полезно сравнить эту область со сводовой структурой Штрелена. В обеих областях многочисленные, сравнительно неболь-

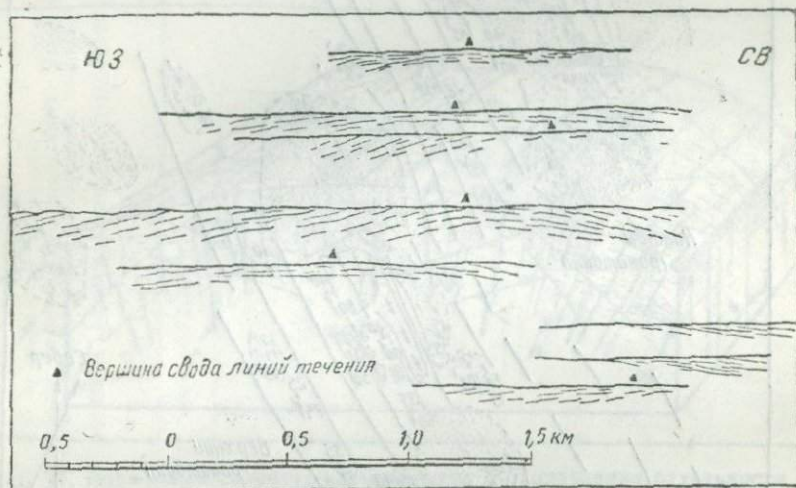


Фиг. 28. Схематическая карта гранитной области к востоку от Барре в Вермонте.

1 — простирание и падение филлитов; отрезки показывают простирание проекции и угол погружения льевого параллелизма; 2 — то же, вертикальное падение пластов. На площади гранитов 3 — простирание проекции минерального параллелизма; 4 — горизонтальные линии течения; 5 — горизонтальные линии течения, погружающиеся на северо-восток 5°. Густые точки показывают темный гранит (камеломия на юго-запад от Верхнего Гранитвилла).

шие гранитные тела распределены сложным образом в заключающих их породах. Тогда как в Штрелене отдельные массы

образуют один большой свод течения, в Барре каждое из главных изверженных тел обладает своим собственным наибольшим сводом. В Штрелене свод поперечный, в Барре своды продольные. Можно предположить, что в районе Штрелена действовала одна общая динамическая сила, побудившая затвердевавшую массу распространяться как одно целое, независимо от находящихся внутри блоков боковых пород. Отдельные гранитные линзы в Барре, достигая занимаемого ими в настоящее время уровня земной коры, расширились — каждая как независимая в динамическом отношении единица, причем возникали продольные своды. Эти гранитные тела, вероятно, возникли из общего

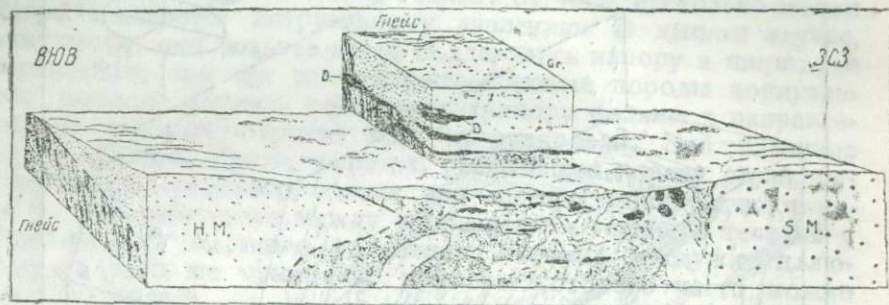


Фиг. 29. Продольные разрезы главных гранитных тел к востоку от Барре в Вермонте.

Видно местоположение вершин (апекоов) сводов линий течения.

резервуара, но независимые своды линий течения ясно указывают, что каждая отдельная масса, как более или менее изолированная масса магмы, должна была самостоятельно пробивать себе путь среди филлитов. Независимые своды линий течения делают невозможным предположение о том, что такой процесс, как последовательное обрушение кровли, мог переместить гранит на ныне занимаемый уровень. Размеры и структуры каждой массы можно сравнивать с размерами и структурами горных ледников. Слабый плоскостной параллелизм может быть эквивалентным голубым слоям ледников; своды линий течения подобны закругленным и полукруглым конечным моренам, которые оканчиваются там, где ледяной поток выдвинут дальше всего вперед. Вопрос, почему в одной области линии течения тянутся поперек оси массива, как в Штрелене, а в граните Барре они продольны, рассматривается ниже, на стр. 104—105.

Хауценберг, Бавария. Гранитный массив Хауценберга, в восточной Баварии, представляет овальную массу 12 км в длину с северо-северо-востока на юго-юго-запад и 8 км в ширину⁸⁶ (табл. 24 и фиг. 30 и 31). Среднезернистый гранит, с немногими крупными массами несколько более древнего мелкозернистого гранита, является единственной коренной породой этой области. Равномернозернистая структура гранита придает ему ценность как строительному камню; каменоломни широко разбросаны в центральных и южных частях массива. Порода практически лишена плоскостного параллелизма, но можно различить слабые линии течения, однообразно вытягивающиеся с востока на запад. Детальное картирование этой структуры выявило, что



Фиг. 30. Общая форма и структура более молодых интрузивных тел севернее Пассау в Баварии.

H. M. — Хауценбергский массив; *S. M.* — Зальценбургский массив; *Gr.* — гранит; *D.* — диорит. На переднем плане белые участки с черточками представляют гранитные линзы; черные линии — диоритовые тела; серые — более древние гнейсы. Следует обратить внимание на ориентированный изгиб линий течения в мелких интрузивах. На отдельном блоке показаны оильная сландцеватость диоритовых лав и линейный параллелизм в мелких телах гранита. Ср. табл. 24 и фиг. 31.

во всем массиве хорошо развита сводообразная структура. Центральная ось свода протягивается с северо-северо-востока на юго-юго-запад и склоняется настолько симметрично на восток и запад, что можно предвидеть положение западной границы в пределах нескольких сотен метров, после того, как установлены на месте вершина и размеры восточного склона⁸⁶. На западной стороне линии течения погружаются к западу под углом до 25°; погружение на восточной стороне доходит до 32°.

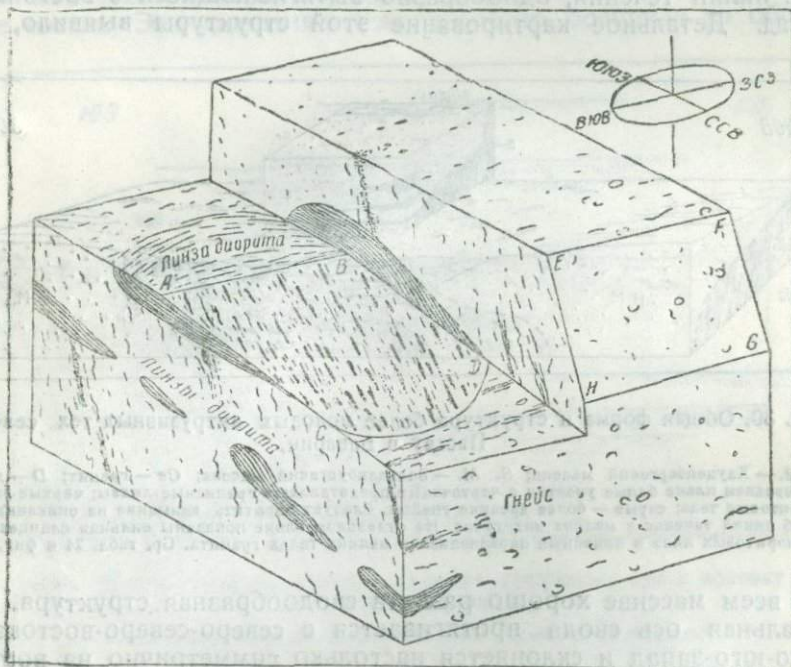
Ориентировка этого свода линий течения представляет большой интерес потому, что южная часть массива подстилается древними гнейсами. Подошва, близкая к горизонтальной, выхо-

⁸⁶ H. Cloos, *Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas. I. Die Intrusionsfolge im Bayrischen Wald. II. Die Batholithen des Bayrischen Waldes und der Pfahl*, Geol. Rundschau, Bd. 14, 1923, S. 7—20; *Das Batholithenproblem*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1923, S. 14—25; *Das Granitmassiv von Haufenberg in „Die Plutone des Passauer Waldes“*, Berlin Gebr. Borntraeger, 1927, S. 124—130.

⁸⁷ H. Cloos, *Das Batholithenproblem*, 1923, S. 23—24.

дит в нескольких разрезах, и главный источник питания магмы следует искать под северо-северо-восточным концом массива ⁸⁷. Очевидно, это крупный, несогласный интрузивный пласт гранита, который распространялся вверх и вниз, образуя свод линий течения.

В этом массиве направление линий течения почти перпендикулярно направлению главного течения. Если источник гранита находился под северо-восточным углом массива, то гранит должен был течь в юго-юго-западном направлении, сперва кверху, а затем почти горизонтально в самой южной части



Фиг. 31. Внутренняя структура мелких несогласных линз диорита в Пассауском лесу в Баварии.

Сильная сдвиганность следует контактам. На плоскостях сдвиганности (ABCD) линии течения, образованные слюдой, роговой обманкой и кварцем, наблюдаются в виде черных полосок. Окружающие гнейсы круто падают на северо-северо-восток (плоскость EFGH чертежа) и не имеют линий течения. Некоторые линзы диорита наблюдаются в полого залегающих плоскостях.

массы, где он, видимо, лежит выше крутопадающих амфиболитов и гнейсов. Граниты Корнуэлла должны были бы отвечать на такое направление течения ориентировкой фенокристаллов, параллельной направлению главного течения с северо-северо-востока на юго-юго-запад (стр. 85). Так как линии течения отме-

⁸⁷ Op. cit., S. 21.

чают направление наибольшего вытягивания затвердевающей магмы, то можно предполагать, что стенки камеры массива не раздавались в широтном направлении и свод линий течения можно рассматривать как результат некоторого напора сверху со стороны гранита, поднимавшего центральные части камеры выше краевых участков. Таким образом, направление и погружение линий течения находятся в косвенной связи с направлением главного течения подобно шлировым куполам других массивов, косвенно связанным с зонами максимального поступления магмы. Внутри и вблизи каналов интрузий большая часть структур течения параллельна направлению главного течения; но по мере удаления от главных подводящих каналов направление, по которому перемещается масса, зависит от того, насколько стенки камеры поддаются интрузивному давлению. В данном случае, по видимому, они сильнее всего поддавались напору в широтном направлении; при тех же условиях боковые породы корнуэльских гранитов, видимо, поддавались напору больше в направлении, по которому гранит был интродуцирован. Это различие вполне понятно. Тесто, асфальт, раскаленная ковкая сталь, передняя часть грязевого потока или ледника обнаруживают такое же несоответствие между направлением главного течения и направлениями местного удлинения. Таблица 1 служит иллюстрацией того же принципа, примеры которого часто можно видеть на воде⁸⁸.

На основе краткого знакомства с районом Ф. Е. Зюсс дал жесткую критику общей картины структуры Хауценбергского массива, нарисованной Клоосом⁸⁹. К сожалению, экскурсия его была совершена до напечатания полного исследования Клооса. Различные пункты расхождения и возражения Клооса приведены на стр. 162—163.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ КУПОЛАМИ И СВОДАМИ ШЛИГОВ И ЛИНИЙ ТЕЧЕНИЯ

Имеется ряд наблюдений, касающихся дайк и массивов, в которых отмечалось различие между такими структурами течения, где господствует плоскостной параллелизм минералов, с одной стороны, и линейный параллелизм — с другой. Возникает вопрос, при каких условиях появляются структуры того и другого типа. Надо сказать, что определенные стороны этой проблемы еще не разрешены; некоторые существенные пункты нуждаются в дальнейшем детальном изучении. В последующих рассуждениях ограничимся выяснением происхождения структур

⁸⁸ Примеры этого принципа приведены в работах: R. Balk. *Geology of the Newcomb quadrangle*, N. Y. State Mus., Bull. 290, 1932, p. 43—49; *Structural geology of the Adirondack anorthosite*, Min. Petr. Mitt. Bd. 41, 1931, S. 338.

⁸⁹ F. E. Suess. *Bericht über eine Exkursion nach Hauzenberg im Bayerischen Walde*, Sitz-Ber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. A., Wien, Bd. 134, 1925, S. 143—157.

течения. Дальнейшие заключения, опирающиеся на роль систем трещин, можно найти на стр. 27.

Ключ к решению проблемы находится в районах, где развиты обе структуры — как плоскостная, так и линейная. Две области этого типа описаны на стр. 110 и 112.

Довольно хорошо установлены⁹⁰ следующие факты.

1. Там, где в одной и той же дайке или массиве встречаются совместно плоскостная и линейная структуры течения, линии течения лежат, за небольшим исключением (стр. 37), в плоскостях слоистости или сланцеватости. Период их образования продолжался дольше, чем период образования слоев течения, так как линии течения твердо удерживают то же самое направление (простираение проекции), тогда как слои течения, в которых они развиваются, могут давать волнообразные изгибы, небольшие антиклинали и синклинали. Следовательно, азимут наибольшего вытягивания был достаточно постоянным в течение поздних стадий затвердевания.

2. Если в одной и той же области имеются гранитные и более основные породы, то во многих из более основных пород развивается преимущественно плоскостной параллелизм, тогда как в более молодых, гранитных породах линейные структуры течения развиты в одинаковой степени или даже преобладают над плоскостными⁹¹.

3. Динамические единицы, как, например, куполы плоскостных структур течения, обыкновенно имеют меньшие размеры, чем куполы связанных с ними линий течения⁹². Соответственно, шпильеры могут слагать больше, чем одну единицу (например несколько куполов), тогда как один крупный свод, или эквивалентная ему структура соответствующих линий течения, может налагаться на более мелкие структурные единицы, как указано на стр. 110—111.

4. Если в одной и той же области развития имеются породы с интрателлурическими вкрапленниками и равномернозернистые, то порфиновые разности стремятся образовать шпильерные куполы (schlieren domes), а породы, в которых преобладает линейный параллелизм, обычно лишены фенокристаллов (хотя они могут содержать вкрапленники, образовавшиеся *in situ*) и обнаруживают тенденцию переходить в мелкозернистые разности. Этот

⁹⁰ H. Cloos. *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen*, 1. Das Riesengebirge. Berlin, Gebr. Borntraeger, 1925, S. 121—126.

H. Cloos et al. *Die Plutone des Passauer Waldes*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1927, S. 10—25.

⁹¹ H. Cloos et al. *Die Plutone des Passauer Waldes*, 1927, S. 22, 23, 47—51, 54, 59—62, 81—85, 91—94, 97—102, 110—113, 131—133.

⁹² H. Cloos. *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen*, 1. Das Riesengebirge, 1925, S. 121—126.

H. Cloos et al. *Die Plutone des Passauer Waldes*, 1927, S. 10—19.

R. Balk. *Geology of Newcomb quadrangle*, N. Y. State Mus., Bull. 290, 1932, n. 48, 49. structure maps 1, 2: *Structural geology of the Adirondack anorthosite*, Min. Petr. Mitt., Bd. 42, 1931, S. 339, 340.

контраст может иметь некоторые исключения, но его следует проверять в каждом районе.

5. Если контактные плоскости какого-либо массива неправильны, то преобладает линейная структура течения, тогда как в массивах с эллиптическими очертаниями в плане и немногими заливами более обычны слоистые краевые части. Крайними примерами будут, с одной стороны, массы батолита Баулдер (занимающие исключительно неправильную площадь и фактически массивные) и согласные гнейсовые интрузии — с другой.

Для объяснения подобных отношений Клоос выдвинул следующую теорию⁹³.

В течение относительно ранних стадий интрузивного периода земная кора ведет себя как сравнительно жесткая, хрупкая и механически устойчивая масса. В ней появляется вещество весьма подвижной магмы, или совсем жидкой, или «кашеобразной»⁹⁴, т. е. со значительным количеством суспензированных твердых кристаллов. Такая масса должна встречать наибольшие препятствия вдоль плоскостей контакта. Следовательно, в эту раннюю стадию единственной поверхностью, около которой задерживается внедряющаяся масса, является поверхность камеры. Поэтому любые ранее существовавшие неправильности состава магмы, как, например, сегрегации, естественно, будут вытягиваться в слои течения, расположенные примерно параллельно ближайшей, сравнительно неподвижной, стене (плоскости контакта). Таким путем образуются куполы (domes) или краевые своды слоев течения. Они не обязательно протягиваются через весь массив, а идут лишь вдоль поверхностей трения в контакте. Толщина «шлировой оболочки» может варьировать от нескольких метров или сантиметров до нескольких тысяч метров. Вероятно, в число факторов, являющихся, повидимому, причиной образования толстых оболочек, следует включить большое гидростатическое давление, накладывающееся на кинетическое давление, т. е. глубокий уровень в земной коре и медленное затвердевание массы во время непрерывного движения. По мнению автора, этим объясняется, почему в докембрийских областях так много гнейсовых интрузий.

Если последовательность интрузий начинается с небольших камер, то горные породы, которые их заполняют, могут легко стать совершенно слоистыми или даже сланцеватыми. Так как во многих случаях более ранние члены этого последовательного ряда интрузий являются основными, то, естественно, они и будут более отчетливо слоистыми, чем последующие интрузии. Это

⁹³ H. Cloos. *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen*, 1, *Das Riesengebirge* 1925, S. 121—126.

⁹⁴ H. Cloos et al. *Die Plutone des Passauer Waldes*, 1927, S. 3, 9—25.

⁹⁴ F. F. Grout. *Contact metamorphism of the slates of Minnesota by granite and by gabbro magma*, *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 44, 1933, p. 1025, 1033.

расслоение усиливается склонностью основных дифференциатов содержать большее количество твердых суспензий, в силу чего такие смеси легче отражают «сминающее» и скалывающее боковое давление⁹⁵.

По мере вторжения магмы механическая устойчивость коры пропорционально уменьшается и кровля или бока камеры начинают подаваться (благодаря складчатости, образованию взбросов, изменению объема в зависимости от местного значения факторов). С этого момента плоскости контакта утрачивают свое значение, как места и плоскости наибольшего трения между магмой и боковой породой. На ранних стадиях шпирь образывались вследствие сильного трения и торможения магмы вдоль контактных стенок, на более же поздних стадиях стенки принимают все большее и большее участие в движении магмы.

Значительная доля механического сопротивления расширению интрузивной массы передается от первоначальных контактов к многочисленным плоскостям скольжения, развивающимся в соседстве с интрузией внутри боковых пород. С этого момента нет уже ясно очерченной интрузивной массы, движущейся сквозь неподвижную кору, но значительная часть последней разделяет движение ядра, представленного изверженной массой. Поскольку объем движущегося материала растет, магма и боковые породы движутся приблизительно с одинаковой скоростью.

Теперь приобретают значение два новых фактора.

1. Среди различных направлений, по которым интрузии оттесняют свои стенки, во многих случаях существует одно такое, в котором продвижение больше, чем в других. Это линейное расширение не имеет прямого отношения к местным контактными поверхностям; например, интрузия может продвигаться кверху, смещая боковые породы вдоль многочисленных краевых плоскостей с изменяющимся простиранием и наклоненных под разными углами. Такое направление имеет максимальное линейное расширение, оно независимо от местных контактных плоскостей и само по себе постоянно на протяжении значительной части динамического поля.

2. В нормальном ходе дифференциации кристаллизующиеся в конце чисто гранитные фации склонны отмечать динамические условия этой поздней стадии. Кажется также, что как будто гранитные массы с интрателлурическими вкрапленниками имеют тенденцию застывать раньше, чем проявятся в полной силе условия новой стадии. Однако нередко имеют место исключения.

В будущих структурных исследованиях необходимо тщательно различать интрателлурические вкрапленники и те, которые выросли *in situ*. Было описано много областей, где вкрапленники обильны⁹⁶, надо полагать, что

⁹⁵ Критерии для распознавания первичной слоистости и вторичных структур, вызванных сдвигом, даны на стр. 180.

⁹⁶ Например, южная часть Аппалачских гор [T. L. Watson. *On the origin of the phenocrysts in the porphyritic granites of Georgia*, Jour. Geol., vol. 9, 1901, p. 97—122; *Granites of the southeastern Atlantic States*, U. S. Geol.

благоприятные условия, особенно понижение давления и присутствие летучих, могут значительно облегчить скорость роста этих фенокристаллов⁹⁷. Поэтому возможно, что некоторые вкрапленники породы будут обнаруживать параллельную ориентировку, а другие не будут обнаруживать ее. Также возможно, что в равномернозернистых породах, наряду с параллелизмом минералов, могут быть порфиновые участки с неориентированными вкрапленниками, несмотря на ориентировку окружающей основной массы⁹⁸. Исключительно грубозернистые части, обязанные своим происхождением, как можно предполагать, действию тех же летучих агентов, обычно бесструктурны.

В результате изменения динамических условий эта вторая стадия образования интрузии характеризуется линейными структурами течения. Там, где растяжение действует на предвзятую слоенную часть кристаллизующейся массы, в слоях течения развиваются линии течения. На протяжении сотен квадратных километров простирание проекций линий течения может быть постоянным даже в случаях, если более ранние шпирсы изменяют простирание и падение. Можно допустить, что отдельные кристаллические зерна, которые поворачиваются, принимая линейный порядок, образовались несколько раньше, но даже и на этой последней стадии они имеют достаточно свободы, чтобы слегка перемещаться в плоскости шпирсов. Однако, имеется несколько интересных случаев (Сиерра-Невада, габбро Балтимора и некоторые выходы около Штрелена в Германии), когда отдельные слои течения падают более круто, чем погружаются линии течения между этими слоями (фиг. 36). Внутри слоев течения, богатых железисто-магнезиальными кристаллами, зерна минералов не имели возможности еще дальше поворачиваться, а кристаллы в окружающей магме (вероятно, оставшейся более подвижной, чем шпирсы) могли располагаться в соответствии со слабым линейным вытягиванием последней. Это согласуется с фактом, что затвердевающая магма становится последовательно более жесткой и прочной, так что изгибание и образование арочных сводов в почти за-

Surv., Bull. 426, 1910; *A preliminary report on a part of the granites and gneisses of Georgia*, Georgia Geol. Surv., Bull. 9A, 1902, p. 272]. Фенокристаллы полевого шпата с выключенными зернами кристаллов мезостазиса обычны в гранитах Новой Англии (полевые заметки автора); во многих случаях они наблюдались в гранодиоритах Запада и ассоциированных с ними породах, например в Inyo Range, Калифорния [A. Knopf. *A geological reconnaissance of the Inyo Range and the eastern slope of the southern Sierra-Nevada, California*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 110, 1918, p. 67].

⁹⁷ L. V. Pirsson. *On the phenocrysts of intrusive igneous rocks*, Am. Jour. Sci., ser. 4, vol. 7, 1899, p. 271—280.

A. Knopf. *A geological reconnaissance of the Inyo Range and the eastern slope of the southern Sierra-Nevada, California*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 110, 1918, p. 67.

C. Reid. *The geology of Dartmoor*, Geol. Surv. England and Wales, Mem. sheet 338, 1912, p. 39.

⁹⁸ Например, в граните Кактус в горах Сан-Бернардино в Калифорнии [F. E. Vaughan. *Geology of the San-Bernardino Mountains, north of San-Gorgonio Pass*, Univ. Calif., Dept. Geol. Publ., vol. 13, No. 9, 1922, p. 357].

твердевшей массе не выходит за пределы образования только пологого свода, тогда как на предыдущих стадиях, когда магма была более текучей, куполообразная или сводовая структура может иметь крутые склоны. Клоос подчеркивает, что чем старше свод слоев течения, тем более продолжительное время он принимал участие в последующем изгибании, приобретая все более крутые углы падения.

Части какой-либо интрузии, в которых раньше не развились слои течения, могут начать кристаллизоваться с линейным параллелизмом своих составных частей, и там, где вытягивание было незначительным, линейная структура может быть настолько незаметной, что ее можно отмечать лишь в исключительно хороших выходах. Таким образом, как полагают, образовался замечательный свод линий течения массива Штрелена; массы боковых пород между отдельными гранитными ветвями, повидимому, двигались наравне с ходом изгибания всей земной коры. Подобным образом и некоторые гранитные дайки в Вестерли, Род Айленд, приобрели свой линейный параллелизм под большими углами к контакту даек под влиянием более древних структур окружающих пород.

КОМБИНАЦИЯ ШЛИРОВЫХ КУПОЛОВ И СВОДОВ СО СВОДАМИ ЛИНИЙ ТЕЧЕНИЯ

Некоторые примеры. Для иллюстрации того, как меняется структура при одновременном развитии дифференциации, магматической эволюции и при изменяющемся характере деформации земной коры, может быть дан набросок геологии интрузивных пород к северу от Пассау в Баварии и центральной Сиерра-Невады в Калифорнии.

Пассауский лес, Бавария. Несогласная палеозойская интрузия, секущая более древний гнейсовый комплекс в Пассауском лесу в Баварии⁹⁹ (стр. 103), состоит из: 1) древних серий кварцевых диоритов, 2) промежуточной группы сиенит-гранитов и 3) молодой серии гранитов. За исключением двух массивов — Зальденбургского и Хауценбергского (стр. 103), это все небольшие тела.

Кварцевые диориты образуют несогласные линзы и пласты с падением на северо-восток под углами от 20 до 60° (см. фиг. 30—31). Падение повсюду более пологое, чем падение вмещающих гнейсов, слои которых пересекают эти линзы и пласты. Все породы слоисты; плоскости течения параллельны плоскостям контакта; некоторые настолько сланцеваты, что на первый

⁹⁹ H. Cloos, E. Cloos, R. Balk and H. Scholtz. *Die Plutone des Passauer Waldes*, Mon. Geol. Pal., Berlin, Gebr. Borntraeger, Ser. 2, H. 3, 1927, S. 1—182.
H. V. Graber. *Vergleichende granittektonisch-petrographische Beobachtungen im Passauer Wald und Mühlviertel*, Neues Jahrb. Min., Bell. Bd. 66, Abt. A, 1932, S. 133—154.

Взгляд получается впечатление мелкозернистого темного сланца. Однако структуры течения — первичного происхождения, так как они совпадают с изгибами контактов линз.

Более молодые сиенит-граниты встречаются в виде неправильных масс, или жилообразных тел, из числа которых многие тесно связаны с диоритами. Эти породы также значительно слоисты параллельно местным контактам, независимо от параллельного расположения минералов в более древних гнейсах. При совместном нахождении диорита и сиенит-гранита, как правило, в них наблюдаются плоскости и линии течения одинакового направления¹⁰⁰. Путь, использованный интрузией диорита, повидимому, служил и для продвижения сиенит-гранита.

По всему этому району разбросаны сотни несогласных гранитных дайк, мелких трансгрессивных слоев и масс неправильных форм. Большинство из них также имеет северо-восточное падение, что указывает на один источник питания всех трех пород в этом направлении. Во всех гранитных телах хорошо развитый линейный параллелизм направлен с востока-юго-востока на запад-северо-запад (табл. 24), вне зависимости от ориентировки местных контактов и слоистости более древних пород. В гранитах слоистость развита лишь местами и выражена слабее, чем элемент линейный. Линии течения поднимаются в сторону двух массивов, которые примыкают к этой площади на востоке и западе, оставляя «понижение» в центральной зоне (табл. 24). Массивы Хауценбергский и Зальденбургский приблизительно того же возраста, что и мелкие гранитные отпрыски, а так как в обоих преобладает линейный параллелизм одного и того же направления, то можно допустить, что во время интрузии этих гранитов вся область гнейсов, так сказать, «увлекалась движением по частям» в широтном направлении вдоль бесчисленных плоскостей скольжения и что дайки и несогласные линзы гранита следовали этим плоскостям. Таким образом, линейное течение этих интрузий направлялось не местными плоскостями контакта, а региональным расширением или пассивным движением земной коры в широтном направлении.

Раздельное и пассивное движение земной коры началось в раннюю стадию интрузии. Некоторые линзы диорита и сиенит-гранитные тела обладают, помимо слоистости, линейным параллелизмом минералов, который также направлен широтно или, местами, с северо-востока на юго-запад, но нигде этот линейный параллелизм не развивается сильнее, чем плоскостная слоистость. Больше того, наиболее мощные тела сиенит-гранита и диорита содержат внутри вторую, более молодую слоистость, секущую первую под острым углом; она, в свою очередь, может сопровождаться линиями течения, направление которых отклоняется от направления более ранних линий течения. (Картирование пород с двумя плоскостными структурами и двумя ли-

¹⁰⁰ H. Cloos et al. Op. cit., S. 92—94, 99.

нейными, различными по возрасту и направленности, дело трудное, но чрезвычайно интересное). Внутренние части этих тел развивают структурный план, элементы которого приближаются к направлению более молодых гранитов. Течение внутренних частей постепенно «освобождалось» от направляющего влияния местных плоскостей контакта по мере того, как контактные плоскости поддавались напору магмы в направлениях, повидимому, довольно постоянных для всей области.

Сиерра-Невада. Линии течения в сочетании со слоями течения имеют правильное развитие вдоль восточной контактной зоны интрузива Сиерра-Невады в Йосемитском национальном парке¹⁰¹. Они погружаются вдоль падения слоев течения и наклон линий течения, по мере сплющивания шлиров, дальше к западу становится также более пологим. В некоторых участках, однако, оба элемента взаимно пересекаются, и в таких местах плоскости шлиров падают круче, чем линии течения (фиг. 36). Там, где восточный шлировый купол приближается к перегородке древних осадков (стр. 90), на ее западной стороне полосы и линейные стяжения железисто-магнезиальных минералов наклонены на запад и более сильно развиты в краевых кварцево-монцитонитовых слоях массива¹⁰². Так как линии течения проявляются лучше всего при довольно крутом направлении плоскостей шлиров, то можно заключить, что магма поднималась круто кверху. Хотя линии течения протягиваются внутрь массы дальше, чем шлиры, однако само ядро почти бесструктурно и более богато кремнеземом, чем краевые части. Здесь, либо центральная часть массы двигалась с одной и той же по существу скоростью во всех ее частях, либо даже последняя интрузия кристаллизовалась *in situ*, так что никаких следов движения в ней не было отмечено.

В западном массиве условия являются сходными, хотя и более запутанными из-за неправильностей в направлении контакта и перегородок боковой породы. Однако необходимо отметить, что простираение проекций линий течения значительно более правильно, чем простираение и падение слоев течения (см. фиг. 23). Хотя плоскости параллельны каждому изгибу контакта, но линии течения почти повсюду удерживают широтное направление, свидетельствующее об общем растяжении и сводообразном изгибании во время возникновения линий течения. (Дальнейшие рассуждения о конечных стадиях застывания в интрузивах Сиерра-Невады см. на стр. 130—132).

¹⁰¹ Этот очерк основывается на новейших данных, а также структурных картах, с которыми Эрнст Клоос любезно ознакомил автора.

¹⁰² E. Cloos. *Structure of the Sierra Nevada batholith*, 16th Int. Geol. Congr., Guide-book 16, 1933, p. 42, pl. 7; *Der Sierra Nevada-Pluton*, Geol. Rundschau, Bd. 22, 1931, S. 377.

H. Cloos. *Bau und Bewegungen der Gebirge in Nordamerika, Skandinavien und Mitteleuropa*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1928, S. 258, Fig. 5; S. 260, Fig. 6.

РИСУНКИ КРУТОГО НАПРАВЛЕНИЯ ТЕЧЕНИЯ В ИНТРУЗИВАХ С КРУТОПАДАЮЩИМИ БОКОВЫМИ СТЕНКАМИ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Под этим заголовком объединен предварительно ряд интрузий, характеризующихся крутым падением или залеганием структур течения. Куполоподобные и сводовые структуры шпиров и линий течения едва ли когда-либо наблюдались в этих образованиях. Когда они малы, то структурно похожи на вулканические пробки; и те и другие отличаются вертикальными линиями течения, а в некоторых случаях крутопадающими шпирями вблизи боковых стенок. Фактически одной из главнейших проблем является вопрос, насколько близко к поверхности поднялись эти массы и какие из них могли быть связаны с вулканическими извержениями.

В широком понимании заголовок «Интрузии с крутопадающими боковыми стенками» дает возможность включить сюда большое число линзовидных тел, достигающих как гнейсовых областей, так и более высоких уровней, многие из которых связаны с более крупными секущими образованиями. Однако ввиду того что многие из них слоисты вдоль продольных стенок, можно рассматривать их по структурному характеру как особый тип жиллоподобных образований, и, таким образом, в данном разделе можно их отдельно не обсуждать. Наблюдающиеся черты немногим отличаются от черт гнейсовых и согласных интрузий с крутыми боковыми стенками. К этим телам с крутыми боками, клинообразным и жиллоподобным, можно отнести гранит Элликот Сити в Мэриленде¹⁰³. Сильная слоистость, параллельная плоскостям контакта, имеет простираение северо-запад—юго-восток и падение в среднем 90° . Линии течения погружаются под такими же большими углами (стр. 123). Сиенитовый массив Мейссена в Саксонии¹⁰⁴, сиенит Глатц-Рейхенштейна в Силезии¹⁰⁵ и граниты Фохтланда в Саксонии¹⁰⁶ повсюду слоисты. Плоскости контакта крутые; падение, во всяком случае местами, не меньше 45° . Сходной формой обладает гранитное тело с крутопадающими боками около Миттвайде в Саксонии¹⁰⁷ но, как говорят, оно полностью массивное.

Изучение структуры и способа внедрения этих интрузий до настоящего времени далеко не продвинулось и, повидимому, оно труднее, чем соответствующие исследования в массивах с пологой кровлей. В этих цилиндрических, подобных вулканическим пробкам, массах, когда они близки к поверхности, структуры течения как будто не так сильно развиты, как в массивах со сводо-

¹⁰³ E. Cloos. *Structure of the Ellicott City granite, Maryland*, Nat. Acad. Sci. Pr., vol. 19, 1933, p. 130—138.

¹⁰⁴ H. Reichert. *Tektonik des Meissner Syenit-Granitmassivs*, Sächs. Akad. Wiss., Math.—phys. Kl., Bd. 39, Nr. 51, 1926, S. 1—63.

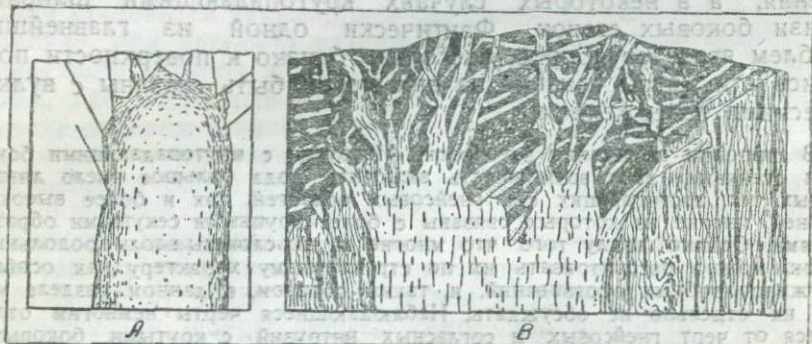
¹⁰⁵ E. Bederke. *Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 89, 1922, S. 39—70.

¹⁰⁶ W. Höpfner. *Tektonik der Granite der Vogtländischen Zone*, Sächs. Akad. Wiss., Math.—phys. Kl., Bd. 41, Nr. 1, 1929, S. 1—68.

¹⁰⁷ F. Schuck. *Tektonisch-petrologische Studien am Mittweidaer Granitkörper*, Sächs. Akad. Wiss., Math.—phys. Kl., Bd. 39, Nr. 7, 1927, S. 1—42.

вой и куполообразной структурой. Порода может быть почти массивной, и лишь наиболее хорошо обнаженные участки дают надежные указания. Аплитовые и негматитовые жилы местами могут быть настолько развиты, что едва удается наблюдать нормальную породу.

К этой группе интрузий относится, по крайней мере, один крупный батолит — Баулдерский гранодиоритовый массив в Монтане. Таким образом, возникает важная проблема: как эти интрузии с вертикальными структурами течения относятся к интрузиям со структурами куполов и сводов? В данной работе автор не может дать окончательного ответа, но, как ему сообщил Эрнст Клоос, эту проблему можно изучать в Сьерра-Неваде,



Фиг. 32. Два возможных типа структур в крутых цилиндрических штоках с крутыми боковыми стенками.

Слой течения могут образовать слепой купол с несколькими отпрысками (А), или масса может переходить кверху в крутые дайки (В), причем каждая дайка будет иметь свои собственные линии течения, и куполообразная структура может ступенчатая. Об этом еще мало известно.

где наблюдаются оба структурных типа в различных частях той же самой массы и где при подобной съемке более подходящих разрезов, вероятно, можно получить больше данных об этих существенных взаимоотношениях (фиг. 32).

Так как первичное течение в этих интрузиях менее ясно, то трещины соответственно получают большее значение. Об этом более подробно будет сказано на стр. 124. Немногие относительно хорошо известные примеры интрузий рассматриваются в порядке их размеров. Некоторые более мелкие тела связаны с вулканическими породами, но связь более крупных массивов с центрами экструзий не может считаться определенной.

МЕЛКИЕ ШТОКООБРАЗНЫЕ МАССЫ

Интрузивные штоки найдены в ряде вулканических центров. Они имеют более или менее крутые стенки, и, как свидетельствуют следы течения, движение было вертикальным кверху.

В общем структуры течения лучше всего развиты вблизи контактных зон. Дальше внутрь штока могут быть заметны вертикальные линии течения. Тонкие призмы роговой обманки или фенокристаллы, полевого шпата лучше всего подчеркивают структуры. Внутренние части обычно лишены структур течения.

Южный Бьютт в Мерисвилл Бьютт в Калифорнии¹⁰⁸ сложен интрузивным андезитом. Края этой массивной бесструктурной породы обнаруживают вертикальные слои течения; на вершине холма наблюдались горизонтальные слои течения, напоминающие куполовидное окончание массы (фиг. 32, А). Насколько известно автору, бисмалитообразная масса в своей верхней части исключительно редко заканчивается в виде купола, особенно так, чтобы сохранился этот критический уровень эрозии. Некоторые другие бисмалитовые массы из вулканических центров описаны Вильямсом¹⁰⁹.

Структуры течения горы Джонсон и других бисмалитов из Монтерегиян Хиллс в Квебеке были описаны на стр. 13. Железисто-магнезиальные минералы и полевощитовые фенокристаллы в эссекситовых и сиенитовых массах вытянуты в вертикальные подосы, а вдоль краев появляются местами плоскостные структуры течения¹¹⁰. Образование последних, как и всюду, зависит от ряда случайных благоприятных факторов, в данном случае, вероятно, от соответственного количества, формы и размера вкристизовавшихся зерен. Однако каждая фация породы, слагающая эти бисмалиты, обнаруживает структуры течения; так, на вершине горы Джонсон мелкозернистая развядность эссексита массивна, хотя в среднезернистая порода и в подножии бисмалита обнаруживает прекрасные структуры¹¹¹.

Слабую связь Монтерегиян Хиллс имеют штоки бисмалиты полушелочных ищелочных пород Нью-Гемпшира в Вермонте: Сиенитовый и нордмаркитовый массив Киттингсвилл в Вермонте¹¹² и в горах Пейпе в Нью-Гемпшире¹¹³ и гранит около горы Монаднок в Нью-Гемпшире¹¹⁴, имеют краевые вертикальные слои течения, а в первом из указанных случаев и вертикальные линии течения. К этой группе штоков относятся гора Аскутней в Вермонте, известная по прекрасному описанию Дэли¹¹⁵, который считает, что этот шток проложил свой путь через земную кору обрушением кровли; теория бисмалита в обычном понимании им отвергается. Тем не менее, предшествовавшие главному сиениту, габброидные породы значительно расщелочены во многих непрерывных выходах (к западу от Аскутней Нотч). Мелкозернистые жилородные массы сне-

¹⁰⁸ Howel Williams. *Geology of the Marysville Eutres, California* Univ. Calif., Dept. Geol. Publ., vol. 18, No. 5, 1930, p. 149.

¹⁰⁹ Howel Williams. *The history and characters of volcanic domes*, Univ. Calif., Dept. Geol. Publ., vol. 21, No. 5, 1932, p. 51 — 146; *Geology of the Lassen Volcanic National Park, California*, Univ. Calif., Dept. Geol. Publ., vol. 21, No. 8, 1932, p. 195 — 386.

¹¹⁰ J. J. O'Neill. *St.-Hilaire (Belcel) and Rougemont Mountains, Quebec* Geol. Surv. Canada, Mem. 43, 1914, p. 21, 34, 40, 44, 74.

F. D. Adams. *The Monteregian Hills, a Canadian petrographic province*, Jour. Geol., vol. 2, 1903, p. 253, 258, 278 — 280.

¹¹¹ F. D. Adams. Op. cit., p. 258.

¹¹² J. W. Eggleston. *Eruptive rocks at Cuttingsville, Vermont*, Am. Jour. Sci., ser. 4, vol. 45, 1918, p. 381 — 382.

¹¹³ L. V. Pirsson and H. S. Washington. *Contributions to the geology of New Hampshire*, pt. I, *Geology of the Belknap Mountains*, Am. Jour. Sci. ser. 4, vol. 20, 1905, p. 348.

¹¹⁴ J. H. Perry. *Geology of Monadnock Mountain, New-Hampshire*, Jour. Geol., vol. 12, 1904, p. 6.

¹¹⁵ R. A. Daly. *The geology of Ascutney Mountain, Vermont*, U. S. Geol. Surv., Bull. 209, 1903, 1—122 pages.

нит-порфира на горе Литл Аскутней обнаруживают вертикальные линии течения и вертикально вытянутые основные сегрегации, при этом нельзя сказать, что окружающие гнейсы и филлиты вовсе не имеют нарушений в непосредственной близости со штоком нордмаркита. Порода главного штока определенно массивная, но предположение о том, что он не нарушал положения окружающих пород находится в противоречии с хорошо обнаженными брекчиевыми зонами и многими мелкими сбросовыми зонами в филлитовом поясе. Гнейсы секутся расстеклованными, содержащими сферолиты фельзитами, значительно раздроблены и заново сцементированы¹¹⁸.

Насколько эти и другие тела проложили свой путь в земной коре обрушением кровли и заслуживают ли внимания полевые наблюдения, подтверждающие изложенный взгляд, будет рассмотрено на стр. 150.

В Уайт Маунтенс (Нью-Гэмпшир) многие значительные щелочные и полущелочные интрузии прорвали метаморфизованные нижнедевонские осадки¹¹⁷. Ранние члены этого интрузивного цикла, согласные и часто имеющие неправильную форму, местами слоисты и вытянуты линейно (например гранит Бетлеем); но самый поздний член — среднезернистый гранит Конвей — представляет массивную породу, имеющую тенденцию давать обнажения в виде круговых площадей с крутыми контактами. В своей работе о Северном Конвее Биллингс рассматривает эту породу как массу, проложившую себе путь обрушением кровли, но, чтобы считать этот вопрос окончательно решенным, необходимо дальнейшее структурное изучение этой области. Полевая работа в этом районе, с сильно рассеченным рельефом, покрытым густыми лесами, и сравнительно немногочисленными обнажениями, неизбежно утомительна и медленна.

Массивный дацитовый порфир горы Холмса в Йеллоустонском национальном парке¹¹⁸, типа бисмалита, слоист вдоль вертикальных краев и образует слои, параллельные границам. Линейный параллелизм отмечен не был. Интенсивно слоистая зона, толщиной 76 м, сопровождается вертикальные края габбрового бисмалита Кейп Неддик, в штате Мэн¹¹⁹; внутренняя часть его массивна. Бисмалиты трахита и андезита, с сильно развитыми линейными структурами течения и с краевыми вертикальными слоями течения¹²⁰, были описаны из Вестервальда и Зибенгебирге в Германии. Дальнейшие указания на ряд бисмалитов даны Вольфом¹²¹ и Вильямсом¹²².

¹¹⁸ Эти утверждения основаны на кратком посещении этой области автором в 1933 г. Статья о фельзитовых дайках подготавливается к печати Филиппом Кригером и автором.

¹¹⁷ M. P. Billings. *The petrology of the North Conway quadrangle in the White Mountains of New-Hampshire*, Am. Acad. Arts and Sci., Pr., vol. 63, No. 3, 1928, p. 67—137; *Origin of the Appalachian Highlands*, Appalachia, vol. 19, 1932, p. 16—20; *Paleozoic age of the rocks of central New-Hampshire*, Science, vol. 79, 1934, p. 55—56.

¹¹⁸ J. P. Iddings. *Descriptive geology of the Gullatin Mountains*, U. S. Geol. Surv., Mon. 32, pt. 2, 1899, p. 19.

¹¹⁹ A. Wandke. *Intrusive rocks of the Portsmouth basin, Maine and New-Hampshire*, Am. Jour. Sci. ser. 5, vol. 4, 1922, p. 151. A petrologic study of the Cape Neddiek gabbro, Am. Jour. Sci., ser. 5, vol. 4, 1922, p. 299.

¹²⁰ H. and E. Cloos. *Das Strömungsbild der Wolkenburg im Siebengebirge* Z. Vulkanol., Bd. 11, 1927, S. 93—95; *Die Quellkuppe des Drachenfels am Rhein*, Z. Vulkanol., Bd. 11, 1927, S. 33—40.

H. Scholtz. *Tektonische Untersuchungen an Westerwalder Vulkanen*, Geol. Rundschau, Bd. 19, 1928, S. 439—447; *Der Lohrberg im Siebengebirge*, Ber. d. Niederrhein. geol. Vereins, Bd. 5, 1929, S. 1—9; *Die Bedeutung megaskopischer Gefügeuntersuchungen für die Rekonstruktion fossiler Vulkane*, Z. Vulkanol., Bd. 14, 1931, S. 97—117.

¹²¹ F. von Wolff. *Der Vulkanismus*, 1, 1914, 341—343, Stuttgart, F. Enke.

¹²² H. Williams. *The history and characters of volcanic domes*, Univ. Calif., Dept. Geol. Publ., vol. 21, No. 5, 1932, p. 51—146.

Сиенитовый шток Сноубанк Лейк в Миннесоте¹²³ является неправильным эллиптическим телом, длиной 8 км и шириной 4,8 км, с крутыми контактами; оно окружено докембрийскими сланцами и конгломератами Найф Лейк. Слабый линейный параллелизм как вдоль контактов, так и внутри масс одинаково крутой и погружается преимущественно на юго-восток под углом примерно 70°. Слои течения спорадические, падают круто на юго-восток, хотя вдоль контактов они следуют их направлению. Чтобы структура течения в штоке была заметна, необходимы крупнозернистые породы, наличие призматических кристаллов роговой обманки и полевых шпатов с хорошо развитыми призматическими зонами; мелкозернистый, поздний гранит по существу массивен.

Монзонитовый бисмалит, или шток Хайвуд и Миддл Пик в горах Хайвуд, в Монтане¹²⁴, повидимому, похож на предыдущие. Он сложен несколькими разновидностями монзонитов; вдоль контакта видимые полевошпатовые кристаллы вертикальны; является ли структура линейной или плоскостной, не указано.

Штоки гранодиорита и гранита в Эронго¹²⁵ и Брандберге¹²⁶, в Юго-Западной Африке, по форме напоминают штоки Уайт Маунтенс. Подобно крупным бисмалитам с круглым очертанием, они обнажаются среди молодых формаций Юго-Западной Африки и несогласно прорывают конгломераты и порфириновые потоки формации Каоко (вероятно, пермской), в деталях же, повидимому, есть различие от других штоков.

Шток Эронго сложен двумя породами, более ранний гранодиорит образует центральную колонну, утолщающуюся кверху, подобно грибу. Петрографически интрузивная порода кверху переходит в экструзивные потоки и выбросы; предполагают, что диоритовый бисмалит очень приблизился к поверхности. Диоритовая колонна окружена четырьмя сходными бисмалитами гранита. Они, повидимому, заканчивались слепо, не выходя на поверхность). Нет никаких признаков их приближения к поверхности, например у диорита. Гранитные штоки расположены так, что вероятно их связь с нарушениями и зонами главного сброса.

Брандберг представляет один тупой, отдельный шток массивного щелочного гранита, имеющего широкую краевую зону, превращенную в брекчию.

Ни один из этих штоков не имеет структур течения, заслуживающих упоминания, но значительное развитие турмалиновых гнезд и пегматитов с драгоценными камнями указывает на то, что магма была богата минерализаторами. Характерно, что оса-

¹²³ F. F. Grout and R. Balk. *Structural study of the Snowbank stock* Geol. Soc. Am., Bull., vol. 45, 1934, p. 621—636.

¹²⁴ L. V. Pirsson. *Petrography and geology of the igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana*, U. S. Geol. Surv., Bull. 237, 1905, p. 22—24.

¹²⁵ H. Cloos. *Der Erongo*, Beitr. zur geol. Erforsch. d. Deutsch. Schutzgeb., Bd. 17, 1919, S. 1—238, Berlin, Preuss. Geol. Landesanst.

¹²⁶ H. Cloos and K. Chudoba. *Der Erandberg*, Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 66, Abt. B, 1931, S. 1—130.

дочные отложения и потоки, окружающие эти штоки, падают
с южной стороны интрузивных пород, подобно пологим воронкам.
Гранофировые и гранитные штоки, встречающиеся в центре
шотландской изверженной провинции, также полностью массив-
ные и имеют резкие контакты с окружающими породами (ис-
ключение составляет гранит Мурне Хиллс в Северо-Восточной
Ирландии, распространяющийся местами в стороны)¹²⁷. Внутрен-
няя структура совсем не указывает на то, что они производили
нах обоковые породы в сильное воздействие, образуя куполы
(стр. 157).

Гранодиорит крупного батолита Баулдер¹²⁸ по существу мас-
сивен, но вблизи контактов (например, в Лаймикили Спрингс,
Пейпстон Спрингс и, особенно, в юстане около Дивайд в Мон-
тане) кристаллы роговой обманки ориентированы круто, погру-
жаясь в общем на северо-запад и северо-северо-запад. В желез-
нодорожной выемке, к западу от Дивайд, основные сегрегации
вытянуты веретенообразно, подобно тому, как и в гранодиорите
Сьерры (табл. 3, фиг. 2). Если судить по линейному паралле-
лизму, то эта масса поднялась с северо-запада круто кверху на
юго-восток. Почти вертикальное линейное простирание боковых
пород около контакта наблюдалось лучше всего к северо-западу
от Римини, около северо-западного края тела и в нескольких
местах по юго-восточному контакту. Шлиры наблюдаются в не-
многих точках около краев; несколько прекрасных шлиров было
встречено в железнодорожных выемках к востоку от Бьют,
около развезда Уэлли (табл. 5, фиг. 1). Крупные аplitовые
массы в батолите имеют неправильную форму, причем не было
возможности установить какую-либо простую связь между их
формой и залеганием, а также структурами течения и трещи-
нами.

Вышеприведенных примеров достаточно для характеристики
общей конфигурации и структурного поведения этих крутопа-
дающих штоков и бисмалитов. Хотя проблема возможного об-
рушения кровли будет рассмотрена на стр. 151, тем не менее не-
обходимо здесь привести еще несколько замечаний о предпола-
гаемом уровне земной коры, до которого поднялись штоки.

Эти штоки, встречающиеся в тесной ассоциации с геологиче-
ски молодыми эффузивами, значительно приблизились к поверх-
ности, но можно полагать, что и другие штоки поднялись до
небольших глубин. Так, например, допускают, что батолит

¹²⁷ J. E. Richey. *The structural relations of the Mourne granites*, Geol. Soc. London, Quart. Jour., vol. 83, 1928, p. 653 — 688.

¹²⁸ Этот параграф дан в очень кратком виде. Подробнее см. F. F. Grover and R. Balk. *Internal structures in the Boulder batholith*, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 45, 1934, p. 877 — 896.

Баулдер приблизился к поверхности на 600¹²⁹—3000 м¹³⁰; штоки Эронго и Брандберг¹³¹, вероятно, застыли на расстоянии от 450 до 900 м от поверхности. Интрузии шотландской третичной провинции и горы Аскутней в Вермонте находятся в ассоциации с обсидианом и, соответственно, с фельзитовыми дайками, содержащими сферолиты¹³². Батолит Уайт Маунтенс поднимается и пробивает самые молодые формации района. В подтверждение того, что большая часть интрузивных штоков, повидимому, застыла на незначительных глубинах, можно было бы привести много других случаев, например рудоносные порфиры в некоторых западных рудных областях США. Где бы ни находились в этих образованиях первичные структуры течения, они ничем не отличаются от таких же структур в вулканических пробах. Отсутствие в некоторых из них линий течения или шлиров, повидимому, может быть результатом высокого содержания минерализаторов. Там, где развиты пегматиты или миаролитовые полости, изверженные породы редко имеют структуры течения. Такие породы, вероятно, оставались расплавленными до того момента, пока они практически не заняли своего места, и в таких случаях нельзя ожидать появления структур течения. По мнению автора, большинство пород с пойкилитовыми фенокристаллами закончило кристаллизацию на том уровне, где они уже остановились, или вблизи этого уровня¹³³.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВОРОНКООБРАЗНЫХ ИНТРУЗИЙ

Почти все известные воронкообразные интрузии, повидимому, сложены породами среднего состава или габбро; небольшое количество гранитных интрузий имеет малые размеры. При хорошем развитии структур течения они согласны с направлением внешних очертаний и образуют системы более или менее

¹²⁹ J. Barrell. *Geology of the Marysville district, Montana*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 57, 1907, p. 166.

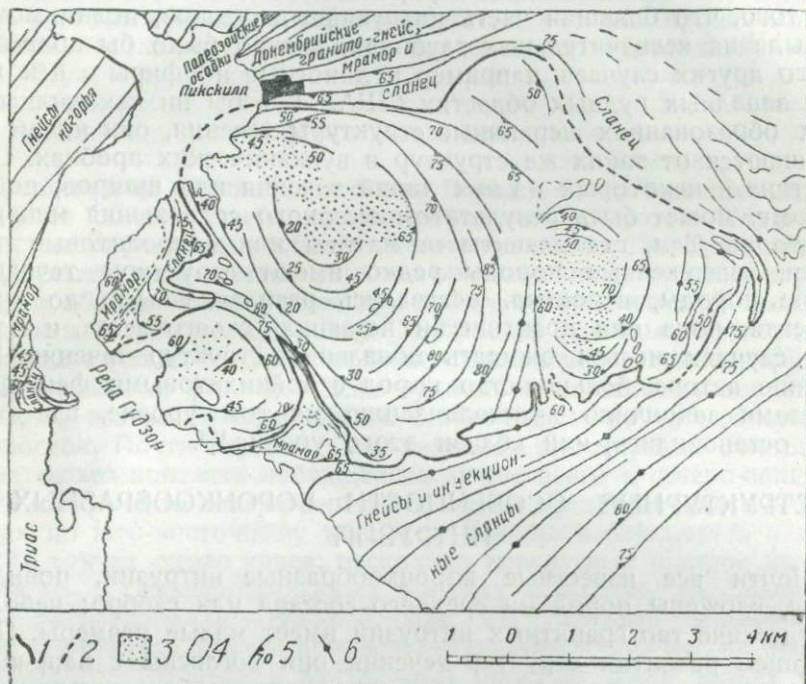
¹³⁰ J. T. Pardee and F. C. Schrader. *Metalliferous deposits of the Greater Helena mining region, Montana*, U. S. Geol. Surv., Bull. 842, 1933, p. 20.

¹³¹ H. Cloos. *Der Erongo*, Beitr. zur geol. Erforsch. d. Deutsch. Schutzgeb., Bd. 17, 1919, S. 194; *Der Brandberg*, Neues Jahrb. für Min., Beil.-Bd. 66, Abt. B., 1931, S. 30.

¹³² Philip Krieger and R. Balk. Статья о расстеклованных сферолит-содержащих дайках горы Аскутней, готовится к печати.

¹³³ Мужду прочим, интересный случай представляет замечательное расположение слоев зерен хромита в кристаллах плагиоклаза в бронзитите Лейденбурга (P. A. Wagner. *The platinum deposits and mines of South Africa*, 1929, p. 117, fig. 14, Oliver and Boyd, Edinburgh. Другой случай, указывающий на поздний рост вкрапленников, отметил Ричи в граните Мурне в Ирландии [J. E. Richey. *The structural relations of the Mourne granites*, Geol. Soc. London, Quart. Jour., vol. 83, 1928, p. 681]. Указывается, что анлитовые шлиры содержат полевошпатовые вкрапленники только в тех точках, в которых их содержат и окружающие граниты. В статье Пирсона и Уотсона, указанных на стр. 108 и 109, рассматриваются возможности позднего роста вкрапленников в магмах.

концентрических воронкообразных оболочек, падающих внутрь. Линейное течение наблюдается редко; в некоторых случаях центральные части могут быть массивными (фиг. 33 и 34). Здесь будут лишь кратко упомянуты отдельные области, так как значительная часть работы в этом отношении была выполнена несколько раньше.



Фиг. 33. Структурная карта ворота Кортленда в северной части штата Нью-Йорк.

Воронкообразная масса распадается на три воронки меньших размеров, ядра которых массивны. 1 — контакт иорита; 2 — то же, скрытый; 3 — массивный иорит; 4 — включения (гнейс, мрамор или сланец); 5 — общее пространство и падение слоистости; 6 — вертикальное падение.

Концентрические слои воронкообразной или сходной синклиальной формы, хотя и различающиеся в деталях и по размерам, характеризуют габбровые тела Бушвельда¹⁸⁴, Куиллинс, Скай¹⁸⁵, Орно около Стокгольма¹⁸⁶, габбро из Мёлл¹⁸⁷, габбро

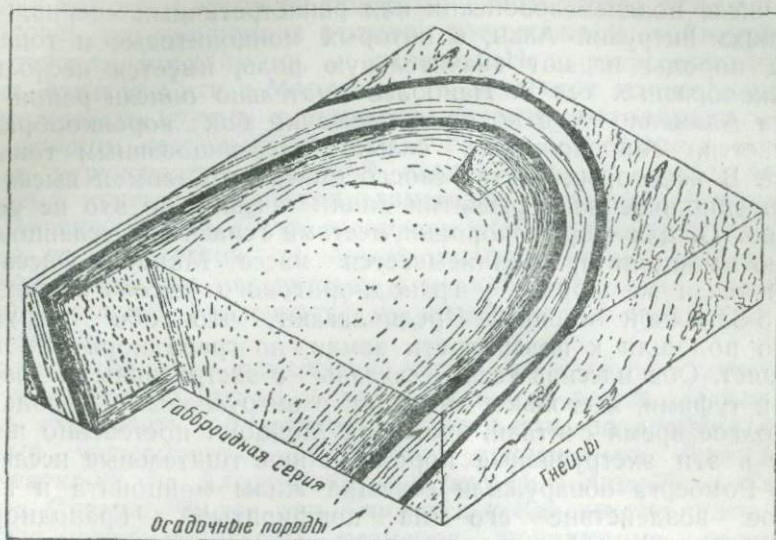
¹⁸⁴ A. L. Hall. *The Bushveld igneous complex*, Geol. Surv. S. Africa, Mem. 28, 1932, 560 pages Pretoria.

¹⁸⁵ A. Harker. *The Tertiary igneous rocks of Skye*, Geol. Survey Scotland Mem., 1904, p. 91—92.

¹⁸⁶ A. Högbom. *Zur Petrographie von Ornö Hufvud*. Univ. Upsala, Geol. Inst., Bull., Bd. 10, 1911, S. 149—196.

¹⁸⁷ E. V. Bailey, C. T. Clough et al. *Tertiary and post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline, and Oban*, Geol. Surv. Scotland, Mem., 1924, p. 156.

Балтиморы¹³⁸, комплекс Сёдбери¹³⁹, дополит Дьюлус¹⁴⁰, габбро Престона в Коннектикуте¹⁴¹, норит Кортленда в Нью-Йорке¹⁴² (табл. 6, фиг. 1), габбровые факолиты в районе Сулительмы в



Фиг. 34. Структурные особенности, характерные для многих габбровых массивов.

Воронка может быть крутой или пологой; в центральной части могут находиться массивные породы („red rock“, граниты, щелочные штоки) или она может быть накрыта осадочными породами. Некоторые габбро заключены в воронковидные слои осадочных пород, залегающих на более древних гнейсах. Появляются ли в этом положении линии течения на боковых поверхностях, еще неизвестно.

Норвегии¹⁴³, габбро Гарца в Германии¹⁴⁴, габбро Адирондака¹⁴⁵ в штате Нью-Йорк и много других.

Даже такие крутопадающие габбро, как Великая Дайка в

¹³⁸ Устное сообщение Э. Клооса.

¹³⁹ A. P. Coleman. *The Sudbury nickel field*, Ont. Bur. Mines, Rept., vol. 14, pt. 3, 1905, 188 pages; *The Sudbury laccolithic sheet*, Jour. Geol., vol. 15, 1907, p. 759—782.

¹⁴⁰ F. F. Groul. *Internal structures of igneous rocks*, Jour. Geol., vol. 26, 1918, p. 443—446.

¹⁴¹ G. F. Loughlin. *The gabbros and associated rocks at Preston, Connecticut*, U. S. Geol. Surv., Bull. 492, 1912, 158 pages.

¹⁴² R. Balk. *Die primäre Struktur des Nordmassivs von Peekskill*, Neues Jahrb. für. Min., Beil.-Bd. 57, Abt. B., 1927, S. 249—303.

¹⁴³ T. Vogt. *Sulitelmafeltets geologi og petrografi*, Norge Geol. Undersøkelse, No. 121, 1927, p. 1—560.

¹⁴⁴ Устное сообщение Г. Клооса.

¹⁴⁵ R. Balk. *Structural geology of the Adirondack anorthosite*, Min. und petr. Mitt., Bd. 41, 1931, S. 341—347.

Родезии¹⁴⁶ или комплекс Стиллоутер в Монтане¹⁴⁷, обнаруживают тенденцию к синклинальному расположению своих слоев. Автор подозревает, что многие габбро Канадского щита тоже обладают синклинальной формой.

В числе позднемезозойских или раннетретичных «периадриатических» интрузий Альп, в которых монцонитовые и тоналитовые породы играют значительную роль, имеется несколько воронкообразных тел¹⁴⁸. Наиболее тщательно описан район тоналита Адамелло¹⁴⁹, в котором лежащий бок воронкообразно опускается, сопровождаясь сильно рассланцованным тоналитом¹⁵⁰. В некоторых местах своего описания Саломон высказывает предположение о развитии линий течения, но это не установлено. Общая форма воронки, местами с сильной рассланцованностью монцонита, приписывается массе Монциони-Фасса¹⁵¹. Почти такая же форма у гранодиоритового штока Эронго¹⁵² в Юго-Западной Африке. Предполагают, что обе интрузии близко подошли к поверхности земли, но гранодиорит Эронго не слоист. Оба массива тесно связаны с экструзивными потоками и туфами, настолько сходными с интрузивными породами, что долгое время считали, что шток Монциони постепенно переходит в эти экструзивные породы. Лишь тщательные исследования Ромберга обнаружили секущие жилы монцонита и контактное воздействие его на порфириды¹⁵³. Гранодиорит Эронго, однако, действительно переходит в предшествовавшие ему эффузивы. Третий массив, сходный с этими двумя по способу интрузии, по форме и внутренней структуре — интрузия кварцевого диорит-порфира Дир-Крик в Вайоминге, кото-

¹⁴⁶ A. E. V. Zealley. *The Great Dyke of norite in Southern Rhodesia, Petrology of the Selukwe region*, Roy. Soc. S. Africa, Tr., vol. 5, 1915, p. 1—24; *The occurrence of platinum in South Africa*, Geol. Surv. S. Africa, Short Rept., vol. 3, 1918.

P. A. Wagner. *The geology of a portion of the Belingwe district of Southern Rhodesia*, Roy. Soc. S. Africa, Tr., vol. 17, 1914.

B. Lightfoot. *Traverses along the Great Dyke of Southern Rhodesia*, Geol. Surv. S. Rhodesia, Short Rept. No. 21, 1927; *Platinum in Southern Rhodesia*, Geol. Surv. S. Rhodesia, Short Rep. No. 19, 1926.

F. E. Keep. *The geology of the chromite and asbestos deposits of the Umvukwe Range, Lomagundi, and Mazoe districts*, Geol. Surv. S. Rhodesia, Bull. 16, 1930.

¹⁴⁷ J. W. Peoples. *Stillwater igneous complex. Montana* (abstract), Geol. Soc. Am., Bull., vol. 42, 1932, p. 73—74.

¹⁴⁸ W. Salomon. *Ueber Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitischkörnigen Massen*, Tscherm. mineral. petr. Mitt., Bd. 17, 1897, S. 1—176.

¹⁴⁹ W. Salomon. *Die Adamellogruppe*, Abh. Geol. Reichsanst., Wien, Bd. 21, Nr. 1, 1908, S. 1—433; Bd. 21, Nr. 2, 1910, S. 435—603.

¹⁵⁰ Op. cit., S. 515—519.

¹⁵¹ M. O. Gordon. *The geological structure of Monzoni and Fassa* Edinburgh Geol. Soc., Tr., special part, 1903, 186 pages.

¹⁵² H. Cloos. *Der Brandberg*, Neues Jahrb. für Min., Beil.-Bd. 66, Abt. B., 1931, S. 27—28.

¹⁵³ J. Romberg. *Geologisch-petrographische Studien im Gebiete von Pre-dazzo*, Teil 1, Sitzungsber. Preuss Akad. Wiss., Berlin, 1902, S. 695—696.

рому приписывается форма лакколита¹⁵⁴. Порфир окружен снизу и вдоль части кровли более ранними базальтовыми потоками. Линейное расположение призм роговой обманки и удлинённых плагиоклазов было измерено и выявило концентрическое погружение к центру. Структуру течения в самом центре нельзя было установить, так как порода слишком разрушена. В этой интрузии слои течения, повидимому, не развиты. Надо упомянуть также гранит Элликот Сити в Мэриленде¹⁵⁵. Хотя этот массив в целом можно назвать крутым жлоподобным или линзообразным телом, дающим несколько крутых, согласно залегающих отпрысков в окружающий слюдяной сланец, тем не менее, линии течения в крутых плоскостях слоистости сходятся в некоторой нижележащей точке. Тело вытянуто в направлении с северо-запада на юго-восток; на северо-западном конце погружение юго-восточное; оно вертикально в центральной части, а вблизи северо-восточной оконечности имеет крутое погружение к северо-западу.

Воронкообразные гранитные тела, повидимому, ограничиваются областями щитов, и даже здесь они редки. Падающая внутрь слоистость, образующая воронку или, по крайней мере, местные чашеобразные структуры, описаны из Лун Лейко в Онтарио¹⁵⁶, из Адирондака в штате Нью-Йорк¹⁵⁷ и Стоко Лейк в Онтарио¹⁵⁸; все они относятся к Канадскому щиту. Отдельные массы небольших размеров, повидимому, являются частями больших гнейсовых интрузивов, которые вызвали пластические движения окружающих пород, так что окружающие сателлиты были выжаты в местные синклинали или в структурные «щели» (просветы — «gaps») между краями более крупных масс складчатых боковых пород. Соответственно линии течения, наблюдающиеся в двух мелких синклиналичных гранитных телах в центральном Адирондаке¹⁵⁹, удерживают постоянные направления, хотя плоскости сланцеватости и образуют полный круг. Линии течения в некоторых габбровых шарообразных массах того же района обнаруживают подобное независимое направление, которое следует направлению общего вытягивания земной коры¹⁶⁰.

¹⁵⁴ J. T. Rouse. *The structure, inclusions, and alteration of the Deel Creek intrusive, Wyoming*. Am. Jour. Sci., vol. 26, 1933, p. 139—146.

¹⁵⁵ E. Cloos. *Structure of the Ellcott City granite, Maryland*, Nat. Acad. Sci., Pt. 19, 1933, p. 130—138.

¹⁵⁶ E. Cloos. *The Loon Lake pluton, Bancroft area, Ontario, Canada*, Jour. Geol., vol. 42, 1934, p. 393—399.

¹⁵⁷ A. F. Buddington. *Granite phacoliths and their contact zones in the northwest Adirondacks*, N. Y. State Mus., Bull. 281, 1929, p. 83, fig. 42.

¹⁵⁸ M. E. Wilson. *The Grenville pre-Cambrian subprovince*, Jour. Geol., vol. 33, 1925, p. 389—407, fig. 2, p. 398.

¹⁵⁹ R. Balk. *Geology of the Newcomb quadrangle*, N. Y. State Mus., Bull. 290, 1932, p. 41—42.

¹⁶⁰ R. Balk. *Structural geology of the Adirondack anorthosite*, Min. Petr. Mitt., Bd. 41, 1931, S. 343.

СИСТЕМЫ ТРЕЩИН

В этой работе особенно подчеркивается связь между трещинами и структурами течения. Хотя относительно трещин в дайках писалось много, однако имеется мало наблюдений, в которых рассматриваются также и структуры течения в пределах дайки.

СИСТЕМЫ ТРЕЩИН В ДАЙКАХ

Трещины, подобные так называемым рубцовым жилам (gash veins) или ступенчатым трещинам отдельности, являются наглядным примером поперечных трещин отдельности, но вряд ли были описаны такие случаи, когда линии течения были бы развиты в том же месте настолько, чтобы можно было определенно доказать эту зависимость. Систематическое исследование, наверно, даст много хороших примеров. В обсидиановых вулканических пробках кратеров Моно, в Калифорнии, хорошо развиты дайки с линейным параллелизмом и поперечными трещинами отдельности (табл. 8; табл. 17, фиг. 2). Потоки и дайки обсидиана и риолита на площади Йеллоустонского парка местами обнаруживают те же отношения.

Некоторые особенности трещин интрузивных пластов будут описаны на стр. 141.

СИСТЕМЫ ТРЕЩИН В МАССИВАХ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Связь между структурами течения и системами трещин является наиболее тесной в массивах со структурой куполов; по этой группе интрузий имеются более детальные работы, чем по какой-либо другой.

В предыдущей части разбор трещин отдельности ограничивался четырьмя типами их: 1) поперечными трещинами отдельности, 2) продольными, 3) диагональными и 4) первичными, полого залегающими. Массивы с первичной структурой купола, выраженной в явлениях течения, обнаруживают, кроме того, очень показательные системы трещин: 1) краевые трещины (и взбросы) и 2) полого лежащие сбросы (плоскости расширения). Как известно, краевые трещины встречаются вдоль крутых контактов, где они помогают плутонической массе подняться. Полого залегающие сбросы завершают некоторое боковое (горизонтальное) расширение интрузий. Они, повидимому, встречаются преимущественно в массивах, заканчивающихся плоскими вершинами, но находятся также и вдоль крутых контактов.

Эти две системы могут быть предварительно отнесены к плоскостям первичного расширения.

Как было указано (стр. 40), поперечные трещины отдельности располагаются перпендикулярно линиям течения. Если эти линии образуют свод или купол, то сопряженные с ними поперечные трещины отдельности размещаются в виде веерообразной системы (см. фиг. 26 и 27). Вершина свода структуры течения обычно совпадает с вершиной веера трещин отдельности, но часто последний развернут меньше, чем это соответствовало бы погружению линий течения или углам падения слоев течения (фиг. 36); веер трещин отдельности захватывает более крупные массы пород и может даже распространяться на некоторые расстояния в боковые породы. В Штреленском массиве,¹ со структурной осью, ориентированной меридионально, и с симметричным наклоном линий течения, поперечные трещины отдельности простираются меридионально и падают на западной стороне на восток, а на восточной стороне дуги — на запад, перпендикулярно погружению линий течения (см. фиг. 26 и 27). Характерно, что ни на изгиб линий течения, ни на разворот веера трещин отдельности не оказывают действия многочисленные включения боковых пород, находящиеся внутри изверженной массы (стр. 97—98). Столь же правильным является веер трещин отдельности в южной половине этого массива, где по соседству с Фридебергом гранит является единственной породой.² Однако линии течения здесь трудно различимы и порода фактически является массивной.

Так много описано³ других вееров трещин отдельности, что специальное описание не представляется необходимым.

Поперечные трещины отдельности распределяются в общем более равномерно и значительно легче распознаются в поле, чем линии течения. В обнажениях, где последние могут быть невидимы, направление наибольшего вытягивания может быть, однако, установлено (если только линии течения можно видеть не слишком далеко от связанных с ними поперечных трещин отдельности): оно перпендикулярно к плоскостям поперечных трещин отдельности. Обыкновенно дуги линий течения видны только по краям массы, однако на карте, где нанесены прости-

1 E. Cloos. *Tektonik des Granits von Gorkau*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 89, 1924, S. 100—102.

2 F. K. Drescher. *Zur Tektonik der Intrusivmasse von Friedeberg in Schlesien*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 96, 1924, Taf. 2.

3 H. Stenzel. *Tektonik der Lausitzer Granitmassivs*, Preuss. Geol. Landesanst., Abh., N. F., Bd. 96, 1924, S. 38—41, Fig. 18.

H. Cloos et al. *Die Plutone des Passauer Waldes*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1927, S. 22, 23, 53, 64, 105, 128—130, 161, 163, 176.

S. von Bubnoff. *Der Werdegang einer Eruptionmasse*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1928, S. 142, 155, 157, 161, 165—170, 172—174. Taf. 4.

H. Cloos. *Das Riesengebirge*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1925, S. 65—74, 79—84, 90, 99—104, 123—129.

рания и падения поперечных трещин отдельности, можно построить изгиб этой дуги и через апикальные части массы. Так же и там, где не развиты линии течения, как, например, в граните Исполиновых гор (см. фиг. 20 и 21), постоянство простирания единой системы трещин растяжения часто является ценным указанием при определении направлений наибольшего сжатия земной коры.

ТРЕЩИНЫ РАСТЯЖЕНИЯ В ИСПОЛИНОВЫХ ГОРАХ

В Исполиновых горах структурный веер трещин растяжения обнаруживает интересные особенности. Северо-северо-восточные трещины секут оси двух шпировых куполов (см. фиг. 21), простираясь параллельно оси северо-восточного купола, но под прямым углом к оси южного купола. В обоих куполах, однако, трещины растяжения образуют вееры, причем северо-западный склон северо-восточного веера расщеплен теми же дайками (и трещинами отдельности), что и восточный склон южного веера (см. фиг. 20). Там, где шпировые куполы образуют склоны от гребня, трещины отдельности наиболее многочисленны и расположены близко друг к другу. Здесь они были широко зачищены, как это видно по многочисленным дайкам в них. Относительное положение обоих куполов является причиной обратного падения этих трещин. Там, где они пересекают западный склон северо-западный склон шпирового купола, они падают на восток, но где трещины вступают на восточный склон южного купола, там они падают на запад. Эта интересная особенность рассматривается (подробно в) работе Ганса Клаоса.

ОТНОШЕНИЯ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

МЕЖДУ КУПОЛАМИ СТРУКТУР ТЕЧЕНИЯ И ВЕЕРАМИ ПОПЕРЕЧНЫХ ТРЕЩИН ОТДЕЛЬНОСТИ

Как указывалось в одной из предыдущих глав (стр. 106), некоторые куполы плоскостных структур течения имеют меньшие размеры и более сложный рисунок изменения простирания, чем связанная с ними сводовая структура линий течения. В развитии массивов можно различать две стадии.

Картина структуры «второй стадии» нуждается в дополнении. Образование куполов, или сводов на этой стадии не только воспроизводится линиями течения, но и веерной системой сопряженных поперечных трещин отдельности. В каждом отдельном обнажении эти трещины координированы с линейной структурой подобно тому, как спицы с ободом в колесе. Этот веер поперечных трещин отдельности (или трещин растяжения) редко заканчивается у контактных плоскостей какого-либо крупного массива, но захватывает и части прилегающих боковых пород, что является хорошим указанием на то, что сами боковые породы растягивались и удлинялись во время второй динамической стадии (фиг. 36). Впервые это было замечено в граните

⁴ H. Cloos, *Das Riesengebirge*, Berlin, Gebr. Borntraeger 1925, S. 80—86

Исполиновых гор, и читатель может обратиться к описанию Клооса, где имеется подробное всестороннее рассмотрение этой проблемы.⁵ В Пассауском лесу два больших массива, Зальденбургский и Хауценбергский, контролируют не только направление и погружение линий течения, но и падение трещин растяжения в более мелких ответвлениях и в интрузивных пластах гранита между ними.⁶ Поперечные трещины отдельности в обособленных гранитных массах, динамически принадлежащих куполу Штрелей в Силезии, сохраняют нормальные отношения к местным линиям течения в каждом карьере; нет указаний на то, что на их протяжение или падение каким-то образом влияет близость масс боковых пород.⁷ Поперечные трещины отдельности в Сноубанк Лейк, в Миннесоте, не ограничиваются изверженными породами но протягиваются более чем на 300 м в боковые породы.⁸ Веер поперечных трещин отдельности, развивавшийся в гранодиорите Сиерра-Невады, захватывает отчасти боковые породы, местами до 3 км.⁹

Распространение вееров трещин отдельности в боковые породы служит хорошим доказательством того, что широкая зона этих пород также растягивалась в том же направлении, как и каждый прилегающий массив. Вееры трещин отдельности могут и не развиваться вне интрузивных масс, если боковая порода была сильно трещиноватой до интрузии. В таких случаях, как полагают, растяжение боковых пород компенсировалось уже существовавшим соответственно ориентированным трещинам.

МЕСТНЫЕ ПОПЕРЕЧНЫЕ ТРЕЩИНЫ ОТДЕЛЬНОСТИ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ТРЕЩИНЫ РАСТЯЖЕНИЯ

Многие интрузивные циклы начинаются с небольших отдельных интрузий, за которыми следуют более крупные массы. Направление наибольшего местного удлинения, отмеченное более ранними массами, может и не совпадать с теми, которые управляли течением и трещиноватостью более крупных интрузий. В таких районах обычно можно видеть как местные поперечные трещины отдельности, так и региональную систему, природу которых нужно устанавливать путем тщательного изучения в поле. Местные поперечные трещины отдельности перпендикулярны линиям течения, тогда как региональная система мо-

⁵ H. Cloos. Op. cit., S. 105—110, 123—126.

⁶ H. Cloos et al. Op. cit., S. 8, 9, 16—19, 106, 107, 130, 131, 160—163, 176.

⁷ H. Cloos, *Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge*, Braunschweig, Sammlung Vieweg, Nr. 57, 1921, S. 13, 14; Profil, S. 16.

⁸ E. Cloos, *Tektonik des Granites von Gorkau*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F. Bd. 89, 1922, S. 94, Fig. 29, S. 99, 101, 102.

⁹ H. Cloos, *Das Riesengebirge*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1925, S. 132—133.

⁸ R. Balk and F. F. Groat, *Structural study of the Snowbank stock*, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 45, 1934, p. 631—636.

⁹ Устное сообщение Э. Клооса.

жет пересекать другие трещины под любым углом, и хотя последняя система может быть постоянной по простиранию и падению на широких площадях, все же местные поперечные трещины отдельности часто будут меняться совместно с рисунком местных линий течения. Из этой особенности развития региональных трещин можно сделать заключение, что в продолжение более поздних стадий весь участок земной коры, включая как более древние, так и более молодые члены интрузивного цикла, растягивался и удлинялся в одинаковых направлениях. Местные поперечные трещины отдельности, вероятно, будут заменены более поздними региональными системами только в том случае, если их направления значительно расходятся; если же древняя система подходяще ориентирована, то новая региональная система не найдет себе выражения. Несколько примеров могут иллюстрировать эти отношения.

В Пассауском лесу в Баварии поперечные трещины отдельности координируются с линиями течения в каждой линзообразной диоритовой интрузии (стр. 111), и там, где линии течения на небольшом расстоянии меняют направление (внутри отдельных тел), то же самое делают и поперечные трещины отдельности¹⁰. Однако в том же районе трещины регионального растяжения обладают постоянным северным направлением с небольшим отклонением к северо-северо-востоку. Поскольку это направление перпендикулярно линиям течения последней и самой крупной интрузии гранита этого района, постольку представляется, что не только в этих интрузиях отдельность появилась таким путем, но что и некоторые более ранние интрузивные тела также подверглись этому общему растяжению горных пород. Включающие массы древних докембрийских гнейсов не обнаруживают ни той, ни другой системы трещин, но их трещины идут по чрезвычайно неправильным направлениям (вероятно, унаследованы от предыдущих орогенических процессов). Можно допустить, что эти более ранние трещины заменяют поздние трещины растяжения, так как среди них значительное число обладает близкими направлениями.

В Сьерра-Неваде (Йосемитский округ) система трещин, идущих с северо-востока на юго-запад, вытянута от западного контакта к восточной части хребта на протяжении 320 км по его длине. Там, где местные поперечные трещины отдельности образуют веер, как это было описано на стр. 89, эти региональные трещины располагаются приблизительно перпендикулярно к общей оси хребта и могут рассматриваться как выражение продольного растяжения всей массы, вне зависимости от местных направлений линейного течения¹¹.

Адирондакские горы в штате Нью-Йорк дают многочисленные примеры отклонений местных и региональных трещин растяжения. Большая масса анортозита в центре района рассматривается как крупная линза, опрокинутая к северо-северо-востоку и интродуцированная с этой стороны наискось кверху в юго-юго-западном направлении. Как анортозит, так и

¹⁰ H. Cloos et al. *Die Plutone des Passauer Waldes*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1927, S. 104, 105.

¹¹ В действительности имеем более сложные отношения, но без ряда карт и поперечных разрезов невозможно обсуждение этого вопроса подробнее. В своей новой работе [*Structural history of the fracture systems at Grass Valley, California*, Econ. Geol., vol. 29, 1934, p. 39—54], W. D. Johnston и E. Cloos рассматривают эти трещины в большом северном останце Грасс Вэлли. Они здесь объясняются как следствие регионального бокового давления, связанного с нагряженными вверх усилиями в земной коре при внедрении сплошных интрузивных масс.

оключающие докембрийские слениты и мигматитовые гнейсы разбиты трещинами отдельности преобладающей северо-северо-восточной системы, независимой от границ горных пород. Эти трещины рассматривают как систему региональных трещин растяжения, возникшую при сжатии земной коры с северо-северо-востока на юго-юго-запад, вызванном интрузией анортозита и окружающих плутонических масс. Такая система налагается на местные поперечные трещины различных направлений, которые все перпендикулярны местным линиям течения. Обе системы совпадают только на юге центральной части Адирондака, потому что здесь линии течения во всех породах вытягиваются с запада-северо-запада на восток-юго-восток¹².

КРАЕВЫЕ ТРЕЩИНЫ И ВЗБРОСЫ

Крутопадающие края некоторых крупных интрузий сопровождаются системами жил аплитов, пегматитов, кварцевых жил и пустых трещин, которые падают внутрь изверженной массы под углами от 20 до 45°. Эти краевые трещины представляют большой научный и практический интерес. Они или старше, или одного возраста с другими трещинами. Хотя их симметричное расположение по отношению к вершине интрузивных масс указывает, что они, как и поперечные трещины отдельности, вызваны куполообразным или сводообразным расширением, однако лучше их рассматривать как самостоятельную группу. В краевых зонах, где структуры течения вертикальны, такие трещины имеют ясные углы падения, в то время как настоящие поперечные трещины отдельности должны были бы располагаться горизонтально.

Если бы местные течения следовали точно тому же направлению, т. е. вертикально вверх от первой до последней стадии интрузии, то эти трещины, без сомнения, располагались бы горизонтально. Чтобы оценить их расхождение, нужно принять во внимание следующие факты.

Экспериментами Клооса и Риделя¹³ с влажной глиной доказано, что если масса движется вдоль относительно устойчивого препятствия, то зона, ближайшая к задерживающей движению границе, скоро переполняется трещинами, расположенными перпендикулярно линиям максимального местного вытягивания (фиг. 35). Это направление можно легко определить, если по-

¹² R. Balk. *Structural geology of the Adirondack anorthosite*, Min. Petr. Mitt., Bd. 41, 1931, p. 413—419, pl. 12; *Geology of the Newcomb quadrangle*, N. Y. State Mus., Bull. 290, 1932, p. 59—61.

¹³ H. Cloos. *Experimente zur inneren Tektonik*, Centralbl. f. Min., Abt. B, 1928, S. 609—621; *Zur Mechanik der Randzonen von Gletschern, Schollen und Plutonen*, Geol. Rundschau, Bd. 20, 1929, S. 66—75; *Zur experimentellen Tektonik*, Geol. Rundschau, Bd. 21, 1930, S. 353—367; *Bau und Bewegungen der Gebirge in Nordamerika, Skandinavien und Mitteleuropa*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1928, S. 271—277.

E. Cloos. *Feather joints as indicators of the direction of movements on faults, thrusts, joints; and magmatic contacts*, Nat. Acad. Sci., Pr., vol. 18, No. 5, 1932, p. 387—395.

W. Riedel. *Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen*, Centralbl. f. Min., Abt. B, 1929, S. 354—368.

верхность движущейся массы была отмечена линиями, перпендикулярными общему течению (дугообразные линии на фиг. 35). Если употребляемый материал сравнительно легко подвижен, то эти краевые трещины следуют близко устойчивому краю в виде резкого изгиба (фиг. 35, А); однако, чем прочнее материал, тем слабее изгиб — зоны напряжения (между пунктирными линиями) становятся шире (фиг. 35, В и С). Здесь первыми образуются трещины растяжения, так как масса более сильно удлинняется именно в этих узких зонах, чем в каких-либо других местах. Таким образом, направление трещин располагается вверх по течению, сопровождая динамический контакт. В природе все эти последовательные стадии оставляют следы на горной породе. Крутопадающие слои и линии течения представляют собой ранние стадии; краевые трещины падают полого внутрь интрузивов потому, что они образовались несколько позднее, т. е. магма затвердела ко времени их образования. Там, где линии течения погружаются более полого, чем слои течения, они указывают на такое же возрастание прочности после формирования слоев течения. Широкий веер поперечных трещин отдельности (или трещин растяжения) накладывается вообще на все другие элементы, что указывает на легкое изгибание или образование свода в очень прочном материале. На фиг. 36 в виде диаграммы представлена картина этих соотношений. Обычно краевые трещины заполнены аплитом, пегматитом и кварцевыми жилами. Таким образом возникают краевые зоны, в которых эти дайки сопровождают контактные зоны массивов. Все эти дайки падают внутрь интрузива. Взаимная зависимость между изогнутыми сводами структур течения, зияющими поперечными трещинами отдельности и системой краевых дайк была впервые описана для Исполиновых гор в Силезии.¹⁴ Отмечено также, что это расположение трещин растяжения по отношению к движению магмы напоминает расположение краевых трещин в ледниках по отношению их к движению льда.¹⁵ Математическая сторона вопроса и геометрический порядок этих трещин были рассмотрены Лагалли,¹⁶ который указал, что эти трещины обладают тенденцией проявляться в зонах, состоящих из большого числа отдельных разломов потому, что точки равног растягивания боковой силой не совпадают с плоскостями.¹⁷

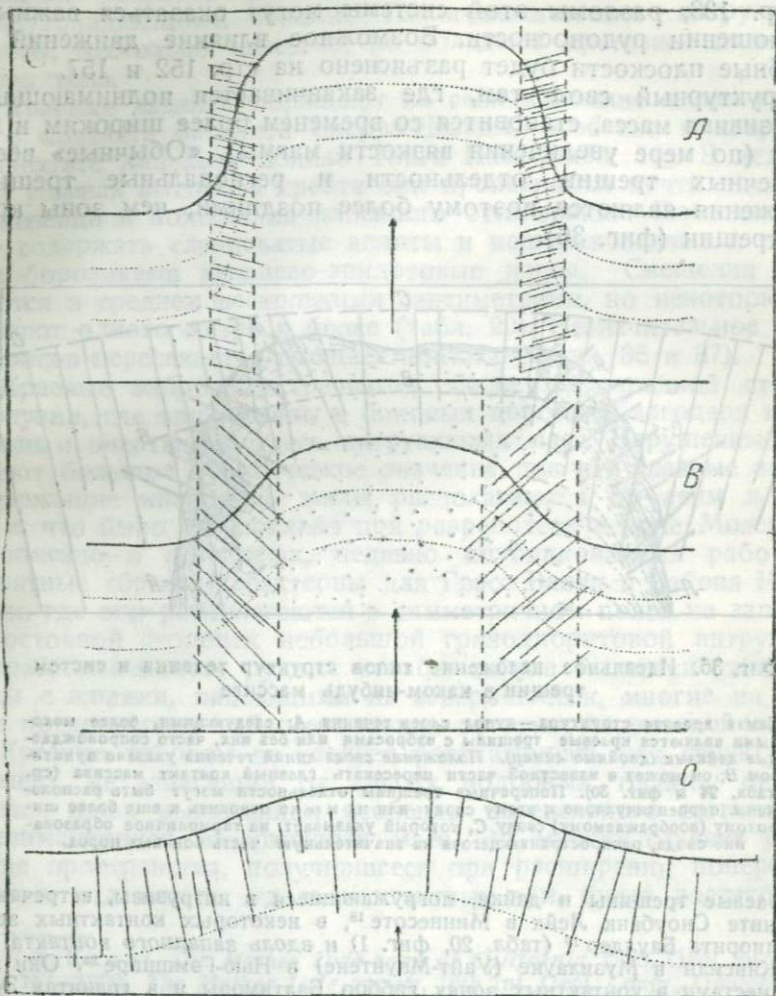
Зоны краевых трещин имеют огромное значение при оценке сил, действующих во время затвердевания многих интрузивных масс. Даже там, где порода лишена структуры, краевые дайки и взбросы должны рассматриваться как доказательство силь-

¹⁴ H. Cloos. *Das Riesengebirge*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1925, S. 54 — 60, 67 — 70, 84, Taf. 2, 3.

¹⁵ H. Cloos. *Op. cit.*, S. 56, 57; *Zur Mechanik der Randzonen von Gletschern, Schollen und Plutonen*, Geol. Rundschau, Bd. 20, 1929, S. 66—75.

¹⁶ M. Lagally. *Versuch einer Theorie der Spaltenbildung in Gletschern*, Z. Gletscherk., Bd. 17, 1929, S. 285—301.

¹⁷ *Op. cit.* S. 294, 295

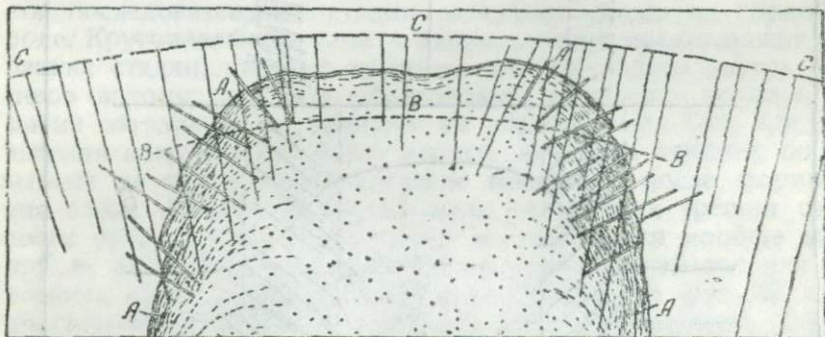


Фиг. 35. Изгибание слабого и прочного материала и сопровождающее его развитие краевых трещин или вееров трещины отдельности.

В случае *A* слабое по прочности вещество выгибается в направлении, указанном стрелкой, между неподвижными стенками слева и справа. Зоны интенсивного вытягивания (между пунктирными линиями) относительно узкие, как это видно по изгибам трех линий. При подходящих условиях внутри этих зон открываются трещины, растяжения приблизительно перпендикулярно к линиям местного удлинения. В природе краевые трещины вблизи интрузивных контактов обязаны своим происхождением подобному вытягиванию магмы. В случае *B* материал прочнее, чем в случае *A*. Зона изгиба шире; удлинение на единицу площади менее интенсивно. Внутри краевой зоны трещины распределены не более широко расстояния друг от друга и падают круче. В случае *C* изгибается прочное вещество. Пропадают зоны изгиба и образуется непрерывный симметричный свод. Трещины расположены широким веером. Вееры трещин растяжения в массивах образуются, как полагают, при подобных же условиях; следовательно, они круче, чем краевые трещины, и распространяются от одного конца массива к другому. Ср. фиг. 36.

ного движения плутонической массы вверх. Как будет указано на стр. 133, разломы этой системы могут оказаться важными в отношении рудоносности. Возможное влияние движений на подобные плоскости будет разъяснено на стр. 152 и 157.

Структурный свод там, где заканчивается поднимающаяся интрузивная масса, становится со временем более широким и пологим (по мере увеличения вязкости магмы). «Обычные» вееры поперечных трещин отдельности и региональные трещины растяжения являются поэтому более поздними, чем зоны краевых трещин (фиг. 36).



Фиг. 36. Идеальное наложение типов структур течения и систем трещин в каком-нибудь массиве

Самая древняя структура — купол слоев течения А; следующими, более молодыми являются краевые трещины с взбросами или без них, часто сопровождаемые дайками (двойные линии). Положение свода линий течения указано пунктиром В; он может в известной части пересекать главный контакт массива (ср. табл. 24 и фиг. 30). Поперечные трещины отдельности могут быть расположены перпендикулярно к этому своду или же можно отнести к еще более широкому (воображаемому) своду С, который указывает на гармоничное образование свода, распространяющегося на значительную часть боковых пород.

Краевые трещины и дайки, погружающиеся в интрузивы, встречаются в сиените Сноубанк Лейк в Миннесоте¹⁸, в некоторых контактных зонах гранодиорита Баулдер¹⁹ (табл. 20, фиг. 1) и вдоль западного контакта гранита Кинсман в Музлауке (Уайт-Маунтене) в Нью-Гэмпшире²⁰. Они развиты местами в контактных зонах габбро Балтимора и в гранитах Элликот Сити в Мэриленде²¹. Краевая система дайк в граните Исполиновых гор уже нами отмечалась.

Во многих интрузивных телах краевые трещины тесно связаны с надвигами. В таких случаях трещины или дайки являются плоскостями взбросов, причем края интрузивных масс вытяги-

¹⁸ R. Balk and F. F. Grout. *Structural study of the Snowbank stock*. Geol. Soc. Am., Bull., vol. 45, No. 2, 1934, p. 631.

¹⁹ F. F. Grout and R. Balk. *Internal structures in the Boulder batholith*, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 45, No. 2, 1934, p. 886.

²⁰ Неопубликованные полевые заметки автора 1933 г.

²¹ E. Cloos. *Structure of the Ellicott City granite, Maryland*, Nat. Acad. Sci., Pr., vol. 19, 1933, p. 137.

ваются вверх при образовании взбросов (см. фиг. 36). Зоны краевых взбросов развиты лучше всего вдоль краев масс с крутопадающими боками. Пологосалагающие интрузивные пласты, насколько известно, не обладают краевыми надвигами этого типа.

Краевые надвиги обращают на себя внимание вдоль восточного контакта батолита Сиерра-Невады, особенно в кварцевом монцитоните Хаф-Дом вблизи Тиога Пасс (табл. 18). В ледниковых уступах высокого хребта они проявляются почти в каждом обнажении и похожи на плоскости отслаивания. Последние могут содержать сланцеватые аплиты и исштрихованные и покрытые бороздками кварцево-эпидотовые жилы. Смещения измеряются в среднем несколькими сантиметрами, но некоторые достигают одного метра и более (табл. 20). Незначительное число взбросов пересекает и смещает контакты (фиг. 36 и 37).

Краевые взбросы встречаются также на западной стороне интрузии, где они обычны в боковых породах благодаря неправильным очертаниям здесь интрузивных масс. Нарушенные зоны имеют большое практическое значение, так как главные золото-содержащие кварцевые жилы располагаются по этим плоскостям, что было установлено при разработках в зоне Мозер Лод и описано в некоторых, недавно опубликованных работах.²² Обратные сбросы характерны для Грасс Вэлли и района Невада Сити, где они располагаются в симметричном поясе на западной и восточной сторонах небольшой гранодиоритовой интрузии.²³ Разрабатывающиеся рудные столбы округа Аллегани также связаны с жилами, падающими на северо-восток, многие из которых представляют взбросы с запада от гранодиоритовой массы.²⁴

Краевые взбросы не следует рассматривать как структурный элемент, не зависящий от других подобных трещин; они являются лишь выражением особенно интенсивного вытягивания поднимающихся изверженных масс. Во многих случаях увеличение пространства, получившееся при расширении поперечных трещин отдельности вдоль контактных зон, будет достаточным,

²² A. Knopf. *The Mother Lode zone of California*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 157, 1929; *The Mother Lode system*, 16th Int. Geol. Congr., Guidebook 16, 1933, p. 52—58, fig. 8, 9, 10.

²³ E. C. Cloos. *Mother Lode and Sierra Nevada batholith*, Jour. Geol., vol. 43, 1935, p. 225—249; *Feather joints as indicators of the direction of movements on faults, thrusts, joints and magmatic contacts*, Nat. Acad. Sci., Pr., vol. 19, No. 5, 1932, p. 392—394; *Structural survey of the granodiorite south of Marysosa, California*, Am. Jour. Sci., vol. 23, 1932, p. 301—302; *Structure of the Sierra Nevada batholith*, 16th Int. Geol. Cong., Guidebook No. 16, 1933, p. 43.

²⁴ W. D. Johnston Jr. and E. C. Cloos. *Structural history of the fracture systems at Grass Valley, California*, Econ. Geol., vol. 29, 1934, p. 39—54.

W. Lindgren. *The gold-quartz veins of Nevada City and Grass Valley districts, California*, U. S. Geol. Surv., 17th Ann. Rept., pt. 2, 1896, 262 pages; *Nevada City special folio*, No. 29, U. S. Geol. Surv., 1896.

²⁵ H. G. Ferguson and R. W. Gannett. *Gold-quartz veins of the Alleghany district, California*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 172, 1892, p. 33—38, pl. 10.

чтобы обеспечить это движение. Повидимому, краевые взбросы образуются тогда, когда интрузивная масса поднимается во время фазы раздробления выше, чем могут быть подняты растягиванием боковые породы. Это также объясняет, почему краевые взбросы встречаются только в некоторых разрезах одной и той же массы; они, вероятно, представляют районы, где вытягивание вверх было более интенсивным, чем в других местах. Там, где вытягивание масс менее интенсивно, для восстановления окончательного соотношения достаточно было появления внутрь падающих трещин отдельности и дайка без смещения (обычных краевых трещин отдельности).

«Конические слои» третичной изверженной провинции Шотландии являются полными эквивалентами краевых трещин отдельности.²⁵ В виде воронкообразных поверхностей они окружают малые штоки с крутыми боками, принадлежащие различным центрам извержения. Вертикальное вытягивание, обязанное своим происхождением раскрытию конических слоев, в которые проникала магма (внешние конические слои второго центра Арднамерчана),²⁶ достигает в одном случае 1200 м. Автор полагает, что многие хорошо обнаженные штоки будут окружены такой же системой воронкообразных трещин с дайками или без них, со взбросами или без взбросов, целиком зависимой от интенсивности движения вверх.

Подобные трещины наблюдались в Вермонте и Нью-Гэмпшире. Гранитные тела Барре в Вермонте пересечены огромными трещинами, падающими внутрь каждой массы.²⁷ Некоторые из этих трещин выполнены аплитами и выхватами кварцевыми жилами. В одном карьере было отмечено максимальное смещение 2,7 м, но ни в одном случае не наблюдалось смещения контакта (табл. 19, фиг. 1; табл. 21; табл. 22, фиг. 2; табл. 23, фиг. 1). Аналогичные взбросы встречаются и далее на север, в районе каменоломни Вудбери. В обоих районах взбросов больше вдоль северо-западного контакта, чем вдоль юго-восточного, что указывает на то, что эти движения в известной степени относились к возникновению региональных взбросов в центральном и северном Вермонте.

Исследования западных гор Уайт Маунтенс вскрыли краевые взбросы с наибольшими местными надвигами в филлитах и сланцах вдоль западного контакта гранита Кинсман. Эти наблюдения были сделаны в большом ущелье с непрерывными обнажениями на западном склоне горы Музидауке в Нью-Гэмпшире. Граница гранитного тела простирается меридионально и падает почти вертикально. Трещины падают приблизительно под углом 45° на восток, и многие из них сопровождаются пегматитом. Если бы не отсутствие этих опорных слоев то можно было бы увидеть размеры смещения.

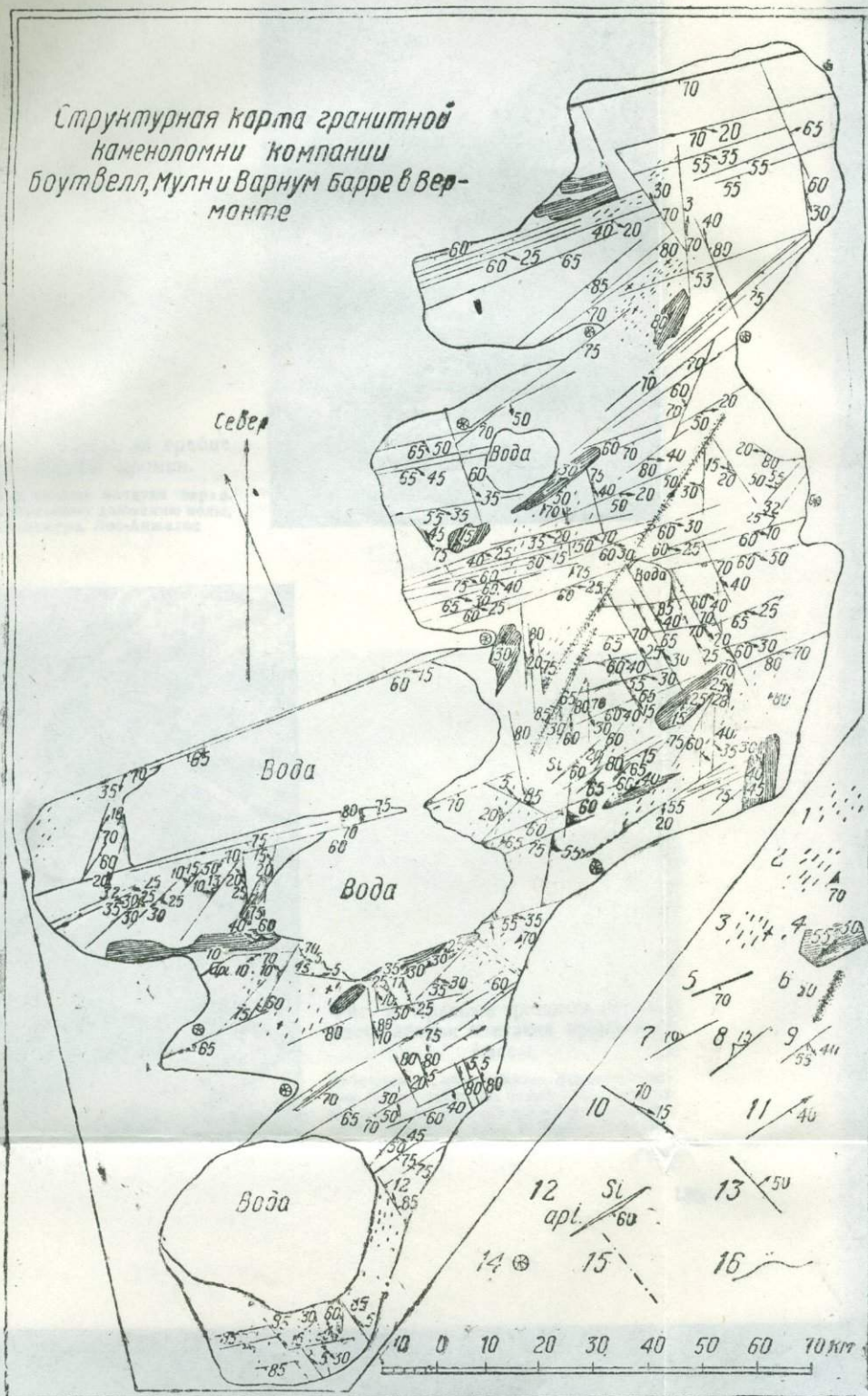
²⁵ J. E. Richey and H. H. Thomas. *The geology of Ardnamurchan Northwest Mull. and Coll.*, Geol. Surv. Scotland, Mem., 1930.

²⁶ E. M. Anderson. О происхождении конических слоев и механике разрывов, возникающих при этом, в работе E. B. Bailey et al. *Tertiary and post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline, and Oban*, Geol. Surv. Scotland, Mem. 1924, p. II, 12.

²⁷ J. E. Richey and H. H. Thomas. Op. cit., p. 178.

²⁸ R. Balk. *A contribution to the structural relations of the granitic intrusions of Bethel, Barre, and Woodbury, Vermont*, Vt. State Geol. Minn. Rept., vol. 15, 1926, p. 63, 67, 91, fig. 6.

Структурная карта гранитной
каменоломни компании
Боувелл, Мулли и Варнум барре в Вер-
монте



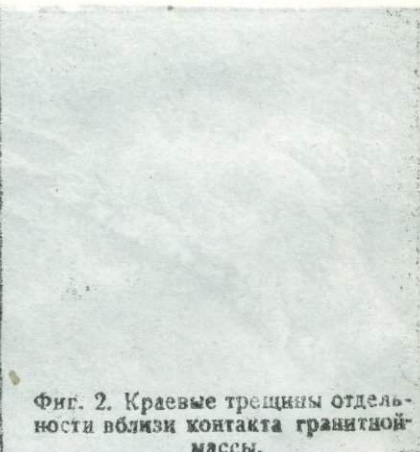
Гранитная масса круто падает на юго-восток, но контакт находится вне каменоломни. Гранит секут продольные и краевые трещины отдельности; некоторые из них обнаруживают взбросы на северо-западе.

1—параллелизм на пологих плоскостях, линейный или плоскостной; 2—слабая плоскостная слоистость, угол падения 70° на юго-восток; 3—то же, вертикальная; 4—включение черного филлита; пласты падают под углом 55° к северо-западу; линейный параллелизм погружается на 30° к северо-северо-востоку; 5—о-новная дайка, угол падения; 6—вертикальный сброс; погружение штриховатости северо-северо-восточнее 50° ; 7—трещины отдельности с углом падения; 8—пологие трещины отдельности (30° и меньше); 9—трещины отдельности со штриховкой, погружение юго-восточнее 40° ; трещины отдельности с простиранием на восток-северо-восток обычно являются взбросами (краевые взбросы); 10—показано относительное движение между висаями и лежащими боками; 11—вертикальные трещины отдельности погружение штрихов северо-восточнее 40° ; 12—Sl—кирцевая жила, apl—аплит; 13—падение трещины отдельности и наклон штрихов совпадают; 14—бутовые вышки; 15—торцовые плоскости; 16—границы каменоломни.



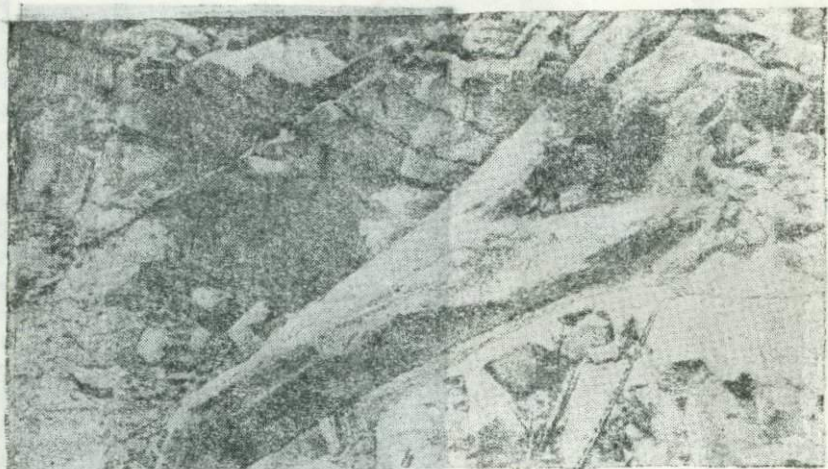
Фиг. 1. Линии течения на гребне у волноприбойной кромки.

Полосы воды и частиц воздуха параллельны поступательному движению воды.
Фото К. Накамура, Лос-Анжелос



Фиг. 2. Краевые трещины отдельности вблизи контакта гранитной массы.

Вебстервилл, вблизи Барре, Вермонт. Частые резкие трещины отдельности падают вправо. Контакт (черный филлит) виден слева вверху (ср. табл. 23, фиг. 1, стр. 134).



Фиг. 1. Краевые взбросы вблизи контакта гранита.

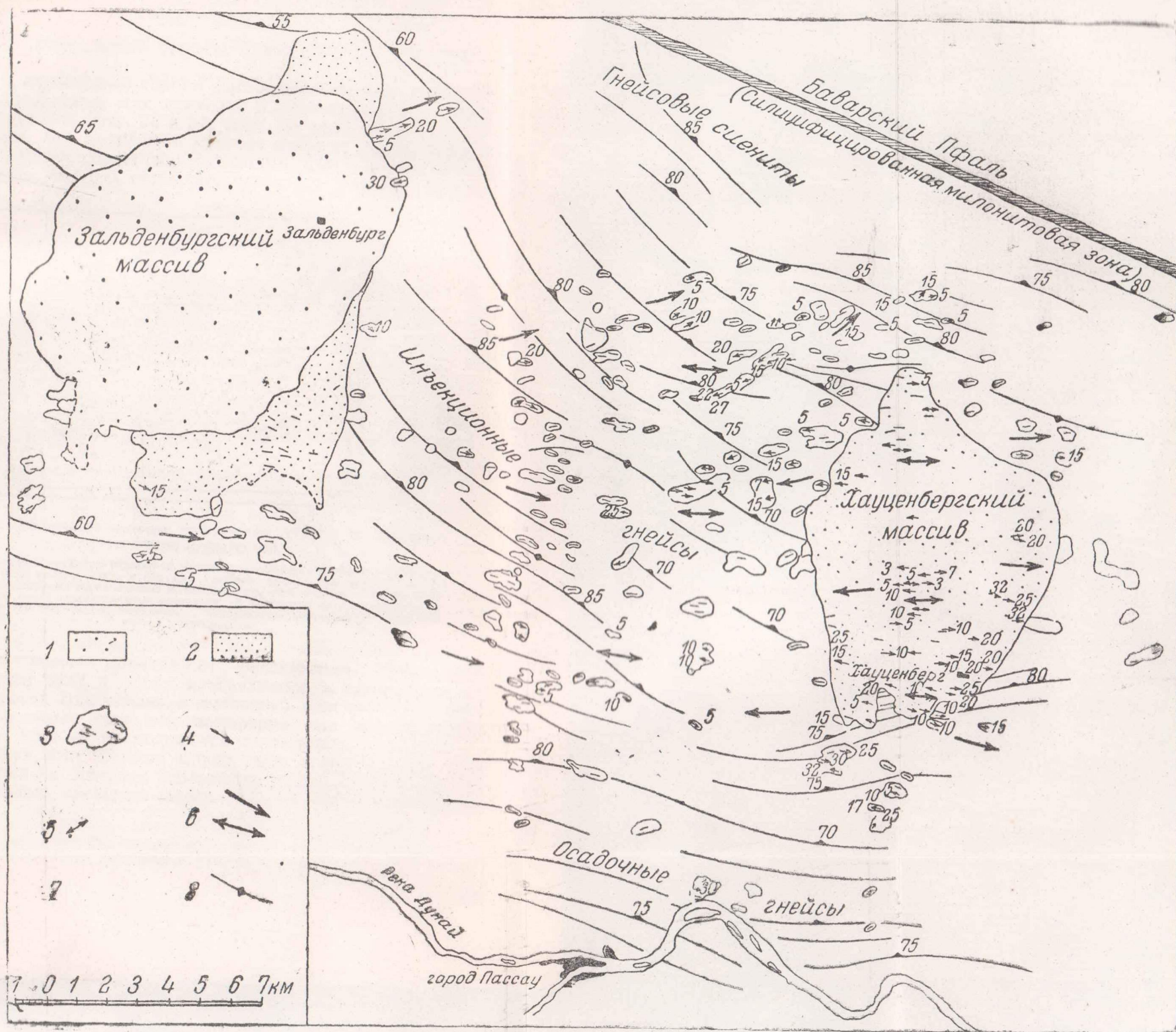
Западный контакт того же гранита, восточный контакт которого представлен на табл. Фиг. 2, Вебстервилл вблизи Барре, Вермонт. Контакт находится правее в 182 м. ПЛОСКОСТИ ПАДАЮТ НАИКОСЬ ВЛЕВО; СМЕЩЕНИЯ ДО 2,7 м (стр. 134)



Фиг. 2. Пологий нормальный сброс в Баулерском гранодиорите.

6,4 км на восток от Бьюит в Монтане. Сброс полого падает направо и сближает аллювию дельты на 76 м (стр. 134)

Таблица 24. СТРУКТУРНАЯ КАРТА НЕСОГЛАСНОЙ ИНТРУЗИИ НА СЕВЕРЕ ОТ ПАССАУ В БАВАРИИ



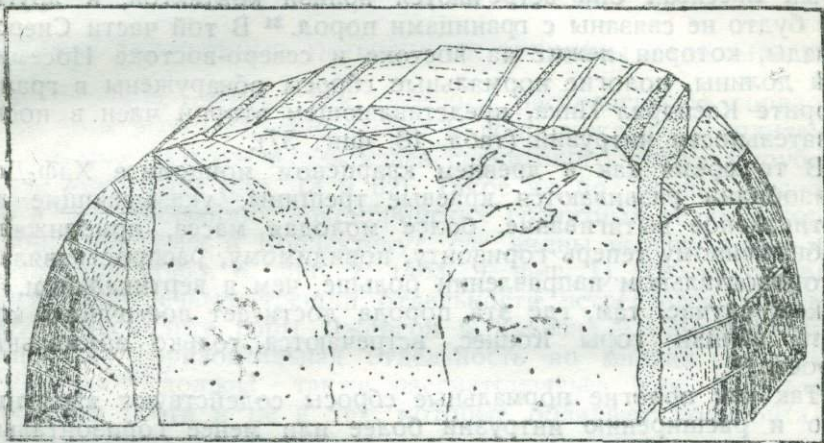
По Гансу Клоусу („Die Plutone des Passauer Waldes“, Berlin, „Gebr. Borntraeger“). Линии течения в более молодой интрузии поднимаются от центра района по направлению к двум массивам, расположенным на западе и востоке. Хауценбургский массив образует свод линий течения.

1—грубозернистый гранит Зальденбургского массива; 2—среднезернистый гранит Хауценбургского массива и вдоль Зальденбургского массива; 3—штоки мелкозернистого гранита, включая сленит-гранит и диорит, черточки указывают прохождение проекции параллелизма минералов; 4—погружение линий течения; 5—горизонтальные линии течения; 6—общая ориентировка и погружение линий течения в районе; 7—общее простирание и падение гнейсов; 8—вертикальное падение.

Крайевые пегматиты со взбросами вдоль контактов встречаются в граните Хаммер в Борнхольме (Швеция)²⁸. Края гранитов имеют гнейсовые текстуры и плоскости сланцеватости согнуты наподобие флексурного сброса.

ПОЛОГИЕ НОРМАЛЬНЫЕ СБРОСЫ (ПЛОСКОСТИ РАСТЯЖЕНИЯ)

Пологие нормальные сбросы распределяются так, что сумма всех смещений вдоль них приводит к горизонтальному расширению интрузивов (фиг. 27 и 37; табл. 18; табл. 23, фиг. 2). Таким образом, они дополняют крайевые взбросы, вдоль которых интрузии распространяются вертикально. Обе системы можно рассматривать как ряд смещений, благодаря которым крупные



Фиг. 37. Ассоциация пологих нормальных сбросов с крайевыми трещинами и надвигами.

Вдоль крутых контактов (слева и направо) преобладают крайевые трещины. Они удлиняют массив вверх и наружу. Пологие нормальные сбросы (центр) расширяют интрузив горизонтально и, повидимому, развиваются главным образом вблизи почти горизонтальных контактов. В некоторых случаях расширение вдоль этих систем трещин, повидимому, обусловлено непрерывной интрузией магмы в ядро массива.

интрузивные массы продолжают расширяться (вверх или в стороны, или даже в обоих направлениях, в зависимости от формы, скорости охлаждения и источника максимального притока магмы), после того как периферия уже застыла, ядро остается еще жидким и продолжает проталкиваться наружу.

Простирание этих сбросов может быть различным, но азимут штриховки на зеркалах скольжения параллелен линиям течения. Отдельные смещения вдоль пологих нормальных сбро-

²⁸ S. von Bubnoff, *Der Hammergranit von Bornholm*, Fortschr. Geol. Pal. Bd. 11. Nr. 33, Berlin, Gébr. Bornträger, 1932, S. 19, Fig. 5.

сов²⁹ продолжают распространение купола или свода линий течения тем, что они еще более удлиняют и вытягивают свод предыдущей стадии течения (фиг. 37). Подобно краевым взбросам, плоскости растяжения могут быть покрыты милонитизированными, перекристаллизованными аплитами или кварцевыми жилами. Нормальные сбросы не связаны с поперечными трещинами отдельно; в этом отношении они отличаются от краевых трещин. Они, вероятно, несколько старше, чем большинство поперечных трещин отдельности, хотя обе серии трещин могут перекрывать друг друга по возрасту. Смещения вдоль таких трещин имеют размеры иногда до 3,3 м.³⁰ Сбросы падают полого, редко круче, чем 45°. Невозможно предсказать, где в интрузивной массе могут быть встречены такие плоскости. В некоторых массивах они встречаются вблизи контактов, в других как будто не связаны с границами пород.³¹ В той части Сиерра-Невады, которая лежит на востоке и северо-востоке Йосемитской долины, пологие нормальные сбросы обнаружены в гранодиорите Касидрал Пика, представляющем второй член в последовательности интрузий (табл. 18, фиг. 37).

В то время как в древнем кварцевом монцитоне Хаф-Дом в изобилии развиваются краевые трещины, указывающие на вертикальное вытягивание, более молодая масса, приближаясь к обнаженному теперь горизонту, повидимому, распространялась в горизонтальном направлении больше, чем в вертикальном. Во всяком случае, там, где эта порода достигает восточного контакта вблизи горы Коннэс, встречаются только нормальные сбросы.³²

Так как пологие нормальные сбросы содействуют вытягиванию и расширению интрузии более или менее горизонтально, то чем масса будет более пологой, тем лучше они будут развиты. На стр. 142 перечислены случаи, где подобные плоскости встречены в пологих силах и интрузивных пластах. Там, где преобладают пологие нормальные сбросы, можно предположительно допустить, что нижележащая масса имела пологую вершину или постель, тогда как преобладающая система краевых

²⁹ Для таких плоскостей был применен единственный термин „Streckfläche“ — plane of stretching [H. Cloos, *Streckung und Rutschstreifen im Granit von Zobten in Schlesien*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 89, 1922, S. 107]. Автора просили заменить его другим термином и предполагали термин „flat-lying normal faults“. Там, где совпадают максимальные направления штриховатости на этих плоскостях и направление линий течения, было бы, однако, более правильным удержать термин „planes of stretching“, но во всяком случае вероятно некоторые интрузии, где направление течения не может быть установлено. Для такого примера термин „flat-lying normal faults“ будет лучшим. Возможно, что дальнейшая дискуссия подскажет более правильный термин.

³⁰ H. Cloos, *Streckung und Rutschstreifen im Granit von Zobten in Schlesien*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Nr. 89, 1922, S. 109.

³¹ H. Cloos et al. *Die Plutone des Passauer Waldes*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1927, S. 16, 17, 39, 57 — 59, 108, 109, 130.

³² Сведения, любезно сообщенные Э. Клоосом.

вых взбросов является надежным указателем на массу с крутыми боками, которая распространялась кверху больше, чем в стороны.

СИСТЕМЫ ТРЕЩИН В ШТОКАХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРИБКАХ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В будущем автор намерен сообщить более подробно о системе трещин в небольших интрузиях с крутыми боками. До последнего времени по этому вопросу имелись только случайные наблюдения, указывающие, что здесь имеются трещины растяжения, трещины отдельности, падающие внутрь, местами со взбросами, и пологие нормальные сбросы.

ТРЕЩИНЫ РАСТЯЖЕНИЯ, ПОПЕРЕЧНЫЕ ТРЕЩИНЫ ОТДЕЛЬНОСТИ

В типичных штоках эти трещины располагаются горизонтально (или почти горизонтально) и сопровождаются аплитами. Они хорошо развиты вдоль краев сиенитового штока Сноубанк Лейк в Миннесоте (стр. 13 и 62). Такое же положение установлено в крутопадающих докембрийских гранитных телах нагорья Гудзон, Нью-Йорк и Коннектикут, где видны вертикальные линии течения (табл. 6, фиг. 2; табл. 9, фиг. 1). Та же система пологих поперечных трещин отдельности встречается, повидимому, в бисмалите горы Джонсон в Квебеке.³³ Может быть, интенсивная горизонтальная отдельность во многих щелочных бисмалитах³⁴ должна также рассматриваться как результат растяжения (хотя и не в тех, которые обладают горизонтальными плоскостями течения).

Тщательное изучение систем трещин в некоторых щелочных штоках, вероятно, дало бы многое для освещения вопроса, каким образом эти массы заняли свое место при интрузии: проложили ли себе они путь в земной коре обрушением кровли, как склонен допустить Шэнд³⁵ для масс Пилансберга, или же здесь имеется чистая инъекция. Лучше всего трещины развиваются вдоль краевых частей, в то время как ядра таких тел обладают неправильной отдельностью.

В бисмалитоподобных массах трещины растяжения второго типа могут быть названы радиальными трещинами растяжения (отдельности), т. е. вертикальными трещинами отдельности, расходящимися по радиусам от штока вследствие периферийного

³³ F. F. Osborne and N. L. Wilson. *Some like rocks from Mount Johnson Quebec*, Jour. Geol. vol. 42, 1934, p. 181.

³⁴ H. G. Backlund. *On the mode of intrusion of deepseated alkaline bodies*, Univ. Upsala, Geol. Inst., vol. 24, 1932, p. 4.

³⁵ S. J. Shand. *The geology of Pilsansberg in the western Transvaal, a study of alkaline rocks and ring intrusions*, Geol. Soc. S. Africa, Pt. 1, vol. 31, 1928, p. 97.

расширения таких масс. Описание третичных вулканических пробок в Монтане,³⁶ Колорадо,³⁷ на горе Джонсон в Квебеке³⁸ и в округе Чевииот в Шотландии³⁹ дают интересные примеры радиальных трещин и дайк.

ПАДАЮЩИЕ ВНУТРЬ ТРЕЩИНЫ ОТДЕЛЬНОСТИ

Падающие внутрь трещины отдельности по происхождению и структурному значению соответствуют краевым трещинам и дайкам массивов. Там, где эти трещины проявляются, они служат хорошим доказательством проталкивающей вверх силы интрузии и могут простираться на некоторое расстояние в боковые породы. Выше упоминалось (стр. 133) о системе воронкоподобных дайк, которые явно окружают некоторые третичные центры извержений в Шотландии (конические слои шотландских геологов). Бисмалит горы Джонсон в Квебеке также окружен падающими внутрь трещинами отдельности, заполненными камптонитовыми дайками.⁴⁰

НОРМАЛЬНЫЕ СБРОСЫ

Данные относительно нормальных сбросов пока немногочисленны; во многих крутопадающих телах они отсутствуют. В гранодиорите Касидрал Пик (Йосемитский район), который представляет собой подобную массу, прорвавшуюся через ядро батолита, имеются многочисленные пологие сбросы, указывающие на определенное боковое расширение⁴¹ штока (см. фиг. 37).

Можно наблюдать, что механизм образования нормальных сбросов, как средство горизонтального расширения интрузивных масс, в некоторых районах трудно отличить от того, что называется кальдерообразным опусканием кровли. Нормальные сбросы мы находим среди обычных явлений, сопровождающих горизонтальное удлинение на небольших глубинах в земной коре; детали этого механизма в продолжение многих лет проверялись экспериментальным путем.⁴² Серии сбросов, как, например, ступенчатых, носят вид оседания прилегающих друг к другу блоков, в то время как в действительности размеры нарушений таковы, что они вызывают почти горизонтальное расши-

³⁶ W. H. Weed. *Little Belt Mountain folio*, U. S. Geol. Surv., No. 56, 1899.

³⁷ R. C. Hills. *Spanish Peaks folio*, U. S. Geol. Surv., No. 71, 1901.

³⁸ F. F. Osborne and N. L. Wilson. *Op. cit.*, p. 181.

³⁹ H. Kynaston. *Contributions to the petrology of the Cheviot Hills*, Geol. Soc. Edinburgh, Tr., vol. 7, 1899, p. 410—413.

⁴⁰ F. F. Osborne and N. L. Wilson. *Op. cit.*, p. 181.

⁴¹ Устное сообщение Э. Клооса.

⁴² H. Cloos. *Über antithetische Bewegungen*, Geol. Rundschau, Bd. 19, 1928, S. 246—251; *Zur experimentellen Tektonik*, Die Naturwissenschaften, Bd. 19, 1931, S. 242—247; *Zur Mechanik grosser Brüche und Gräben*, Centralbl. f. Min., Abt. B, 1932, S. 273—286; *Über Biegungsbrüche und selektive Zerteilung*, Geol. Rundschau, Bd. 24, 1933, S. 203—219.

рение этого участка земной коры (см. фиг. 27 и 37). В таких районах, как Гленко в Шотландии,⁴³ округ Бонанца в Колорадо,⁴⁴ которые рассматривались как доказательство оседания залегающих внизу интрузий, это объяснение является одним из возможных, которое может быть принято не по каким-либо другим соображениям, но лишь на основании количественного исследования того, в какой степени образование нормальных сбросов было вызвано горизонтальным расширением и в какой — настоящим оседанием. Что пологие нормальные сбросы развиваются в боковых породах, расположенных над массой, расширяющейся горизонтально, представляется совершенно определенным.

ПОЛОГИЕ ЗОНЫ СКАЛЫВАНИЯ В СИЛЛАХ И ИНТРУЗИВНЫХ ПЛАСТАХ

Пологие интрузивные пласты с линиями течения могут образовать сбросы, бороздки которых имеют то же направление, что и линии течения («плоскости растяжения» в узком смысле). Такие плоскости были отмечены вдоль контактов некоторых пологих секущих гранитных пластов в Пассауском лесу, в Баварии.⁴⁵ Эти плоскости покрыты слоем мидонитизированного и перекристаллизованного аплита. Деформированные слои переходят в вертикальном направлении в нормальный гранит. В Хауценбергском гранитном массиве, с почти плоской вершиной и подошвой в его южной части, местами встречаются плоскости растяжения близ восточного контакта.⁴⁶

Гранитный массив Бавено в Италии⁴⁷ имеет общие очертания удлиненной массы, полого погружающейся к югу; линии течения имеют то же направление и плоскости растяжения встречаются вблизи восточного контакта.

В интрузивных пластах, лишенных линейного параллелизма, были отмечены такие пологие сбросы. Невозможно определенно установить, как связаны эти нарушения с направлением предшествовавшего течения, но направление штриховки может дать ключ к решению вопроса о том, имели ли эти движения одинаковое направление. Можно допустить, однако, что нарушения, если они ограничивались интрузивными телами, тесно связаны с расширением магмы. Во всяком случае в нескольких тщательно изученных примерах эти нарушения удлиняют внешнюю поверхность тел — другими словами, они действуют таким же об-

⁴³ E. B. Bailey. *Ben Nevis-Glencoe memoir*. Geol. Surv. Scotland 1916.

⁴⁴ W. S. Burbank. *Geology and ore deposits of the Bonanza mining district, Colorado*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 169, 1932, p. 50—55.

⁴⁵ H. Cloos et al. *Die Plutone des Passauer Waldes*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1927, S. 39, 57—59.

⁴⁶ Op. cit., 1927, S. 130.

⁴⁷ R. Balk. *Zur Tektonik der Granitmassive von Baveno und Orta in Oberitalien*, Geol. Rundschau, Bd. 25, 1924, S. 118—119.

разом, как взбросы в крутопадающих интрузиях, помогая расширению этих тел в направлении их наибольшего распространения.

Как полагают, габбровые пласты и дайкоподобные массы керсантитового состава в округе Саар-Нахе в Западной Германии поднялись близко к поверхности. У контактов одна из керсантитовых масс образует узкую зону со столбчатой отдельностью, под которой располагается зона почти горизонтальных плоскостей скалывания различных направлений. Измеренные направления штриховатости на этих плоскостях, однако, вытягиваются однообразно с северо-запада на юго-восток⁴⁸. Слой течения позволяют точно проверить отдельные нарушения. В этой же области габбровые массы Нидеркирхена образуют также зону пологих плоскостей скалывания на небольшом расстоянии от контакта, в то время как внутренняя часть этой массы таких плоскостей не содержит⁴⁹. Отсюда можно заключить, что в этих пластообразных, близких к поверхности интрузиях развиваются плоскости скалывания в приконтактной зоне после того, как края уже затвердели, но внутренняя часть была еще жидкой, распространявшейся и увлекавшей за собой затвердевшую оболочку горной породы. Механизм аналогичен периферийному расширению гранитных массивов с пологой вершиной.

Пологие зоны скалывания вблизи контактов интрузий Шонкин-Саг в Монтане Джонстон-Левис⁵⁰ считает образовавшимися в результате того же механизма увлечения расплавленным и подвижным ядром, хотя Пирсон приписывает их происхождение только трещинам охлаждения⁵¹.

Практическое значение имеют пологопадающие сбросы, проходящие на расстоянии от 90 до 150 м от контактов диабазового пласта Ниписсин в округе Кобальт в Онтарио⁵². Эти трещины встречаются только вдоль контактов; они, повидимому, играют ту же роль, что и зона скалывания в других пологих пластах, хотя здесь и нельзя указать какой-либо ясной связи с направлением течения; однако, ввиду отсутствия противоречивых фактов, это может служить возможным объяснением этих трещин. Экономическое значение трещин обусловлено наличием в них нескольких рудных месторождений. Главные жилы падают круто, но они сопровождаются пологими боковыми жилами в приконтактной зоне диабазового силла.

Описание тонопакских риолитовых потоков с обильными пологопадающими сбросами со значительным смещением должно указывать, по крайней мере местами, на подобные процессы. Один из них, а именно Тонпахский сброс, Нолан склонен рассматривать как «сползание вслед за необыкновенно большим нагромождением вулканического материала близ поверхности...»⁵³ Автор сознает, однако, что геология этого района настолько усложнена складчатостью и разнообразием систем сбросов, что предположения его, как человека, не знакомого с районом, вряд ли можно

⁴⁸ H. Scholtz. *Zur inneren Tektonik einiger Intrusivkörper aus dem Saar-Nahe Gebiet*, Centralbl. f. Min., Abt. B, 1933, S. 605 — 616, Fig. 2.

⁴⁹ H. Scholtz. *Op. cit.*, S. 610, 611.

⁵⁰ O. M. Reis. *Die Niederkirchener und Becherbacher Intrusivmassen*, Geognost. Jahreshäfte, Bd. 19, 1906, S. 71 — 117.

⁵¹ H. J. Johnston-Lavis. *The Highwood Mountains in Montana and magmatic differentiation*, Science, n. s., vol. 5, 1897, p. 526.

⁵² L. V. Pirsson. *Petrography and geology of the igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana*, U. S. Geol. Surv., Bull. 237, 1905, p. 51 — 53.

⁵³ A. R. Whitman. *Genesis of the Cobalt district, Ontario*, Univ. Calif., Dept. Geol. Publ., Bull., vol. 13, 1922, p. 264;

R. E. Hore. *Geology of the Cobalt district, Ontario, Canada*, Am. Inst. Min. Metall. Eng., Tr., vol. 42, 1911, p. 494.

⁵⁴ T. B. Nolan. *The underground geology of the western part of the Tonopah mining district, Nevada*, Univ. Nev., Bull., vol. 24, No. 4, 1930, p. 27.

считать обоснованными, несмотря на то, что замечательная блок-диаграмма Нолава значительно помогает выяснению структурной геологии.

Было бы очень желательно получить большее количество данных о других системах трещин в пологих пластах, особенно секущих, какие были описаны из Скалистых гор в Колорадо⁵⁴, из Швеции⁵⁵ и Финляндии⁵⁶. Особенно интересно изучить те пологие тела, где хорошо развиты линейные структуры течения.

СВОДКА СТРУКТУРНЫХ РИСУНКОВ В ИЗВЕРЖЕННЫХ МАССАХ

В предыдущей части описаны наблюдавшиеся рисунки структур течения и системы трещин в изверженных породах. Здесь подчеркнуты различные взаимоотношения между трещинами и течением.

Расположение первичных структур течения в дайках понять легче всего, так как здесь все элементы могут быть отнесены к краевым стенкам. Различают два главнейших типа: согласные рисунки, наиболее обычные, располагаются так, что с приближением к контактной поверхности все элементы становятся параллельными ей; в несогласных рисунках течения не существует соотношения между ориентировкой контактных плоскостей и направлением структур течения; последние могут заканчиваться у краевых стенок под любым углом.

Слои течения, параллельные стенкам дайки, обычны; кроме того, они могут заключать в себе линии течения. Направление последних представляет направление максимального вытягивания текущей массы. Там, где линии вертикальны, магма поднималась прямо вверх, если же они лежат горизонтально внутри вертикальных слоев, то максимальное удлинение (максимальное течение) внутри таких слоев было горизонтальным.

Линии течения по направлению соответствуют самой длинной оси эллипсоида деформации; средняя ось перпендикулярна линиям течения и заключена внутри слоев течения, самая короткая ось эллипсоида перпендикулярна слоям течения.

Степень ясности, состав и мощность слоев течения меняются. Лучшее всего слои развиты вблизи границ дайк, в то время как внутренняя часть может быть бесструктурной. Близость относительно устойчивой стенки, вызывающей трение, повидимому, является главным фактором, создающим структуры течения. Слои течения различаются по относительному содержанию минеральных видов или (в афанитовых вулканических породах) стекла, осколков, кристаллитов, фенокристаллов, твердых взвешенных частей чуждого происхождения. Как предполагают,

⁵⁴ R. T. Chamberlin and T. A. Link. *The theory of laterally spreading batholiths*, Jour. Geol., vol. 35, 1927, p. 322, 323.

⁵⁵ M. F. and C. M. Boos. *Granites of the Front Range — The Longs Peak-St. Vrain batholith*, Geol. Soc. Am., Bul., vol. 45, 1934, p. 314—317.

⁵⁶ E. Mikkola. *Über den Nattanengranit im finnischen Lappland*, Pennta 50, 1928, S. 15, 16.

Каждый слой сплюснут в степени, определяемой внутренним трением; этот процесс ведет к образованию слоев однородного состава. Там, где степень деформации вдоль неподвижной стенки была приблизительно одинаковой во всех направлениях, явление происходит так, что шар, выделенный в магме, превращается в круговой диск и здесь образуются только слои течения. Если степень вытягивания в каком-либо направлении (находящемся в этой плоскости) была заметно больше, чем в других направлениях, то могли образоваться только одни линии течения. Если текущая масса удлиняется и в одном направлении только слегка больше, чем в других, то развиваются как слои, так и линии течения. Если кристаллизующаяся смесь содержит много тонких призматических кристаллов, то они лучше отметят линейное удлинение; когда смесь богаче таблитчатыми составными частями, вроде слюды, они скорее и более ясно отметят сплюсывание в определенной плоскости. Фенокристаллы могут проявлять хороший параллелизм даже в том случае, если его нет в основной массе; наоборот, там, где фенокристаллы выросли в позднюю стадию, однообразно ориентированные зерна основной массы оказываются включенными в фенокристаллах, ориентированных независимо. По мере возрастания в магме летучих веществ, развитие и сохранение структуры слоев становится, повидимому, менее совершенным. Образование слоев течения в некоторых габбровых и норитовых массах, быть может, связано своим происхождением скорее отложению слоями, подобно тому, как это бывает в некоторых осадках, чем течению при сильном боковом давлении; следовательно, здесь наблюдается отсутствие линий течения.

Внутренние части мощных дайк обладают известной свободой ориентировки структур течения. В некоторых случаях наблюдается сводообразный рисунок течения, в других же элементы течения ступеньчатые во внутренней части и варьируют по простиранию и падению; в некоторых риолитовых и содержащих стекло дайках отмечаются смятые в изоклиналильные складки слоев, в которых линии течения направлены параллельно осям складок, подобно линиям растяжения в смятых в складки метаморфизованных породах осадочного происхождения. В некоторых случаях слои течения (с линиями течения и без них) наблюдаются вблизи контакта, но лишь одни линии течения распространяются дальше внутрь, а центральные части могут быть массивными.

Примеры несогласной поперечной структуры редки. Плоскостной и линейный параллелизм в гранитных дайках в Вестерли, Род Айленд, находятся в стыке под большими углами к контактными плоскостями. В другом районе (Бавария, около Пассау) линейное расположение минералов остается постоянным на значительном участке, несмотря на ориентированные в различных направлениях контактные плоскости отдельных дайк. Линии течения первичные и не вызваны вторичной деформацией.

Структуры куполов и сводов являются обычным структурным рисунком в массивах. Если линии течения протягиваются по всей массе, то применяется термин *купол*, в то время как термин *свод* употребляется в том случае, когда структура течения ограничена близостью боковых стенок и затухает во внутренней части. Повидимому, каждый массив имеет свои индивидуальные черты, которые придают ему некоторые структурные особенности. Вершина может быть эксцентричной и может изгибаться по простиранию (Исполиновые горы в Германии); поперечное сечение может быть асимметричным, т. е. пологим с одной стороны и крутым с другой (граниты Корнуэлл-Дартмур, Исполиновые горы). Крупная структурная единица может включать несколько единиц меньших размеров (батолиты Сиерра-Невады, Кост-Рейндж, Айдахо); часть интрузий может проявлять структуры течения, в других же местах последние могут отсутствовать (Штрелен — Фридеберг в Германии). Будут ли структуры течения захватывать всю массу или только края, зависит также от уровня эрозии; там, где кровля была удалена в незначительной степени, структуры течения обычно сопровождают всю поверхность. Если слои течения образуют целый купол или полный свод, то не следует ожидать, что и линии течения будут вести себя так же; в граните Корнуэлла можно отметить постоянный линейный параллелизм фенокристаллов на всей поверхности, но в граните Исполиновых гор линий течения нет. С другой стороны, линейный параллелизм может захватывать все части интрузии, а слои течения могут ограничиваться только краевыми зонами (гранит Лаузиц). В гранодиорите центральной Сиерра-Невады слои течения и линии течения явно заметны вдоль краевых зон и окружают перегородки боковых пород. По направлению к внутренней части сперва становится слабее плоскостная структура, а затем и линии течения, причем распознавание структуры течения в ядрах отдельных интрузий требует значительного терпения и опыта.

Многие интрузии характеризуются слоистыми и даже гнейсовыми краями, вызванными механическим трением поднимающихся масс. Там, где съемка была выполнена особо тщательно, были отмечены линии течения внутри слоев течения.

Практически, в каждой более значительной массе структуры течения в некоторых частях можно непосредственно связывать с направлением главного течения, однако эти структуры могут и не иметь прямого отношения к главному течению в других частях той же массы.

1. В интрузии, которая обладает пологой кровлей, могут, например, развиваться пологие структуры течения под кровлей, хотя эта же масса может иметь и крутые боковые стенки. В этом случае направления течения в верхней части косвенно связаны с направлением главного течения, происшедшего вверх. Только вдоль крутых боковых стен структуры течения непосредственно связаны с направлением главного течения.

2. В некоторых крутых плитообразных интрузиях (Барре в Вермонте) местами развивается слабая плоскостная структура течения, параллельная главным ограничивающим плоскостям. Линии течения образуют пологий продольный свод, отдаленно напоминающий конец ледника, в котором местное течение льда не происходит параллельно направлению движения этого ледника.

3. В другом случае (Хауценберг в Германии) южный конец пологого гранитного языка располагается на более древней породе; приток магмы из очага, как думают, происходил через косую зону трещиноватости под северным концом. Образующие свод линии течения идут в широтном направлении. Отсюда заключают, что эта камера открывалась вдоль пологой плоскости, которая постепенно отодвигалась вверх под напором, воспроизводя таким образом свод линий течения. Постоянство направлений линий указывает на то, что бока поддавались напору в широтном направлении легче, чем в других направлениях, т. е. под прямым углом к тому направлению, по которому поднималась гранитная магма.

Горизонтальные или полого погружающиеся линии течения не должны рассматриваться как доказательство пологой нижней поверхности изверженной массы. Линейные структуры течения не могут сами по себе служить доказательством положения пограничных поверхностей, тогда как пологолежащие слои течения являются серьезным доказательством близости пологозалегающего контакта. Так как линии течения могут быть связаны с бесконечным числом плоскостей и так как направления течения могут быть косвенно связаны с направлением движения магмы, то нужно сперва измерять весь рисунок структур течения, а затем уже делать выводы о конфигурации камеры.

Правильное объяснение несогласных рисунков течения в дайках и массивах должно быть основано на тщательной полевой работе и структурном картировании больших площадей. В Пассауском лесу Баварии в серию древних гнейсов были интродуцированы с северо-северо-востока десятки небольших несогласных тел диорита и граносиенита. Слои течения находятся в них в тесном согласии с местными границами каждой массы. Затем последовали интрузии тонкозернистого гранита. В этом граните, в отличие от двух более ранних генераций, почти полностью отсутствуют плоскостные структуры течения; однако этот гранит обнаруживает постоянный линейный параллелизм с востока-юго-востока на запад-северо-запад, независимо от ориентировки местных контактных плоскостей. Приближаясь к двум крупным гранитным массивам одного возраста, линии течения в небольших гранитных массах поднимаются, теряя существующую между ними структурную «закономерность». Предполагают, что вся земная кора была ослаблена интрузией небольших гранитных тел и двух крупных массивов; направление, по которому она легче всего поддавалась усиливающемуся притоку магмы, пови-

димому, было почти перпендикулярным направлению продви-
гавшегося вперед гранита. Процесс можно представить себе как
общее «расхождение в стороны» участков земной коры. Линии
течения воспроизводят то направление, по которому произошло
наибольшее продвижение этих участков. Местные контактные
плоскости утрачивают свою ориентирующую роль для потока ма-
гмы вследствие этого общего регионального расхождения. Более
ранние интрузии нагромождались между прочными боками
гнейса, и, следовательно, при интенсивном расслоении они вос-
производят очертания каждой камеры; впоследствии стенки,
вероятно, двигались вместе с гранитной массой. В США, на-
сколько известно, гранит Вестерли (Род Айленд) местами
проявляет несогласные рисунки течения.

Изверженные тела с крутыми стенками, особенно внедрив-
шиеся на неглубокие горизонты, могут дать крутые структуры
течения по всему телу, не образуя купола. Хорошо известный
тип — это бисмалит с вертикальными линиями течения и крае-
выми слоями течения. Такой общий план преобладает в сиени-
товом штоке Сноубанк Лейк в Миннесоте и в гранодиоритовых
штоках в соседстве с Доннер Пасс в Калифорнии (Сиерра-Не-
вада). Подобно этому, в крупном батолите Баулдер в Монтане
линии течения являются почти единственными структурами те-
чения. Они круто погружаются на северо-запад, подтверждая
предположение, что эта масса проникала с северо-запада почти
вертикально. Вершина этой интрузии уничтожена. Линии тече-
ния в батолите Баулдер настолько неясны и породы настолько
пронизаны аплитовыми массами, что пока нет возможности при-
ступить к реконструкции кровли.

Почти все известные воронкообразные интрузии состоят из
габброидных пород, которые проявляют очень ясные воронко-
или чашеобразные слои течения; линии течения в них почти
неизвестны. В диоритовых или более кислых породах, однако,
было отмечено воронкообразное погружение линий течения
внутрь. Это, возможно, вызвано большей вязкостью таких по-
род, а также, может быть, и более медленной кристаллизацией.

Системы трещин в дайках подробно изучены не были. Там,
где видны линии течения, можно отметить поперечные трещины
отдельности. Рубцовые жилы, перпендикулярные к стенкам
дайки, могут быть отнесены к этой же группе. Диагональные
трещины отдельности в дайках уже описаны на стр. 59.

На системы трещин в массивах следует обратить особое
внимание, так как на основе их расположения можно вывести
заключение о направлении движения потоков, и наоборот.

Там, где линии течения образуют своды, поперечные тре-
щины отдельности располагаются обычно веерообразно. На вер-
шине свода они обычно вертикальны и падают в массив по
краям. Многие склоны куполов или сводов структуры течения
круче, чем это показывает раскрытие связанного с ними веера
трещин отдельности. Происходит это потому, что куполы

структуры течения образуются в механически слабом материале, движение которого задерживается в контактах с относительно устойчивыми стенками, в то время как веер трещин развивался в более прочной, практически затвердевшей породе, увлекавшей за собой и изгибавшей в дугу довольно значительную часть вмещающей породы (стр. 130). Вееры трещин отдельности являются хорошим доказательством образования магмой куполов и сводов в земной коре. Трещины обычно проходят через всю интрузию даже там, где нет структур течения, и могут продолжаться на некоторое расстояние и во вмещающую породу. На основании простираения и падения трещин можно вывести заключение о направлении главного удлинения во время окончательного затвердевания.

Роль продольных, диагональных и пологих первичных трещин отдельности в этой сводке мы не рассматриваем. Представляя местами значительный интерес, они тем не менее не дают чего-либо существенного для понимания механизма внедрения. Отношение этих трещин к структурам течения рассмотрено на стр. 55, 58 и 61.

В массивах в дополнение к четырем указанным выше, встречаются еще две системы трещин: краевые трещины и взбросы и пологие нормальные сбросы. Первые связаны с крутыми контактными зонами, где они полого падают внутрь интрузива. В них могут находиться аплиты и другие дайки, часто рассланцованные и с плоскостями скольжения. Разломы являются трещинами растяжения, вызванными сильной вращательной деформацией краев застывающей, но все еще подвижной магмы (стр. 127 и 130). Взбросы вдоль них указывают на интенсивное вытягивание магмы кверху; лучше всего они развиты вдоль крутых контактов. У западного подножия холмов Сиерра-Невады эти разломы содержат жилы золотоносного кварца.

Пологие нормальные сбросы встречаются в интрузивах, которые распространялись как горизонтально, так и вертикально, сбросы не ограничиваются боковыми стенками и могут быть даже в крутопадающих больших массах. Есть основание думать, что краевые трещины и пологие краевые сбросы образовались в некоторых массивах одновременно; первые — вдоль крутых боковых контактов, последние — в вершинных частях. Наиболее ранние нормальные сбросы продолжают почти горизонтальное течение магмы вблизи кровли в плосковершинных куполах, так как, независимо от простираения плоскостей, следы скольжения на них определенно вытягиваются параллельно линиям течения. Сбросы, образовавшиеся в последующие периоды, обычно обнаруживают следы скольжения в различных направлениях. Там, где линии течения не видны, трудно определить природу нормальных пологих сбросов, но, поскольку направление полосчатости остается постоянным, растяжение вдоль каждого блока происходило в одинаковом направлении, кото-

ЗАДАЧИ, СВЯЗАННЫЕ С ИЗУЧЕНИЕМ СТРУКТУР

СТРУКТУРНЫЕ ДАННЫЕ И МЕХАНИЗМ ИНТРУЗИЙ

Факты, кратко изложенные на предыдущих страницах, приведены в надежде, что они помогут выяснить механизм интрузий несогласных изверженных масс. Согласно интрузии, вулканические центры и лакколитовые тела не представляют таких проблем, так как здесь движение магмы вверх совершенно ясно. Это движение раздвигало в стороны породы земной коры, когда магма пробивала ослабленные зоны или изгибала вверх пластичные слои. Несогласные интрузии, однако, нарушают боковые породы без ясных доказательств какого-либо потока магмы вверх или смещения земной коры силой. Поэтому развивались различные теории, связывавшиеся с терминами *батолит* и *субъяцентная масса*. Для объяснения такого рода внедрения магмы привлекалось представление об обрушении кровли по частям¹.

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ

В основном принцип обрушения кровли по частям связан с изостазией; это значит, что массы пород различных плотностей, способные перемещаться вертикально, будут стремиться занять уровни соответственно их плотностям. Как глыбы льда всплывают на поверхность воды и занимают изостатически уравновешенное положение, точно так же нужно допустить, что глыбы твердой породы, если они достаточно освободились от окружающей их массы, будут погружаться в магматический резервуар, придя в соприкосновение с расплавленной магмой (обладающей несколько меньшей плотностью). Принцип обру-

¹ Предполагается, что читатель уже знаком с работами R. A. Daly по этому вопросу (*Igneous rocks and the depths of the earth*, 1933, 598 pages, McGraw-Hill, New-York — имеется русский перевод. *Relation of mountain building to igneous action*, Am. Philos. Soc., Pr., vol. 64, 1925, p. 283—307; *The mechanics of igneous intrusion*, Am. Jour. Sci., vol. 15, 1903, p. 269—298; vol. 16, 1903, p. 107—126; vol. 16, 1908, p. 17—50; *The geology of Ascutney Mountain, Vermont*, U. S. Geol. Surv., Bull. 209, 1903, 120 pages).

шения кровли по частям, безусловно, имеет значение. Для каждого изучаемого участка вопрос этот должен быть разобран критически. Задача сводится к выяснению того, контролировали ли, действительно, этот принцип наблюдаемые явления или он был подчиненным по сравнению с другими динамическими силами². Какой величины блок твердой породы может поддерживаться медленно поднимающейся магмой? До тех пор, пока нет полных сведений о количественных соотношениях всех факторов, играющих здесь роль, исследователь, анализирующий комплексные проблемы, не может пренебрежительно относиться к полевым наблюдениям.

Рассмотрение относительного значения обрушения кровли по частям, которое было замечательно сделано Дэли, во многом разъясняется в его последней сводной работе «Изверженные породы и глубины земли». В 1908 г. Дэли рассматривал процесс обрушения как самый важный механизм, при помощи которого раскрываются и заполняются магмой³ несогласно залегающие изверженные камеры; в 1914 г. он приписывал этому процессу только поднятие «на последние несколько тысяч метров»⁴. В 1938 г. он указал, что обрушение кровли имеет значение при поднятии «на несколько десятков сотен, а возможно, и тысяч метров»⁵, и, по его словам, «кажется ясным, что поднятие магмы должно быть приписано, главным образом, чистой (абиссальной) инъекции в земную кору»⁶. В последней из указанных книг он допускает также, что некоторые батолиты «превращают их кровлю в куполы»⁷ и что в отдельных случаях «некоторые ксенолиты пассивно уносились магматическими потоками на уровни, где они не остались бы, если бы контролирующими факторами были только относительные плотности и если бы погружению ксенолитов не препятствовали вязкость и окончательная кристаллизация»⁸. Дэли также предполагает, что процесс

² Геологические проблемы всегда усложняются такими вопросами. Отдельные факторы качественно известны, но природа конечного результата зависит от их относительного значения. Орогеническая сила данного напряжения разламывает хрупкую породу; если же она приложена к пластическим образованиям, то вызовет складки; неподатливые мощно напластованные породы образуют крупные открытые складки; тонкослойные осадки дадут множество мелких складок; в сланцах появятся плоскости квиважа, и структура породы перестроится. Обломки твердой породы тонут в воде, но слабое движение океана может держать кремнистые раковины планктона во взвешенном состоянии. Другим примером служат ледниковые «столы».

³ «Всякая кислая батолитовая чужда достигла своего настоящего положения в земной коре, главным образом, последовательным поглощением ряда глыб, оторванных от кровли и стен батолита» [R. A. Daly, *The mechanics of igneous intrusion*, Amer. Jour. Sci., vol. 26, 1907, p. 19].

⁴ R. A. Daly, *Igneous rocks and their origin*, 1914, p. 195.

⁵ R. A. Daly, *Igneous rocks and the depths of the earth*, 1933, p. 268 — вместе русский перевод.

⁶ Op. cit., p. 2^o.

⁷ Op. cit., p. 272.

⁸ Op. cit., p. 270, footnote 2.

обрушения должен рассматриваться как одна из заключительных черт внедрения⁹.

Есть основание допускать, что при благоприятных условиях магматическая камера может быть увеличена обрушением, но нельзя сказать, что это является неизбежным процессом; если бы это было так, то, вероятно, не существовало бы лакколитов и согласных массивов. При таких обстоятельствах полезно перечислить те устанавливаемые в поле структурные особенности, которые делают излишним представление о магматическом обрушении, как методе внедрения. Точно так же, как в лакколитовых интрузиях изогнутое в виде свода строение кровли рассматривалось как хорошее доказательство расширения ядра кверху, так теперь имеется большое количество структурных особенностей, приложимых к несогласным интрузиям и установленных достаточно полно. Если эти особенности указывают на поднятие магмы, то такие доказательства следует считать достаточно вескими. Здесь можно перечислить отдельные элементы структур, которые проявляются в интрузивных телах.

СТРУКТУРЫ ВНУТРИ ИНТРУЗИВОВ

1. Структуры куполов и сводов первичных элементов течения возникают при потоке магмы вверх, когда она увлекает и вытягивает все то, что взвешено в вязкой «кашеобразной» массе. Движение было наиболее сильным в центральном апикальном разрезе и замедлялось вдоль относительно устойчивых боковых стен. Некоторые куполы или своды могут быть образованы отдельными интрузиями; последовательные интрузии могут вызвать прилегающие один к другому куполы (Сиерра-Невада), и между ними может сохраниться перегородка из боковых пород; внутри старых куполов могут образоваться более молодые куполы. Линии течения указывают направление наибольшего линейного вытягивания внутри слоев течения.

2. Веры поперечных трещин отдельности и трещин растяжения перпендикулярны линиям течения; они показывают, что интрузии продолжали расширяться во вновь затвердевшую оболочку в том же направлении, как это имело место на предыдущей стадии, когда образовались структуры течения. Магмы в таких массах проталкивались постоянно вверх в течение продолжительного времени после затвердевания верхней части. При этом могли увлекаться обломки боковых пород.

3. Зоны краевых трещин и взбросов, сопровождающие интрузии с крутыми стенками, требовали интрузивной силы, которая оттеснила стенки интрузии дальше кверху и несколько в стороны. Это нагромождение продолжалось пока ядро было еще достаточно жидким, чтобы выделить дайки гранита, аплита и пегматита.

⁹ Op. cit., p. 268, 280.

4. Серьезным доказательством интенсивных механических сил интрузии являются гнейсовые края, столь обычные в больших массах гранодиорита. Секущие дайки гранита и алдита также указывают на то, как рано были раздроблены вновь образовавшиеся кристаллы. Гнейсовые оболочки не возникают при внешних орогенических движениях, так как они ограничиваются непосредственно краями таких тел и замирают как в направлении изверженного ядра, так и на более значительном расстоянии в боковых породах.

5. Пологие нормальные сбросы расположены так, что они приводят к большему или меньшему горизонтальному расширению интрузивных тел. Имеется достаточно доказательств, что это почти горизонтальное расширение сопровождается вертикальным расширением кверху зон краевых трещин и надвигов. Первые расширяют апикальные разрезы сводов и куполов, а последние вытягивают более круто падающие боковые части; все они старше или одинаковы по возрасту с аплитовыми и пегматитовыми дайками.

К этим пяти пунктам можно добавить несколько замечаний.

6. Некоторые массивы, в которых молодое ядро окружено более древними предшественниками, напоминают тела, возникшие путем обрушения. Во многих случаях внешняя оболочка рассланцована, но более молодое ядро почти полностью массивно. Ядро не находится в контакте с более плотными боковыми породами, но соприкасается только с несколько более ранней фазой. Здесь нет указаний на то, что массивные ядра проложили свой путь в более древнюю фазу обрушением кровли, и образование самой рассланцовой оболочки не может быть объяснено таким образом.

7. До сих пор, повидимому, не было систематических исследований поведения очень вязких материалов, в которых плавает большое количество взвешенных твердых частиц. Многие интрузии могли достичь обнаженного теперь эрозией уровня уже переполненными твердыми кристаллами. К таким смесям Гроут правильно применил термин *каша* («mush»). Возникает вопрос, погрузятся ли глубоко в такую кашу ксенолиты, немного более плотные, чем магма. Чтобы проникнуть в такую смесь, требуется большее усилие, чем это необходимо, чтобы проникнуть в жидкую вязкую массу.

8. Некоторые интрузии соединяют признаки лакколитовых и несогласных интрузивных тел. Лакколит типа горы Марселина¹⁰ ограничен сбросами с обеих сторон, и здесь интрузивная порода находится несогласно в стыке с осадочными отложениями. Это структурное различие побудило Иддингса применить термин *бисмалит*. Тщательное исследование согласных и лакколитовых интрузий во многих случаях обнаруживает местные

¹⁰ C. W. Cross. *The laccolithic mountain groups of Colorado, Utah and Arizona*, U. S. Geol. Surv., Ann. Rept. 14, pt. 2, 1894, p. 236.

сбросы¹¹. Таким образом, возникает вопрос, уделялось ли достаточно внимания тому обстоятельству, что магмы, которые внедрились в хрупкие породы, не будут в состоянии изгибать их кровлю, но получают необходимое для них пространство путем возникновения сбросов или разломов. Чтобы обнаружить изгибание слоев, требуется минимальное время, однако точно установить расположение сбросов в поле очень трудно. Этот вопрос будет рассмотрен на стр. 156.

9. Бесструктурная порода, лишенная признаков течения, может, однако, выгнуть куполом свою кровлю¹². Массивная структура породы сама по себе не является доказательством того, что она заняла свое место в земной коре путем обрушения кровли. Чтобы можно было видеть структуру течения, необходимы такие благоприятные условия, как, например, относительно высокое содержание кристаллических зерен, их правильная форма и величина¹³. Чрезвычайно грубозернистые породы или фации, в которых очень много пегматитов, редко обнаруживают какие-либо структуры течения. Очень многое зависит от той тщательности, с какой ищут структуры течения. Сюда относится, например, гранит Штрелен-Фридеберг в Германии. До 1919 г. этот гранит рассматривался как совершенно массивный; позднее, в центральной и северной частях был обнаружен свод слабых линий течения; в южной трети структур течения практически нет. Очевидно, все части этой массы были внедрены при одном и том же процессе, но не все они отмечают это обстоятельство в элементах течения. Харкер высказывает предположение¹⁴, что граниты острова Рум представляют собой подобный

¹¹ Гранит Аррана (E. B. Bailey. *Domes in Scotland and South Africa, Arran and Vredefort*, Geol. Mag., vol. 63, 1926, p. 487, 488; G. W. Tyrrell *The geology of Arran*, Geol. Surv. Scotland, Mem., 1928, p. 151], например обладает сланцеватой кровлей, значительно изогнутой в виде купола над большей частью его поверхности, но на северо-восточной стороне гранита проходит кругой сброс, и здесь сланцеватость залегает полого. Очевидно, пространство здесь было создано частью изгибом поддающихся напору пород, а частью образованием трещин в более хрупких породах.

¹² Сиенит-порфир гор Норт Моккасин в Монтане [J. E. Blixt. *Geology and gold deposits of the North Moccasin Mountains, Fergus County, Montana*, Mont. Bur. Mines and Geol., Mem. 8, 1933, p. 7], имеющий кровлю в виде купола, считается массивом. Силлы и штоки диорита и кварцевого монцитита в районе Штоктон, Юта [J. Gilluly. *Geology and ore deposits in the Stockton and Fairfield quadrangles, Utah*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 173 1932, p. 52], сложены массивными породами, хотя некоторое из них сопровождаются боковыми породами, превращенными взросом в брекчии (стр. 54, фиг. 7). Можно привести такие примеры для большей части гранитных штоков Шотландии и многих других.

¹³ C. Reid. *The geology of Dartmoor*, Geol. Surv. England and Wales, Mem., 1912, p. 39.

¹⁴ A. Harker. *The Tertiary crust movements in the inner Hebrides*, Geol. Soc. Edinburgh, Tr., vol. 8, pt. 3, 1905, p. 346; *The overthrust rocks of the Isle of Rum, and the associated gneisses*, Geol. Soc. London Quart. Jour., vol. 59, 1903, p. 189—215.

пример. Возможно, что тщательное изучение текстур пород по методу Зандера обнаружит параллелизм минералов в тех породах, которые сейчас рассматриваются как массивные.

Перечисленные девять пунктов показывают, как важно иметь в виду альтернативу гипотезы обрушения кровли. Про некоторые интрузивы говорят, что они освободили себе путь в земной коре, так как в массивных породах были найдены ксенолиты. Во многих районах последние были увлечены текущим вверх гранитом, или же их расположение ясно показывает, что они были перенесены пассивно магматическими токами (это особенно отмечалось Дэли)¹⁵.

Некоторые факторы могут благоприятствовать опусканию блоков кровли в магму. Этого можно ожидать в массах, которые близко расположены к поверхности; в таких же, которые содержат большое количество летучих, некоторые колебания земной поверхности могут привести к выделению летучих, и в отдельных случаях внезапно возрастающее давление выделившихся газов может сопровождаться (временно или в отдельных местах) обрушением кровли¹⁶. Указания на некоторые из этих факторов могут встретиться в отдельных интрузивах, но, как правило, они, повидимому, отсутствуют.

Обрушение кровли, таким образом, может рассматриваться как одно из явлений, которое местами или временно сопутствует поднятию интрузии. В этом отношении, повидимому, существует общее согласие с последними взглядами Дэли, тем более, что он относит обрушение к концу интрузивного акта. Нет противоречия в том факте, что отдельные интрузии могут указывать как на активные поднятия, так и на обрушения кровли. Линии течения в батолите Баулдер свидетельствуют об общем активном поднятии этой массы. Но если батолит значительно приблизился к поверхности земли, как это допускает Баррел, то можно принять (хотя это не доказано), что его кровля местами обрушилась. Подобным же образом шотландские гранитные центры окружены как кольцевыми дайками, так и коническими слоями; первые указывают на обрушение кровли, а вторые обозначают массовое сдвигание боковых пород вверх.

СТРУКТУРЫ В БОКОВЫХ ПОРОДАХ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Во многих случаях в пользу обрушения кровли высказывались на основании того, что боковые породы у несогласных массивов срезаются в контактах таким образом, что это за-

¹⁵ R. A. Daly. *Igneous rocks and the depths of the earth*, 1933, p. 270, footnote 2.

¹⁶ N. L. Bowen недавно пересмотрел вопрос о физико-химических условиях, возможно, вызывающих это явление [*Ore deposits of the Western States*, Am. Inst. Min. Metall. Eng., 1933, p. 117—121].

ставляет предполагать их продолжение далее в абиссальную камеру без предварительных дислокаций, вызванных интрузией. Очевидно, изверженная масса не может интродировать в земную кору при помощи механической силы, не нарушая боковых пород. Если бы было доказано, что боковые породы, до сих пор считавшиеся ненарушенными, в действительности нарушены, то мы пришли бы к более однообразной теории относительно механизма внедрения изверженных тел.

Относясь с должным уважением к высокому качеству работ, произведенных в районах батолитов, и к той тщательности, с которой были изучены структуры боковых пород, все же можно отметить, что окружение некоторых интрузий нарушено сильнее, чем это представляется по описаниям. Возможна также недооценка некоторыми работниками «действия плутонических масс на большое расстояние».

ОБРАЗОВАНИЕ СБРОСОВ

Сборы вблизи интрузий редко изучались достаточно подробно, за исключением тех случаев, когда горные работы у контактов сопровождалось детальным исследованием. Подробное картирование сбросов, как это знает любой полевой геолог, является одной из трудных задач съемки. Там, где имеется мало обнажений, хорошо вскрыты только самые устойчивые породы, в то время как раздробленные и другим способом ослабленные породы большей частью скрыты. Там, где породы скремнели или перекристаллизовались после сбросов, зоны нарушения могут быть обнажены, но часто почти невозможно установить их истинную природу. Осадочные породы, сохранившие одинаковое простирание и падение на большом пространстве, могут быть тоже нарушены сбросами; если нет руководящих пластов, то нарушение не может быть установлено. Карта с многочисленными одинаковыми значками простирания и падения сама по себе не доказывает того, что участок не подвергался сбросам около соседней интрузии.

«Догранитовые» сбросы вполне могут быть обязаны своим существованием интрузии гранита. Только в самых редких случаях можно доказать, что они образовались без какой-либо связи с внедрением магмы и что при их возникновении не имело места возобновление активности в случае, если их образование началось раньше. Лишь в тех случаях, когда нарушения, удаленные от центра интрузии, относятся к тому же самому типу и следуют по тем же направлениям, что и догранитовые сбросы, быть может, перевешивают доказательство в пользу того, что образование сбросов предшествовало интрузии. Во всяком случае, необходимо тщательное изучение более отдаленных окрестностей. Это приводит нас к рассмотрению следующего вопроса.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ИНТРУЗИИ НА ДАЛЬНЕЕ РАССТОЯНИЕ
«LONG-DISTANCE EFFECTS OF INTRUSIONS»

Как же далеко от магматического центра могут находиться сбросы, которые связаны с ним генетически и создали необходимое пространство в земной коре? Для некоторых наблюдателей кажется достаточным, если в ближайшем соседстве с интрузией залегание горных пород, повидимому, не нарушено; они склонны относить это к обрушению кровли. Однако возникает большое сомнение в правильности этого предположения. С другой стороны, вполне понятно, что чрезвычайно трудно доказать связь далеко расположенных сбросов с определенной массой. Несколько интересных описаний таких нарушений привлекло внимание автора; они здесь вкратце изложены.

Влияние небольшой массы габбро Кэйп Неддик в штате Мэн хотя и не полностью относится к данному случаю, но так хорошо описано, что его стоит сюда включить.¹⁷ Контакты габбро вертикальны. Узкая зона вблизи контакта, приблизительно в 76 м, расщеплена; остальная часть бисмалитоподобной массы представляет массивную породу. В 60 м от контакта начинают появляться складки, становящиеся более крутыми дальше внутрь. В 22,5 м складки опрокинуты наружу от габбро, разломаны взбросами и надвигами под малым углом. Последние 15 м представляют лишь нагромождение обломков.

Силурийские сланцы, окружающие гранитные штоки Мурне Хиллс в Ирландии¹⁸, начинают менять свое падение примерно на расстоянии 364 м от юго-восточного контакта; в другом месте неправильное падение проявляется в 0,75 км от контакта. Обсуждая это, автор говорит: «Главное затруднение в толковании этого нарушения, как возникшего в контакте при интрузии гранитов, заключается в том, что гранит по отношению к упомянутым сланцам находится в трансгрессивном положении при вертикальном контакте...»¹⁹

Он пишет дальше, что интенсивная складчатость сланца «развивается интервалами», разобщенными широкими участками, где «плоскости напластования являются совершенно ровными вплоть до соприкосновения с гранитом; трудно связать это (местное нарушение) с однообразными давлениями, которые были бы производимы гранитной магмой»²⁰. Автор не видит подобных затруднений при объяснении такого поведения сланцев. Широко распространенные краевые надвиги могли смещать окружающие породы некоторых интрузий интервалами. В динамической геологии затвердевшие блоки земной коры обычно дают на более слабые пояса, вызывая серию сбросов или чешуйчатые структуры; породы между отдельными нарушениями могут сохраняться совершенно ненарушенными. Нет оснований считать, почему бы такой гранитный шток не мог вызвать подобных усилий вдоль крутых контактов с образованием таких же сбросов. Подобные сбросы, развиваясь в пологолежащих сланцах, могли сдвинуть их в складки и дробить, в то время как участки между ними могли оставаться ненарушенными. Раз установившись, эти зоны, по всей вероятности, были теми местами, где возобновлялась активность каждый раз, когда давление было достаточным. Таким образом, большой участок пород может дать только местный эффект сдавливания.

¹⁷ A. Wandke. *A petrologic study of the Cape Neddick gabbro*, Am. Jour. Sci., vol. 4, 1922, p. 295 — 303.

¹⁸ J. E. Richey. *The structural relations of the Mourne granites*, Geol. Soc. London, Quart. Jour., vol. 83, 1928, p. 653 — 688.

¹⁹ Op. cit., p. 679.

²⁰ Op. cit., p. 678.

Аналогичная проблема не разрешена и в отношении группы гор, на юге от Берпо в Монтане²¹. Изверженный центр Берпо на юге окружен полукруглой площадью с нормальными сбросами и надвигами на расстоянии 48 км от гор. Далее на юго-востоке находятся Малые скалистые горы; на юге — горы Джудит и на юго-западе — Хайвуд. Внутри 48-километровой зоны меловые осадки залегают полого и не нарушены. Большинство надвигов круто падает (от 60 до 70°) в направлении к горам Берпо. Согласно Ривсу, эти надвиги возникли не при давлении, вызванном интрузией Берпо, но осадки поддавались нагрузке лавы горы Джудит. Эта гипотеза основана на том, что все надвиги происходили на сравнительно небольших глубинах (от 210 до 600 м) на определенном горизонте сланца Колорадо²². Такое объяснение, быть может, и правильно, однако трудно сказать, почему интрузия магмы Берпо не сместила осадочных пород в сторону на некотором уровне, который определялся механическими свойствами осадков, способом интрузии и объемом магмы. Что интрузии штоков Берпо и Хайвуд производили такое давление, доказывается радиальными сдвигами и дайками, исходящими из этих центров; они моложе, чем большинство надвигов, и, повидимому, отсутствуют в горах Джудит и Малых скалистых, которые являются лакколитами. Полевые данные заставляют предполагать, что Берпо и Хайвуд окружены круговым поясом этих пологих надвигов. Вызвано ли это правильное скольжение пластов нагрузкой лавы или же радиальное центробежное давление двух штоков разделило окружающие осадки, трудно решить; но автору кажется, что вторая гипотеза будет так же хороша, как и первая. Пластические горизонты, как глина, гипс или пласты соли, как известно, являются местами надвигов в альпийской горной системе.

Проблема складчатости или сбросов на далеком расстоянии от изверженных масс требует пристального внимания, как это хорошо показано последним исследованием Клаппа²³ в горах Бельт. Область их расположена южнее международной границы и достигает Элэны на юге и Миссулы на юго-западе. Отдельные гряды представляют меридионально протягивающиеся слои бельта и палеозоя, падающие в общем к западу. Вся система пересечена надвигами западного падения. На юго-западе от всей этой области поднимается батолит Баулдер, а за ним лежит батолит Айдахо. Отношение между надвигами и вышележащими силами, штоками и дайками диоритового состава (как полагают, связанными с батолитом) объяснялось следующим образом: «Складчатость и клинообразные сбросы предшествовали интрузии батолитов, но большинство надвигов сопровождало или следовало за интрузией батолитов, которые, повидимому, заняли себе место, частично раздвигая в стороны ограничивающие их боковые породы»²⁴. При рассмотрении силлов и штоков габбродиоритов Клапп говорит: «Повидимому, силлы во многих местах были смяты в складки вдоль вмещающих их пород бельта и, наверное, некоторые из них были сброшены самыми ранними надвигами, но многие другие тесно ассоциированы со сдвигами. Некоторые из силлов и многие малые неправильные штоки встречаются залегающими параллельно или непосредственно в контакте с самыми ранними надвигами. Такое нахождение настолько обычно, что открытие габбро-диоритового тела заставляет подозревать присутствие сброса. В общем, повидимому, габбро-диоритовые массы были интродуцированы во время самых ранних надвигов или вслед за ними»²⁵. Во время

²¹ F. Reeves. *Geology and possible oil and gas resources of the faulted area south of the Bearpaw Mountains, Montana*, U. S. Geol. Surv., Bull. 751, 1925, p. 71 — 114.

²² F. Reeves. *Thrust faulting and oil possibilities in the plains adjacent to the Highwood Mountains, Montana*, U. S. Geol. Surv., Bull. 806, 1929, p. 177 — 182.

²³ C. H. Clapp. *Geology of a portion of the Rocky Mountains of north-western Montana*, Mont. Bur. Mines and Geol., Mem. 4. 1932, 30 pages.

²⁴ Op. cit., p. 21.

²⁵ Op. cit., p. 27.

предварительной съемки батолита Баулдер, Гроут и автор, обнаружившие первичные структуры течения в гранодиорите, но не нашедшие краевых расщепленных зон, предположили, что тщательная структурная съемка большой площади, окружающей этот батолит, по всей вероятности, вскроет систему нарушений, генетически связанных с интрузией, но недостаток времени не дал возможности провести такое исследование. Положения Клаппа и эти предположения вполне совпадают, хотя работа Клаппа была не известна автору.

Другой пример образования взбросов при интрузии, согласно Баутуэллу и Вулси²⁶, имеется в округе Парк Сити в Юта. Сравнительно небольшая масса диоритового порфира, как полагают, была причиной взброса со смешением, по крайней мере, в 3 м. Взброс не затрагивает главных интрузивных масс.

Очевидно, только длительные полевые наблюдения дадут достаточные подтверждения такому воздействию изверженных масс на дальние расстояния. Только после того, как весь район, куда внедрился батолит, будет изучен и общие факты складчатости земной коры будут установлены, рассмотрение этого вопроса может представить сколько-нибудь значительную ценность²⁷.

РЕЗЮМЕ

Принцип обрушения кровли по частям, бесспорно, остается в силе. Главный вопрос заключается в том, контролировал ли этот принцип наблюдаемые в поле явления, или над действием гравитационного распределения обломков земной коры преобладают другие факторы. Действительно, все несогласные интрузии, ранее объяснявшиеся как частично или полностью внедрившиеся путем обрушения кровли, когда их изучают в отношении структур, обнаруживают признаки правильного течения магмы вверх. Даже после затвердения движение остается заметным. Изверженные тела поднимаются вертикально или распространяются почти горизонтально вдоль систем трещин. Где несогласные массивы лежат в контакте, повидимому, с ненарушенными породами, там, как думает автор, сбросы, надвиги или те и другие вместе могут существовать в окружающих горных массах, хотя бы даже хорошо проведенное полевое изучение не указывало на их присутствие. Однако можно надеяться, что специальные исследования обнаружат эти нарушения. Следует обратить внимание на «воздействие интрузии на дальнее расстояние»: в непосредственном соседстве с массой могут отсутствовать нарушения, но на некотором расстоянии они могут проявиться на поверхности. Нужны многочисленные тщательные работы, чтобы доказать существование таких сбросов.

Изверженные массы, богатые летучими, достигая небольших глубин земной коры, могут развивать при благоприятных обстоятельствах внезапно возрастающее давление и вызывать этим местное обрушение кровли. Местное и временное обруше-

²⁶ J. M. Boutwell and L. H. Woolsey. *Geology and ore deposits of the Park City district, Utah*, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 77, 1912, p. 95—98.

²⁷ R. D. Crawford. *Geology and ore deposits of the Monarch and Tomichi districts, Colorado*, Colo. Geol. Surv., Bull., vol. 4, 1913, p. 110.

ние кровли следует рассматривать как связанное с общим поднятием интрузивов вследствие инъекций; на некоторых участках признаки поднятия под напором и обрушения кровли, повидимому, сочетаются. Можно считать, что, изучая такие районы, возможно будет установить относительное значение этих двух процессов. Последняя позиция Дэли, относящего обрушения кровли к заключительной стадии поднятия изверженных масс, находится в полном согласии с данными структурных работ. О внедрении каждой массы следует судить на основании ее собственных признаков, используя при этом имеющееся большое число структурных критериев.

СПОРНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

Некоторые части работы Клооса подверглись критике со стороны Р. А. Дэли, Б. Зандера, Ф. Е. Зюсса и Л. Келбля. В своих рассуждениях о субъяцентных (сквозных) интрузиях Дэли обращается к классификации плутонических масс, предложенной Клоосом, причем пишет: «Он (Клоос) говорит, что не представляет себе постели батолитов, но на следующей странице определяет свой «плутон», который включает батолиты, как имеющий видимую, так и предполагаемую постель (каждый с einer etwa sichtbaren oder erschliessbaren Unterfläche)»¹. Фраза, на которую он ссылается, в переводе такова: «Описательная терминология (плутонических масс) может исходить из: 1. *Формы*. Она дается линией пересечения с земной поверхностью, положением и продолжением вниз боковых стен или постели, если таковая видна или предполагается»². Небольшое слово «etwa» указывает на условность определения. Очевидно, Дэли этого не заметил, и это неточное понимание фразы можно извинить. Говоря о хонолитах³, Дэли был введен в заблуждение тем же предположением относительно взглядов Клооса. Однако он исправляет это примечанием на стр. 122 (русск. пер.), признавая, что Клоос принимает и такой тип плутонической массы (Periklinalpluton), которая продолжается вниз со всех сторон⁴.

Зандер⁵ в двух работах выражает сомнение в оригинальности работы Клооса. В своей первой работе он указывает, что угловые соотношения между легко выраженным линейным на-привлением, отмечаемым видимыми линейными текстурами, и поперечными трещинами отдельности, перпендикулярными

¹ R. A. Daly. *Igneous rocks and the depths of the earth*, 1933, p. 75, footnote 1, Mc Graw-Hill, New York.

² H. Cloos. *Zur Terminologie der Plutons*, Fennia 50, 1928, S. 4.

³ R. A. Daly. *Op. cit.*, русск. пер. стр. 116.

⁴ H. Cloos. *Ibid.*

⁵ B. Sander. *Zur granittektonik, Mikrotektonik usw.*, Verhandl. d. Geol. Bundesanst., Wien, Nr. 4, 1923, S. 80—86; *Zu H. Cloos Gegenkritik betr. Granittektonik*, Centralbl. f. Min., Abt. B, Nr. 3, 1927, S. 97—103.

этому направлению, были давно описаны Альбертом Геймом и другими альпийскими геологами в отношении деформированных кристаллических пород⁶. Он не согласен также с терминологией, предложенной Клоосом, на том основании, что «S — плоскости — Streckung» (немецкий эквивалент линии течения) и другие термины были уже применены им самим и некоторыми австрийскими геологами для сходных плоскостей и структур в кристаллических сланцах⁷, и настаивает на большем разграничении при употреблении терминов *сланцеватость* (Schieferung) и *структура течения* (Fließgefüge)⁸. Поперечные трещины отдельности в направлении наибольшего сжатия земной коры знакомы каждому исследователю кристаллических пород, — говорит он, — и приложение их к гранитам не ново⁹. Он отрицает, что работа Клооса нова; в ней скорее применены к новой группе пород давно известные структурные критерии¹⁰. Он также утверждает, что некоторые фразы в работе С. Бубнова требуют изменения, чтобы стать приемлемыми для физиков¹¹.

В более поздней работе Зандер, отвечая Клоосу¹², выражает свое удовлетворение тем, что впредь петрографические исследования текстур горных пород и исследования структур по Клоосу должны проводиться как две связанные между собой части структурных исследований¹³, и указывает на то, что он уже давно утверждал существование связи между крупными движениями и мелкими перемещениями в горных породах¹⁴. В противоположность Клоосу, скептически относившемуся к возможности изучения под микроскопом таких крупных тектонических единиц, как грабены, своды или флексуры, Зандер заявляет, что это возможно¹⁵, и добавляет, что ориентированные шлифы вскроют текстурную характеристику породы даже там, где макроскопическое изучение бесполезно¹⁶. На этих двух путях исследования, сейчас раздельных, нужно работать рука об руку¹⁷.

В своем ответе на критику Зандера и других Клоос отказывается от намерения вводить новые по существу структурные элементы, но настаивает на том, что систематическое изучение этих элементов вскрывает тектонический план и структурные

⁶ Op. cit., S. 81.

⁷ Ibid.

⁸ Op. cit., S. 82.

⁹ Op. cit., S. 83.

¹⁰ Ibid.

¹¹ Op. cit., S. 83, 84.

¹² H. Cloos. *Zur Kritik der Granittektonik*, Centralbl. f. Min., Abt. B. 1926, S. 481 — 492.

¹³ B. Sander. *Zu H. Cloos, Gegenkritik betr. Granittektonik*, Centralbl. f. Min., Abt. B., Nr. 3. 1927, S. 97 — 98.

¹⁴ Op. cit., S. 100.

¹⁵ Ibid.

¹⁶ Op. cit., S. 101.

¹⁷ Op. cit., S. 103.

условия в земной коре, на основании которых могут быть даны новые объяснения¹⁸. Так как его исследования касались изверженных масс, которые после кристаллизации не были деформированы в какой-нибудь заметной степени, то он тщательно избегал принимать в очень узком смысле термины, употребляемые при описании текстур метаморфических образований, так как структуры изверженных масс возникали раньше или во время затвердевания интрузий, а соответствующие структуры и текстуры в гнейсах или кристаллических сланцах вызваны в большей степени деформацией, возникшей позже их затвердевания и соответствующего отложения¹⁹. Буквенное обозначение трещин отдельности S для продольных трещин отдельности было употреблено Клоосом потому, что немецкие рабочие в каменоломнях называют плоскости, параллельные этим трещинам, «Spaltfläche», и буква S была введена, чтобы напомнить это слово, точно так же, как соответствующее обозначение K для торцовых плоскостей напоминает слово «Kopffläche», употребляемое немецкими камнетесами²⁰. Микроскопические наблюдения были сознательно оставлены потому, что измерение многих тысяч макроскопических структурных элементов и их сводка потребовали много времени, и в продолжение целого ряда лет главной целью было собирание фактов, касающихся этих особенностей²¹. Согласно Клоосу, если бы термины, которыми пользуется Зандер и другие для метаморфических пород, были приняты в их точном смысле, то получилось бы впечатление, что структуры интрузивных масс имеют динамометаморфическое происхождение²².

Вскоре после опубликования нескольких предварительных работ по структурной геологии массы Пассауского леса в Баварии²³ Ф. Е. Зюсс, в сопровождении нескольких венских геологов посетил эту местность. В своем отчете²⁴ он говорит о некоторых примерах, которые противоречат положению Клооса о наличии постели в южной части гранитного массива Хауценберг²⁵. Однако он допускает, что массив, вероятно, имеет форму полого залегающего тела. Зюсс отрицает, что можно видеть невооруженным глазом какой-либо параллелизм мине-

¹⁸ H. Cloos, Op. cit., S. 481.

¹⁹ Op. cit., S. 482.

²⁰ H. Cloos, *Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge*, Braunschweig, Sammlung Vieweg, 1921, S. 10, 12.

²¹ H. Cloos, *Zur Kritik der Granittektonik*, Centralbl. f. Min., Abt. B. 1926, S. 482.

²² Op. cit., S. 483.

²³ H. Cloos, *Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas: I. Die Intrusionsfolge im Fayrischen Wald; II. Die Batholithen des Bayrischen Waldes und der Pfahl*, Geol. Rundschau, Bd. 14, 1923, S. 7—20, *Das Batholithenproblem*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1923, 14—25.

²⁴ F. E. Suess, *Bericht über eine geologische Exkursion nach Hauzenberg im Bavriscen Walde (Ein Beitrag zur Kritik der sog. Granittektonik)*, Sitzungsber. Akad. d. Wiss., Wien, Math.-Naturw. Kl., Abt. A, Bd. 134, 1925, S. 143—157.

²⁵ Op. cit., S. 148—149.

ралов²⁶, хотя и соглашается с тем, что гранит в карьерах к северу от Хауценберга легче раскалывается в широтном, чем в меридиональном направлении²⁷. Хотя он и мог смешать продольные и пологие первичные трещины отдельности, — последние перпендикулярны поперечным трещинам отдельности и падают круто на север («mit steilem Nord-Fallen»), — все же он различает три главных направления трещин отдельности, как это установил и Клоос²⁸. Далее он приводит примеры, которые противоречат мнению Клооса, что системы этих трещин раннего возраста. В одном карьере группа жил аплита косо падает в направлениях, с которыми не совпадает ни одна система трещин отдельности, в двух других местах основные дайки не совпадают в направлении с поперечными трещинами отдельности²⁹. Зюсс наблюдал, что некоторые трещины отдельности вблизи контактов проникают как в гранит, так и в боковые породы; из этого он заключил, что в породах одновременно возникли трещины отдельности вследствие активного регионального бокового давления и что гранитный массив Хауценберга не обнаруживает каких-либо специальных систем трещин³⁰. Он подтверждает этот взгляд указанием на то, что гнейсы вблизи этого места обнаруживают поперечные трещины отдельности, перпендикулярные линейному параллелизму, который никогда не бывает чисто тектонического характера и ничего не имеет общего с затвердением³¹.

Зюсс также рассматривал природу «пфалья» (Pfahl), этой замечательной зоны сдвига, которая ограничивает Богемскую массу на юго-западе; она показана на табл. 24 данной работы. Сдвиг смещает юрские меловые осадки, и эта фаза активного сдвига относится, весьма вероятно, к третичному времени. Клоос допускает, что «пфаль» — это зона, послужившая источником (вероятно, позднепалеозойским) хауценбергской и связанной с ней интрузиям, что, нужно сказать, «резко противоречит»³² теории более позднего возраста этой зоны сдвига. На возможность того, что одна зона могла действовать в продолжение нескольких геологических периодов, указаний нет. Третичные движения вдоль «пфалья» являются взбросами; надвинувшийся блок перемещался по направлению к юго-западу. Кроме «пфалья», существуют две параллельные зоны смещения с подобным же надвигом, каждая приблизительно на 32 км дальше к юго-западу. Зюсс³³ говорит, что породы между этими тремя зонами надвигов были деформированы так, что в них развились пло-

²⁶ Op. cit., S. 150.

²⁷ Ibid.

²⁸ Op. cit., S. 151.

²⁹ Ibid.

³⁰ Op. cit., S. 152.

³¹ Ibid.

³² Op. cit., S. 153.

³³ Op. cit., S. 154.

скости отдельности, простирающиеся с северо-запада на юго-восток. Вблизи главных смещений соответствующие структуры интенсивны и затухают по мере удаления от них. Как трещины отдельности, проходящие с северо-запада на юго-восток, так и линии течения в граните рассматриваются как результат тектонического давления. Наконец, на массив Хауценберг следует смотреть только как на незначительный отпрыск обширных батолитов, но не как на настоящий батолит. Что гранитные массы в этом районе имеют постель, было известно³⁴ с 1854 г. Работа заканчивается общей сводкой орогенических явлений, относящихся к позднемезозойским нарушениям.

В своем ответе³⁵ Клоос сожалеет о том, что Зюсс не дождался выхода в свет его монографии по этому району³⁶. Обнажения гранита, которые Зюсс считает противоречащими мнению, что массив Хауценберг имеет постель, представляют не граниты Хауценберга, но более древние интрузии гранита³⁷. Клоос и его сотрудники затратили несколько месяцев на выяснение настоящих возрастных соотношений. Выводы детального структурного исследования не должны быть оставлены без внимания, так как во время осмотра было отмечено лишь небольшое количество особенностей³⁸. Как хорошо известно, отдельные зоны смещений могут быть активными в продолжение большого периода времени, и нет противоречий с установкой Клооса, допускающей, что зона «пфалья» в палеозойское время функционировала как зона питания интрузий и что происходили образование брекчий и надвиги как вдоль этой зоны, так и вдоль других параллельных зон третичного возраста³⁹. Догранитовый возраст гнейсо-гранитов района доказан секущими контактами более молодых гранитов, которые содержат включения гнейсо-гранитов. В более ранних работах, на которые ссылается Зюсс, граниты не разделялись на более старые и молодые, а к проблеме батолитов более старые гнейсо-граниты не имеют отношения, так как они залегают согласно с еще более древними осадочными гнейсами⁴⁰.

Критика Келбля⁴¹ касается возрастных отношений этих гранитов. Келбль указывает, что им рассматривались граниты различных возрастов в области, расположенной дальше на юго-

³⁴ Op. cit., S. 155.

³⁵ H. Cloos. *Zur Kritik der Granittektonik*, Centralbl. f. Min., Abt. B, 1926, S. 481—492.

³⁶ H. Cloos et al. *Die Plutone des Passauer Waldes*, Mon. Geol. und Pal., Berlin, Gebr. Borntraeger, Ser. 2. H. 3. 1927, S. 1—182.

³⁷ H. Cloos. *Zur Kritik der Granittektonik*, Centralbl. f. Min., Abt. B., 1926, S. 487.

³⁸ Op. cit., S. 488.

³⁹ Op. cit., S. 489.

⁴⁰ Op. cit., S. 491.

⁴¹ L. Këlbl. *Bemerkungen zu „H. Cloos Zur Kritik der Granittektonik“* Centralbl. f. Min., Abt. B, 1927, S. 104—108.

восток, в то время как Клоос утверждает, что там имеются и граниты одного возраста.

Американскому читателю трудно проследить разногласия, изложенные выше, без близкого знакомства с местными особенностями, которые встречаются в окрестностях Пассауского леса. Однако обзор спорных проблем приведен для того, чтобы осветить различные возникавшие вопросы. По мнению автора, единственный метод, имеющий общее значение, предложен Зандером. Будущее должно решить, дадут ли макроскопические структурные явления, как они описываются школой Клооса, удовлетворительное объяснение механизма интрузий или же микроскопическое изучение строения пород, в котором Зандер является ведущим работником, приведет к другим толкованиям. До настоящего времени нет ни одного района, который был бы изучен и по методу Клооса и по методу Зандера. Мы будем очень удовлетворены, если образованный в Национальном исследовательском совете США Комитет структурной петрологии займется этим вопросом. В своей критике Зандер не указывает на то, что существуют пункты принципиального несогласия; напротив, он утверждает, что он знал и описывал в метаморфических породах те же самые структурные элементы, какие установлены Клоосом для интрузивных масс. Поскольку может судить автор, районами, где можно лучше всего изучать эффекты наложения вторичного динамометаморфизма на изверженные массы, являются такие массивы, которые позднее были деформированы только в одной части. Первичные структурные элементы тогда сохранились бы в одной части, в то время как другая часть показала бы, до какой степени ориентированы отдельные кристаллические зерна в результате механических скальваний, кристаллобластических процессов, и в какой степени — в результате явлений замещения.

СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ НАБЛЮДЕНИЕ НАД СТРУКТУРАМИ

Важнейшим элементом структурной петрологии является наблюдение над структурами. Оно должно быть направлено на выяснение того, как и почему образуются различные структурные элементы в породах, и как они изменяются в процессе метаморфизма. Для этого необходимо иметь представление о том, как и почему образуются различные структурные элементы в породах, и как они изменяются в процессе метаморфизма. Для этого необходимо иметь представление о том, как и почему образуются различные структурные элементы в породах, и как они изменяются в процессе метаморфизма.

Полученные результаты наблюдений над структурами в породах, подверженных метаморфизму, позволяют сделать следующие выводы: 1) Структурные элементы в породах, подверженных метаморфизму, образуются в результате действия различных факторов, таких как температура, давление, время и т.д. 2) Структурные элементы в породах, подверженных метаморфизму, изменяются в процессе метаморфизма. 3) Структурные элементы в породах, подверженных метаморфизму, являются результатом взаимодействия различных факторов.

ПРИМЕНЕНИЕ ПРИНЦИПОВ

УКАЗАНИЯ ДЛЯ СТРУКТУРНЫХ ПОЛЕВЫХ РАБОТ

В этом отделе излагаются некоторые подробности, в надежде на то, что они смогут быть использованы геологами, которые не отдавали много времени изучению структур, но могли бы принести пользу в этом деле. Ясно, что изложенное в этой книге не может заменить опыта в полевых работах. Однако имеется ряд положений, которые существенны для каждого, кто производит работу по исследованию структур в изверженных породах.

Автор широко пользовался ценным обменом мнений с другими геологами в поле, имеющимися в литературе заметками и личным опытом. Принимая во внимание чрезвычайное разнообразие структурных проблем, невозможно дать указания, которые подходили бы к каждому случаю. Особые задачи могут потребовать полевых методов, совершенно отличных от тех, которые здесь предполагаются¹.

СИСТЕМАТИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НАД СТРУКТУРАМИ

Начинающий изучать структурную геологию изверженных масс должен знать, что проблемы структур требуют такого же тщательного изучения в поле, как морфология, петрография или стратиграфия. Геологи, которые в поле заняты петрографическими наблюдениями или картированием, или те, которые должны покрыть в короткое время большие площади, встретятся с затруднениями в разрешении структурных проблем. Едва ли существует какой-нибудь район, где структурная геология настолько проста, что рекогносцировочная съемка или петрографическое картирование дадут достаточно удовлетворительные данные, чтобы охватить также и специальные задачи изучения структур. Можно сказать без преувеличения, что здесь

¹ Прекрасные предложения для полевых работ даны у F. Kemp, J. D. Irving, G. O. Smith и др. в *Economic Geology, Discussion*, т. 8 и 9, 1913 и 1914 гг.

самая медленная полевая работа во многих случаях докажет, что она является самой быстрой. Только после того, как каждое обнажение исследовано от одного конца до другого и каждая характерная черта — кажется ли она важной, или нет — аккуратно измерена и систематически записана, геолог может быть уверенным, что он видел все, что надо было видеть, и что ему не потребуется возвращаться на то же место, чтобы снова осматривать ту или другую особенность, не замеченную им во время.

Там, где должны изучаться изверженные массы с неупорядоченными сразу структурами, автор находит удовлетворительным во многих случаях следующий метод.

Полевую работу следует начинать, если это возможно, в тех разрезах, которые хорошо картированы геологически и топографически; выбирать нужно легко доступный участок с хорошими обнажениями и с большим разнообразием горных пород; необходимо уделять наибольшее внимание обнажениям около контактов, так как здесь первичные структуры, вероятно, должны быть хорошо развитыми. Там, где имеются разные изверженные породы, их возрастные отношения становятся очевидными у контактов. Чем скорее будут выяснены возрастные соотношения всех горных пород, тем легче будет понять региональные задачи. Если контактовая зона простирается на несколько десятков километров, то нет необходимости идти по всей длине и исследовать каждый разрез с большой тщательностью; гораздо экономнее осмотреть и изучить с большими подробностями разрезы с самыми лучшими обнажениями; это также хорошо помогает структурному анализу. Обычно две или три такие выбранные площади дадут ясную картину структурной особенности массы. В том случае, если они обнаруживают бросающиеся в глаза различия, можно исследовать с такой же детальностью другой разрез.

Для успеха в полевых работах необходимо понимать ясно установленную систему структурных элементов, как, например, типичную «краевую структуру» массивов (стр. 152—153). Каждому, прочитавшему предыдущие главы, должно быть очевидным, что системы структурных элементов в ряде районов были выяснены благодаря затрате большого труда; в каждом из них были измерены структуры разломов и структуры течения и что, после того как была составлена карта, они гармонично согласовались с общей картиной. Приступая к изучению какого-нибудь нового массива, геолог не может знать заранее, найдет ли он там условия такие, как в других, но если он находит хорошо выраженные структуры течения или явно заметные системы трещин, то он должен быть в состоянии судить, соответствуют ли они структурному плану, уже установленному где-либо, или не соответствуют. Наблюдатель должен иметь достаточный навык, чтобы распознавать значение каждой структуры течения или системы трещин, в которых ему надо разобраться, а также

их взаимные отношения в поле. Если, например, какая-нибудь масса имеет расслоенные краевые части и падение вертикально в одном сечении, но направлено к наружной стороне в другом, то он должен ясно представлять себе, что это изменение показывает падающую наружу плоскость контакта; наоборот, если падение обращено внутрь, то нужно искать добавочные обнажения, чтобы удостовериться, падают ли боковые породы под интрузив или нет.

Работающие в некоторых геологически молодых гранодиоритовых массивах на западе Северной Америки должны быть чрезвычайно терпеливы в поисках структур течения. Некоторые из этих масс, возможно, поднимались в очень неглубокие горизонты земной коры, где стремление к образованию структур течения слабо (стр. 118); поэтому их контактовые зоны могут казаться совершенно лишенными структур течения из-за недостатка в них резко выраженного динамического контакта (стр. 92). Надо затратить много дней напряженного изучения, прежде чем глаз достаточно приучится распознавать слабо выраженные структуры течения, в особенности линии течения. В трудных районах самые лучшие и обширные обнажения должны исследоваться наиболее тщательно. Кроме того, обнажения вдоль многих контактов являются незначительными и скрыты зарослями и почвенным покровом. Если нет глыб, которые хорошо выступают, но имеются шансы найти свежую породу, то, быть может, лучше терпеливо сдирать лишайники, корни растений и почву, чтобы обнажить некоторые участки этих пород, в особенности прямые углы глыб, где породу можно рассмотреть в трех различных направлениях. Структуры течения можно видеть только в некоторых направлениях, и порода может казаться массивной в других (стр. 12).

Гораздо большего доверия заслуживают характерные особенности, измеренные в свежих больших скалах, чем наблюдающиеся на небольших, плохо обнаженных поверхностях, тем не менее все наблюдения должны быть записаны с одинаковой тщательностью; наблюдения над плохими выходами могут подтвердить структурные особенности, обнаруженные в каком-нибудь другом месте. На некоторых площадях необходимо затратить больше времени и сил, чтобы найти обнажения, дающие возможность для измерения структуры, чем измерить их, когда они уже найдены.

Геолог, производящий детальную съемку интрузивных залежей или пластов, должен представлять себе, что здесь у него меньше оснований для суждений, которыми он мог бы руководствоваться, чем при изучении массивов. В то же время такое изучение требует дальнейших знаний о структурных особенностях этих масс, покоящихся на породах лежащего бока. Хотя нельзя сказать, чтобы типичный структурный план в этих телах был понятен, тем не менее имеются наблюдения над первичными трещинами смалывания, которые связаны с контактовыми

плоскостями и, повидимому, вызваны внутренним расширением (стр. 141, 149). Кроме того, всегда надо иметь в виду основные законы, касающиеся течения кристаллизующихся магм параллельно неподвижным стенкам.

Поучительным опытом для начинающего должно быть детальное изучение вулканического района, где хорошо обнажены риолитовые и обсидиановые потоки, или какой-нибудь подобной площади, где имеются дайки этих пород. Обилие структур течения, поддающихся измерению, точность, с которой могут быть восстановлены формы, направление течения или деформация; подстилающие породы; каналы, по которым протекала магма, — все это рано или поздно убедит почти каждого в достоинствах такого метода.

КАК ЗАПИСЫВАТЬ НАБЛЮДЕНИЯ НАД СТРУКТУРАМИ

Говорят, что некоторые геологи обладают такой замечательной способностью запоминать факты, что не нуждаются в систематических записях в поле. Однако нет человека, который мог бы запомнить такое большое количество цифр, углов и направлений, когда приходится брать тысячи отсчетов по компасу и клинометру. В структурной работе весьма желательно записывать каждое наблюдение, независимо от его важности, и как можно меньше полагаться на память.

Полевые записи должны сохраняться в такой форме, чтобы их можно было прочесть, затратив минимум времени как в поле, так и в кабинете. Несмотря на большое разнообразие особенностей, которые приходится записывать, такие заметки можно быстро читать, если соблюдены некоторые правила.

1. Записывать все измерения следует удобными условными обозначениями, например, такими, которые даны на таблице значков (стр. 183—185), всегда нужно писать цифры, отмечающие падение и простираие так, чтобы не могло быть никакой неясности, относится ли какая-либо цифра к падению или к простираию. Это особенно важно там, где в одном и том же обозначении появляются линейные и плоскостные структуры. Можно посоветовать писать цифру угла падения как можно ближе к стрелке, обозначающей падение (цифру угла наклона как можно ближе к стрелке, обозначающей наклон), а цифру, обозначающую простираие, — с противоположной стороны, где-нибудь вдоль черты простираия (например значки 1, 2 на таблице значков (стр. 183)).

В Америке не существует однообразия относительно системы цифр, обозначающих простираие; многие геологи обозначают простираие NE—SW как N 45° E. Этот метод менее удобен, чем следующий. Будем отсчитывать по часовой стрелке 180°, начиная от 0° на севере для восточных направлений и 0° на юге для западных; NE—SW тогда будет просто 45°, EW—90°, NW—SE — 135°, N 10° W равно 170°, NS — 180°, или 0°; N 37° E будет 37°.

На всех картах и таблицах, опубликованных геологами клоосовской школы, употребляется эта система, являющаяся более удобной, чем способ, при котором все направления простираения отсчитываются от направлений севера или юга.

2. Когда какая-нибудь группа соседних обнажений детально измерена, то практично нанести все измерения в виде эскизного плана большого масштаба, изображая каждое измерение приблизительно в их действительных соотношениях. Достаточно грубо отметить границы этой площади; аккуратные отсчеты более важны, чем точное изображение соотношений в обнажении. К таким эскизным планам можно добавить некоторые пояснительные замечания, отметив на карте пункты, к которым они относятся (например буквами А, В, С и т. д.). На таких картах можно видеть выдающиеся в структурном отношении пункты и даже большие и сложные участки.

3. После обхода сложных участков горных пород полезно написать краткое резюме в записной книжке. Это может оказаться ценным в дальнейшем, так как ничто не может заменить непосредственного впечатления, полученного на обнажении, и важные стороны многих проблем выяснятся позднее, при внимательном чтении таких полевых записок. Серия таких кратких описаний существенно помогает при изучении нового района. Каждый день делаются новые наблюдения, и, поскольку ежедневный опыт прибавляется к опыту прошлого, наблюдатель учится, как оценить комплекс и значение наблюдений, и более легко находит, где имеются противоречия и где подтверждения и доказательства того или другого предположения. Таким образом возникают вопросы, и если относиться осторожно ко всем важным пунктам, то можно быть уверенным, что не будут упущены из виду соответствующие факты, как только они обнаружатся. Если встретятся очень сложные условия, то полезно пропустить страницу или две и записать все возникающие задачи со ссылками на страницы, где находятся заметки относительно каждого отдельного пункта.

Заметки не должны быть слишком лаконичны. Есть разница в том, как записать: «Некоторые трещины отдельности с запада на восток вертикальны, другие NW—SE со следами скольжения. Не видно ясного скольжения», или «Вертикальные трещины отдельности с запада на восток немногочисленны, но длинные и прямые; несмотря на поиски раздробленных зон и следов скольжения, они не найдены. Развиты также трещины NW—SE — вертикальные, на них обычные следы скольжения, штрихи наклонены на 50° SE. Относительное перемещение не определено. Эти трещины реже, чем другие, но содержат минеральные примазки более ранние, чем штрихи. Параллелизм в расположении минералов, если он только присутствует, надо проверить в другом месте». В заметках надо пользоваться правильными терминами. Писать о поперечных трещинах отдельности раньше, чем наблюдался линейный параллелизм, нет осно-

ваний. Некоторые недавние статьи обратили на себя внимание автора тем, что в них описываются «поперечные трещины отдельности» гранитных массивов, но не приводится ни одного наблюдения, показывающего, что эти граниты обладают какой-то линейной структурой течения. Авторы этих статей, вероятно, имеют в виду что-нибудь вроде трещин отдельности, вызванных региональным растяжением, но обозначают это неподходящим термином.

КАРТИРОВАНИЕ СТРУКТУР ТЕЧЕНИЯ

Измерить слои течения просто, если они хорошо развиты и линейные структуры течения отсутствуют. Простираемость и падение измеряются так же, как в любой слоистой породе. Однако, если структура развита только в слабой степени, наблюдатель должен быть осторожным и, по возможности, тщательно определять простираемость и падение. Наиболее резко выраженные слои течения встречаются вообще вблизи контактов интрузивных масс, и полезно начать измерения именно здесь и отсюда уже проследить структуру внутренней части. Ориентировка слоев течения может быть установлена еще лучше, если исследовать поверхности, различно ориентированные. Как показано на фиг. 8 и 31, поверхности, субпараллельные слоям течения, являются неподходящими для того, чтобы обнаружить какой-нибудь параллелизм минералов, за исключением случаев, когда присутствуют одновременно слои и линии течения (стр. 37). Путем сравнения обычно можно обнаружить те плоскости, на которых структура лучше всего заметна, и определить этим также ориентировку плоскостного параллелизма.

Опытные геологи, имеющие небольшую практику в этой специальной области структурной геологии, вероятно, недооценивают трудности получения правильных измерений. При рекогносцировочных работах, например, они склонны брать слишком мало измерений. Если за короткое время картируется большая площадь и сделано только немного измерений, то заключения надо считать предварительными, и из них еще нельзя делать выводов. При публикации таких материалов надо указывать затраченное время и размеры площади, покрытой съемкой. Некоторые геологи, отправляясь в поле, предполагают, что каждое обнажение должно дать почти все элементы структур течения, какие только описаны, и неохотно оставляют обнажение раньше, чем отметят большое число этих элементов. Ничто не оправдывает такого представления. Центральные части некоторых гранитных массивов в действительности лишены каких-либо структурных особенностей, хотя бы даже краевые разрезы и обнаруживали прекрасно выраженный порядок в структурных элементах.

Хотя линейные структуры течения встречаются так же часто, как и плоскости слоистости, однако указания на эту особенность

в учебниках и литературе настолько редки, что о них надо сказать несколько подробнее. В литературе существует большая путаница в отношении того, что понимать под линейной или плоскостной структурой течения. Употребление, например, такого термина, как *структура течения*, без дальнейшего уточнения, является совершенно безответственным, и от него надо отказаться в пользу более точных терминов.

Плоскостные структуры течения (*platy flow structures*) делаются видимыми: 1) если темные и светлые минералы образуют различно окрашенные слои и 2) если более крупные по размерам поверхности многих минеральных зерен располагаются грубо параллельно между собой. Во втором случае не появляется различимых слоев, но вся порода приобретает структуру, в которой выражены определенные структурные плоскости. Наиболее удобно для выделения этой плоскостной структуры пользоваться слюдястыми минералами. Линейный параллелизм, с другой стороны, вызывается: 1) наличием призматических минералов, 2) нарушением роста минералов в направлении одной линии и 3) параллельными рядами равных минеральных зерен. Если, например, иголки роговой обманки многочисленны и большинство из них параллельно, то порода в целом обладает как бы некоторой линейной волокнистостью, которую можно сравнить со строением древесного ствола. В такой породе нет каких-либо особенных плоскостей в параллелизме минералов, но она обладает хорошо выраженной *структурой течения*.

В сильно слоистых горных породах с линейной структурой на плоскостях слоистости производство полевых наблюдений должно быть несколько дополнено по сравнению с тем, что указывается во всех элементарных курсах полевой геологии. Надо:

1) определить падение и простирание слоев течения обычным способом;

2) отыскать поверхность, параллельную слоям течения, — чем она богаче слюдястыми минералами, тем лучше; обычно большая и чистая такая поверхность будет обнаруживать линии течения, если они вообще присутствуют;

3) измерить направление этих линий, т. е. определить простирание проекций и угол их наклона совершенно так же, как измеряются штрихи скольжения на плоскостях отдельностей или плоскостях сбросов.

На рис. 13 показано, как это сделать, если поверхность, на которой производится измерение, является нижней поверхностью нависшего утеса. После измерения плоскости течения компас поворачивается так, что край его лежит в вертикальной плоскости, заключающей штрихи (плоскость *ABDC* на рис. 13); держа компас горизонтально, мы измеряем необходимое направление. Если плоскость течения падает полого, то такое простирание проекций измеряется непосредственно со значительной точностью, но если нависшая поверхность крутая, то трудно из-

мерить это направление точно; можно посоветовать сделать несколько измерений и, если возможно, сравнить их с измерением на ненависших поверхностях.

Если содержание минералов, которое обуславливает структуру, относительно мало, то трудно отличить линейную структуру от плоскостной. Трудность увеличивается тем, что параллелизм в расположении минералов виден обычно на случайных поверхностях горной породы, которые находятся притом в случайных соотношениях к плоскостям или линиям параллельного расположения минералов. Поэтому необходимо, чтобы геолог был знаком с различными типами проекций и соответственными диаграммами (совершенно так же, как при изучении кристаллооптики необходимо освоиться с измерениями угла погасания при различной ориентировке шлифа). Например, на плоских, обработанных ледником, выступах невозможно решить, является ли видимый параллелизм минералов плоскостным или линейным. Необходимы обнажения, по крайней мере, еще в одном направлении. Блоки на рис. 10—12 обнаруживают на плоских поверхностях черные и серые полосы, вытянутые с востока на запад. Они могут происходить или вследствие полого расположенных полосок какого-нибудь минерала, вытянутых в направлении с востока на запад, или вследствие выхода нарушенных плоскостей сланцеватости, простирающихся в том же направлении. Необходима вторая поверхность (как, например, фронтальные поверхности на рис. 10—12), чтобы решить, является ли структура плоскостной или линейной, так как на этой поверхности оба случая дают совершенно разную картину

Каждая структура течения может меняться по своей интенсивности независимо от другой. Так, в какой-нибудь массе плоскостной параллелизм может быть единственной структурой на определенной площади, тогда как на некотором расстоянии к нему может присоединяться линейная структура, а в каком-либо третьем разрезе может присутствовать только линейный параллелизм. Если ни плоскостная, ни линейная структура резко не выражены, то различить их значительно труднее. Горная порода может обладать либо слабым плоскостным параллелизмом, либо слабо выраженной линейной структурой, либо тем и другим в слабой степени.

При таких неблагоприятных условиях только самые лучшие и ясные обнажения дадут хорошие результаты. Чтобы определить род параллелизма минералов, часто необходимо производить систематические наблюдения на всех обнаженных поверхностях горной породы.

Например, для некоторого обнажения можно отметить:

«Поверхность простирается N 15° W (или «165°», по системе обозначения Клооса), падает 65° W-SW, на ней слабый параллелизм, погружается в направлении 30° S-SE. Поверхность E-W вертикальная, параллелизма не наблюдается. Поверхность NE-SW вертикальная, на ней слабый параллелизм».

лизм, погружается приблизительно на 30° к SW. Падение поверхности 10° S, на ней довольно хороший параллелизм, простираение проекции определено на север».

Если сравнить эти наблюдения, то найдем, что линейный параллелизм, полого погружающийся на юг, является единственной структурной чертой, которая дает ориентировку, наблюдающуюся на отдельных плоскостях.

Предположим, что слабая плоскостная слоистость без линейного параллелизма идет с северо-востока на юго-запад, падая под углом 70° к северо-западу. На пологих поверхностях такая порода будет обнаруживать простираение в направлении с северо-востока на юго-запад; на поверхностях, параллельных плоскостному параллелизму, порода не обнаружит никакой структуры. На поверхностях, падающих под средними и малыми углами к юго-востоку, горизонтальные штрихи проходят с северо-востока на юго-запад; на поверхностях, падающих под небольшими углами к западу, будет проявляться параллелизм полого-наклонный на запад-юго-запад. На вертикальных плоскостях, проходящих в широтном направлении, будет казаться, что плитчатая структура падает к западу под углом, несколько меньшим 70° . Предположим, что порода имеет слабо выраженный плоскостной параллелизм в меридиональном направлении и с падением к востоку под углом 50° , на который наложен линейный параллелизм в направлении с северо-востока на юго-запад, погружающийся к северо-востоку под углом около 35° . Здесь важно, что на поверхностях, параллельных плоскостной структуре (т. е. плоскостях, падающих к востоку под углом около 50°), параллелизм минералов виден; в предположенном случае слабые штрихи или, во всяком случае, некоторые другие признаки на вытянутость призматических минералов будут тянуться с северо-востока на юго-запад, погружаясь примерно под углом 35° на северо-восток. Если в породе имеется только плоскостной параллелизм, то на тех же плоскостях не будет видно никакой структуры.

Присутствуют ли только одни линии течения, можно определить, если имеется достаточное количество поверхностей различной ориентировки для наблюдений. Например, пусть линии течения тянутся с востока на запад и погружаются к западу под углом 15° , плоскостной же параллелизм пусть отсутствует. Крутые поверхности, проходящие с востока на запад, обнаружат эту структуру с падением к западу под углом 15° . Крутые поверхности меридионального направления совсем не обнаружат параллелизма, тогда как некоторый параллелизм они обнаружат, если развита какая-нибудь плоскостная структура течения, включающая эти линии течения. Даже в редких случаях, когда линии течения и слои течения не совпадают, те и другие располагаются гармонично по отношению друг к другу, и на упомянутых плоскостях будут заметны слои течения. Рассмотрение той же породы выдвигает другую задачу. На поверхностях с пологим падением к востоку будет виден параллелизм в широтном направлении, который может вызвать ошибочное допущение, что линии течения погружаются к востоку. Однако, если эти поверхности тщательно сравнить с поверхностями, падающими полого к западу, то можно обнаружить, что параллелизм на плоскостях, падающих к западу, выражен несколько сильнее, чем на других плоскостях. Кроме того, если доступны только пологие поверхности, то окончательное определение того, в каком направлении погружаются линии течения, может быть невозможным, и тогда надо принимать во внимание отдельно

по падению и поперечные. Чтобы окончательно разрешить вопрос, следует рассмотреть крутые поверхности широтного направления. В тех случаях, когда линии течения располагаются почти горизонтально, надо внимательно следить за их наклоном (погружением). Пологие линии течения часто образуют пологие своды или куполы, и, таким образом, важно определить, где находятся вершины последних или где начинаются склоны.

Там, где линии течения падают круто и слабо развиты, трудно определить простираание их проекций. В таких местах надо рассматривать утесы, где выступают крутые поверхности. Параллелизм становится все сильнее по мере того, как поверхности приближаются к тем положениям, в которых с ними совпадают линии течения (поверхность ABCD на фиг. 3; EFDB на фиг. 4; BCD на фиг. 8).

Чем труднее уловить структуры течения, тем тщательнее надо вести полевые заметки. Нужно отмечать, является ли данная структура неясной или легко различимой; какие минералы обнаруживают параллелизм в одном месте и какие — в другом; являются ли направление и угол погружения постоянными или переменными, распространяется ли параллелизм на большое число фенокристаллов или он охватывает небольшое число их; развита ли структура в породе равномерно или наблюдается только местами. Если в определенном месте очень трудно установить, в каком направлении ориентированы минералы, то это надо отметить для того, чтобы в том случае, когда другое, лучшее обнажение будет обнаруживать различное направление, но более ясное, отнестись с большим доверием ко второму; первую запись не следует тогда принимать за вполне удовлетворительную. Подобным же образом, если в каком-нибудь обнажении нельзя различить правильного расположения минералов, то это так и надо отметить. Необходимо отмечать, когда наблюдаются ксенолиты, параллельные линиям течения, или когда некоторые из них располагаются в ряд более или менее параллельный структуре породы, или, наконец, когда ориентированные включения находятся в видимо массивной породе, но в таких направлениях, которые в другом месте можно признать за направления, имеющие важное значение.

Во время первых недель полевой работы в новом районе надо, по возможности, отмечать и описывать каждую деталь. Изверженные породы обнаруживают так много своеобразных черт, что время, затраченное на детальные заметки, можно считать хорошо использованным временем. Например, особенности формы скал могут быть обусловлены некоторыми тонкими структурными элементами. Иногда наклон линий течения является причиной возникновения поверхностей выветривания в тех направлениях, которые совпадают с этими линиями течения, и там, где эти линии заметно развиты, может получиться уклон поверхности, совпадающий с наклоном структурных линий. Обнажения, покрытые лишайниками, могут быть ненадежными,

и если все обнажения образованы небольшими, частью закрытыми, выходами, то может оказаться невозможным различить разные структуры и их относительные ориентировки. С большим доверием следует относиться к обнажениям в каменоломнях, в железнодорожных и других выемках, чем к природным обнажениям, подвергшимся выветриванию. Местами некоторые специальные черты, как, например, небольшие сростки железисто-магнезиальных минералов, вызывают заметную скульптурную препарировку поверхностей горной породы. Там, где равномернозернистые горные породы обладают некоторым линейным параллелизмом, отдельные субпараллельные границы зерен минералов на естественных поверхностях отмечаются тонкими черными штрихами, являющимися результатом отложения пыли или роста водорослей, располагающихся по тонким трещинам.

Ни при каких обстоятельствах нельзя допускать собственных предвзятых предположений при поисках следов слабо заметных структур. Параллелизм в расположении минералов или можно распознать или нет. После некоторой полевой практики практики опытный глаз будет распознавать даже самую слабую параллельную структуру.

Иногда в изверженных массах видно развитие только одной из двух возможных структур течения; линии течения отсутствуют в некоторых умеренно слоистых гранитах и *vice versa*. В этом нет никакого противоречия; в литературе имеется много указаний относительно причин этого. Если начинающий работать на такой площади не уверен, что он сможет распознать отсутствующую здесь структуру течения, то хорошо сделает, если сначала посетит площадь, описанную в этом отношении опытными геологами, и исследует некоторое число указанных на карте обнажений.

СТРУКТУРНЫЕ КАРТЫ

ПОЛЕВЫЕ КАРТЫ

Хорошим обычаем является брать в поле несколько довольно больших листов прозрачной бумаги (восковки). Наложив эти листы на карту, которой приходится пользоваться, нужно отмечать основные места, а также наносить на эти листы сделанные структурные наблюдения. При изучении нового района это почти необходимо для того, чтобы сравнивать ежедневные наблюдения и сохранять их в таком виде, чтобы их можно было хорошо читать. На таких картах надо меньше подчеркивать петрографические детали, как, например, границы горных пород, являющихся комагматическими членами; раскраску можно отложить до окончания полевой работы. Обозначения для предполагаемых границ должны отличаться от тех, которыми обозначаются на карте обнаженные и прослеженные границы.

Цель составления таких карт заключается в том, чтобы ясно представить существенные черты района. Поэтому нельзя рекомендовать наносить каждое наблюдение, например каждую трещину отдельности какой-нибудь системы. Структуры течения следует наносить прежде всего так, чтобы ясно выступал план первичных плоскостей течения или линз течения. Наблюдения, в которых исследователь не чувствует себя вполне уверенным, можно слегка отмечать карандашом, тогда как надежные измерения могут быть нанесены более основательно. Затем можно добавить секущие трещины отдельности, и после некоторые дополнительные особенности, представляющиеся характерными. Какие из произведенных в течение дня измерений настолько важны, чтобы их нужно было копировать, решает, конечно, только сам геолог, особенно в зависимости от того, как ему представляется район.

Несущественно, если размеры некоторых важных обнажений и сделанные там измерения будут показаны на полевой карте преувеличенными, а также не будут точны очертания некоторых важнейших залежей (тел горных пород). Более важны правильные данные относительно падения, погружения или простираения структурных элементов, с включением сюда же данных о тех или других характерно выраженных системах отдельности, дайках или сбросах. Если одно и то же направление повторяется несколько раз, то бесполезно отмечать каждое измерение; два или три таких значка, разбросанных по площади, где они преобладают, дают тот же эффект, не загромождая карты.

Измерения простираения в записной книжке должны, конечно, содержать найденную цифру простираения, но она может быть опущена на карте, так как простираение в достаточной мере представляется ориентировкой соответствующего штриха на обозначении. Угол падения, однако, нельзя никогда опускать на карте. Имеется много геологических карт, где углы падения опущены, и эти карты имеют небольшую структурную ценность. На основании такой карты нельзя построить никакого профиля, так как читатель не знает, будет ли здесь падение в 1° , 89° или какое-нибудь промежуточное. Прибавить углы падения не потребует много времени и ничего не стоит, а карта сразу становится очень ценной в структурном отношении. Добавление углов падения является значительно более точным способом, чем употребляющееся обозначение падения стрелками различной длины для разных степеней величины падения. Бывают, однако, редкие случаи, когда можно посоветовать опустить некоторые углы падения. Например, когда углы падения всех формаций остаются постоянными на широкой площади, добавление на карте углов падения может быть лишь обременительным, особенно, если нанесено много других структурных символов.

Замечание, сделанное выше, относится также и к картам, приготовляемым для печати. Структурные карты, предназначенные для опубликования, однако, должны быть еще более удобными для чтения, чем полевые карты, так как для читателя, который не знаком с деталями местности, представляют интерес лишь характерные пункты; только их и следует наносить. В то же время читателю необходимо сообщить значительное количество фактов и наблюдений, чтобы он был способен судить на основании представленных доказательств, в достаточной ли степени интерпретация автора вытекает из фактов или имеются причины для несогласия с ним. Когда на карте надо показать ориентировку многих структурных элементов, как, например, слоистость, отдельность, дайки, то различные цвета для каждого элемента являются идеальной формой представления (см., например, цветные структурные карты в монографии Клооса о граните Исполиновых гор).² Но если пользоваться более чем двумя цветами, кроме белого или черного, то карты обойдутся дорого. Однако авторам можно посоветовать выяснить стоимость, прежде чем отказаться от этой идеи. Применение соответствующего типографского способа, при котором употребляется не очень много цветных обозначений, относительно дешево и дает очень хороший результат.

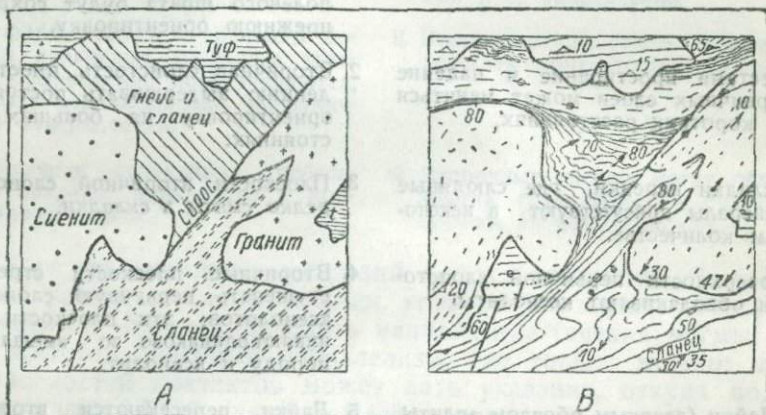
Если автор предполагает опубликовать много отдельных измерений, он получит хорошие результаты, если выполнит отдельные карты на прозрачной бумаге, показывая на каждой один структурный элемент или небольшое число их. Накладывая эти карты одна на другую, читатель может сравнивать разные элементы, даже топографию, как они выглядят в одном и том же месте.

Если пользоваться только черной картой, то необходимо употреблять различные символы, чтобы отличить особенности, возникшие в стадии течения, от систем разломов; среди последних первичная отдельность должна быть показана одной группой символов, а последующие черты, как, например, сбросы и сдвиги, — другой. U. S. Geological Survey недавно выпущена таблица, содержащая большое разнообразие структурных символов, применяемых на картах, а в приложении дано несколько добавочных, которыми пользуются геологи школы Клооса. Автор полагает, что не следует пытаться слишком строго стандартизировать условные обозначения. В каждом районе особые условия требуют специальных значков, и автору должна быть предоставлена свобода в выборе таких значков, которые, как он думает, лучше подходят к требованиям местных геологических условий. Более того, каждая структурная карта обычно сопро-

² H. Cloos. *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen*, 1, *Das Riesengebirge in Schlesien*, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1925, S. 1—194.

вождается легендой, так что возможность смешать значки с какими-то другими ничтожна. Когда структурную карту сопровождают разрезы, то от авторов требуется дать географическую ориентировку каждого. Обозначение «СЗ—ЮВ» дает больше, чем «А—В», особенно, когда читатель теряет время на отыскание на карте этих букв. Сразу знать ориентировку разреза так же важно, как знать точное местонахождение. Разрезы в записных книжках также должны иметь пометки об их ориентировке.

Пользование стереотипными условными значками или параллельной штриховкой для площадей, сложенных одной и той же породой, не следует поощрять. Нет никакого основания, почему полоса сланцев, простирающаяся



Фиг. 38. Различные способы представления структур.

Две карты одного и того же участка. Если геологические образования обозначены условными значками или различной штриховкой площадей, как на А, структурная геология не может быть представлена удовлетворительно, как это имеется на В.

с востока на запад, должна быть представлена штриховкой на карте, скажем, в направлении с севера на юг, или с северо-востока на юго-запад. Структурная карта должна выражать как можно больше элементов действительной структуры всех пород, с которыми она имеет дело. Геометрически прямые линии не выражают так, как надо, разнообразно изогнутых и смятых линий простираения деформированных и смятых в складки горных пород. И легче и больше будет отражена их природа, если проводить линию простираения горных пород от руки, так как карты, вычерченные таким способом, дают читателю большее представление и их легче читать чем карты с заштрихованными площадями.

Подобным образом, если в массивной изверженной породе имеется местная слоистость, то значок для сплошной породы постепенно должен переходить в значок породы слоистой, и для этого надо ввести подходящие значки. Наоборот, слоистые изверженные породы не следует обозначать значком бесструктурной массивной породы; фиг. 38 иллюстрирует эти замечания.

СТРУКТУРНЫЕ ПРОБЛЕМЫ В ГНЕЙСОВЫХ ПОРОДАХ

Структурные съемки гнейсовых интрузий существенно не отличаются от съемок более массивных пород, но, так как некоторые гнейсы произойшли благодаря деформации горных пород, необходимо делать различие

между структурами первичных гнейсов и вторичными гнейсовыми структурами, развившимися после застывания горной породы. Некоторые критерии для различия сгруппированы в следующей таблице.

Первичные гнейсы

Вторичные гнейсы

1. Слоистость обусловлена субпараллельным расположением слоев различного состава или параллельной ориентировкой слюдяных или других пластинчатых минералов.
 2. Местами простираение и падение первичных слоев может меняться на коротких расстояниях.
 3. Складки нередки, где слюдяные минералы присутствуют в некотором количестве.
 4. Поверхности первичной слоистости обволакивают ксенолиты.
 5. Дайки (главным образом аплиты, пегматиты или основные дайки), пересекая первичный гнейс или бывают массивными или обладают параллелизмом минералов в направлении их собственного контакта, срезая слоистость гнейса.
 6. Тщательное изучение большинства гнейсовых интрузий может обнаружить местами участки, в которых первичные слои течения сопровождаются линиями течения. Последние становятся местами настолько интенсивными, что затусовывают слои течения, и на заметных площадях может обнаружиться только линейный параллелизм. Слои течения в таких участках могут также сильно меняться по простираению и падению.
1. Сланцеватые зоны могут пересекать под большим углом ранее образовавшиеся слои различного состава, или слюдяные минералы могут следовать вторичному направлению, тогда как кристаллы полевого шпата будут сохранять прежнюю ориентировку.
 2. Вторичная слоистость имеет тенденцию выдерживать постоянную ориентировку на больших расстояниях.
 3. Плоскости вторичной слоистости редко смяты в складки.
 4. Вторичные плоскости стремятся стусовать первичную слоистость ксенолитов; эти плоскости проникают одинаково во вмещающую породу и ксенолит.
 5. Дайки пересекаются вторичной структурой, независимо от отношения к контактам. Первоначальные контакты даек стусываются вторичной слоистостью. Большие кристаллические зерна в пегматитах могут быть разломаны, вновь сцементированы или даже размазаны по плоскостям вторичной структуры.
 6. Там, где плоскости вторичной слоистости связаны с линейным параллелизмом, порода может принять облик катакластического характера. Линии вытягивания интенсивны на отдельных плоскостях, но могут быть незаметными в породе между соседними плоскостями. Где линии вытягивания более интенсивны, плоскости смещения расположены тесно. Наиболее обычными минералами, образующими эти линии, являются серицит и хлорит. Их могут соединять ряды обломков других минералов, образующих породу. Линейный параллелизм едва ли когда-нибудь занимает место в пластинчатой (слоистой) структу-

ре, и линии удлинения не проявляются без сланцеватости. Последняя выдерживает постоянную ориентировку.

7. Слоистость жилоподобных масс является первичной особенностью в том случае, если она изменяет свое направление вместе с изменением направления контактовой плоскости дайки, независимо от структуры окружающих пород.
7. Дайка обладает вторичной слоистостью, если эта структура пересекает дайку в определенном направлении, независимо от изменений в простирации дайки; однако известны исключения (стр. 74). Как правило, та же плоскостная (слоистая) структура пересекает окружающие породы без изменений в ее направлении.
8. С приближением к границам породы первичные плоскости течения обыкновенно поворачиваются, делаясь параллельными пограничным поверхностям.
8. Вторичная слоистость может пересекать контактовые плоскости.
9. Грануляция первичных гнейсов, как правило, приурочена к контактовым зонам.
9. Вторичные гнейсы могут обнаруживать грануляцию в структуре породы по всей площади.

Форму гнейсовидных интрузий легко определить благодаря хорошо развитым слоям течения, которые неизменно совпадают с границами. Чтобы определить направление течения магмы, следует замерять линейный параллелизм, где только можно; падение плоскостей контактов может дать указание, откуда поднималась магма. Гнейсовидные массы, лишенные линий течения, могут, однако, обнаруживать в своих ядрах такие линии вдоль контактных зон или линии течения могут обнаруживать также сланцеватые прослойки внутри таких масс.

Иногда трудно измерять структуры течения в очень грубозернистых полевошпатовых гнейсах, особенно в очковых гнейсах. Большие кристаллы полевого шпата, почти изометрической формы, могут настолько тесно соприкоснуться между собой, что слюдяные минералы, которые лучше всего воспроизводят структуры течения, становятся почти незаметными или проявляются иначе — как изогнутые линзообразные прослойки между большими полевошпатовыми кристаллами. Эти прослойки огибают их как оболочки или веретеновидно заполняют промежутки между ними. Если нельзя распознать никаких лучших плоскостей и если нельзя подметить определенного линейного удлинения слюдяных оболочек, то может еще оказаться полезным сравнение поверхностей глыб породы, обладающих различной ориентировкой, как это указывалось для слабо выраженных структур течения (стр. 173). В некоторых случаях порода является действительно массивной только в одном направлении, тогда как в других направлениях поверхности обнаруживают слабое удлинение слюдяных пленок. В этом случае нужно измерять как положение поверхностей, так и ориентировку структур

турных элементов. Кроме того, почти всегда имеются местные участки, в которых порода богаче слюдой или где можно найти рассеянные сланцеватые ксенолиты; их ориентировкой можно руководствоваться при отсутствии лучших структур течения. Может оказаться трудным решить, приобрели ли очковые гнейсы свою лентиколярную структуру во время их затвердевания или позднее, и часто единственно применимыми будут критерии 5 и 7.

Можно надеяться, что дальнейшие структурные исследования в интрузиях с гнейсовой структурой дадут новые данные относительно продолжения вниз дискордантных интрузий. Во многих гнейсовых интрузиях слои течения соответствуют пологому куполу с падением в разные стороны и с плоской вершиной. Есть основание предположить, что эти интрузии были покрыты плоской кровлей, наподобие кровли лакколита; действительно, некоторые такие интрузии и назывались лакколитами, особенно у европейских авторов. Однако нет никаких доказательств, что за наивысшим поднятием такой массы не возникла другая интрузивная масса, прорывающаяся в более высокие горизонты земной коры. С другой стороны, имеются гнейсовые интрузии, в которых структуры течения падают все более и более круто от контактов к центру и в некоторой зоне становятся вертикальными. Такие зоны можно представить себе как корни эродированных интрузий на более высоких горизонтах. Поскольку эти магмы принуждены прокладывать свой путь через огромные горные массы гнейсов, постольку сильное сжатие, сопровождавшее их течение, повидимому, превратило эти породы в первичные гнейсы, тогда как те же массы могли бы кристаллизоваться как более или менее массивные породы на более высоком уровне, где окружающие боковые породы поддавались напору более легко, уменьшая этим трение по краям (стр. 107). В гнейсах с крутым падением (или погружением) элементов течения необходима особенная тщательность, чтобы установить, является ли гнейсовая структура первичной, вторичной или той и другой вместе. Не только возможно, но даже нужно ожидать, что такие «каналы» были деформированы после их затвердевания, подобно тому, как дискордантные гранитные куполы на высоких уровнях земной коры показывают, что они продолжают подниматься в течение некоторого времени после их затвердевания. Такие же постумные движения подобным же образом могут действовать на более низкие части интрузий в гнейсовых образованиях. Таким образом на первичные структуры могут накладываться катакластические структуры³.

³ На Гудзонском нагорьи около Кента и Фармере Милс, Путнам Каунти Нью-Йорк, имеется обширная площадь гнейсовидного гранита и сиенита. Структуры течения вдоль краев обладают различным падением, но с приближением к некоторой полосе северного направления все элементы делаются до того крутыми, что линии течения становятся вертикальными так же, как и плоскости сланцеватости. Эта полоса имеет длину около 5 км; ширина

Гнейсовые интрузии, повидимому, не отличаются развитием большого разнообразия таких систем трещин, которые характеризуют дискордантные массивы; во всяком случае, трудно связывать какую-либо из различных систем трещин с особенностями структур течения, за исключением поперечных трещин отдельности, одинаково отчетливых как в гнейсовых структурах, так и в массивных. Веры поперечных трещин появляются иногда как местные особенности; однако пока еще не было обнаружено ни краевых трещин и надвигов, ни плоских первичных систем сбросов. Обыкновенно в гнейсовых формациях имеется несколько систем трещин отдельности, происхождение которых остается неясным и которые не обнаруживают никакого прямого отношения к структурам течения. Они могут быть обязаны своим происхождением различного рода орогеническому стрессу, который воздействовал на большинство гнейсовых площадей.

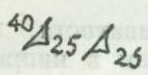
Рассмотрение различных проблем, связанных с магматическими гнейсами, инъекцией *lit-par lit*, палингеническими гнейсами и деформациями в кристаллических осадочных породах, не входит в задачи настоящей работы.


ЗНАЧКИ

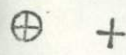
ТАБЛИЦЫ ЗНАЧКОВ, КОТОРЫМИ МОЖНО ПОЛЬЗОВАТЬСЯ НА СТРУКТУРНЫХ КАРТАХ

(Относительно подробностей можно справиться в таблице структурных символов, изданной U. S. Geological Survey, или на структурных картах школы Клооса).

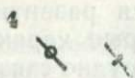
А. Значки для структур течения

1.  Слой течения, простирание NE 40°, падение SE 25°. Первый значок заносится в записную книжку, второй ставится на картах. Белые треугольники употребляются для падений меньше 30°, сразу отличая пологие падения от крутых.

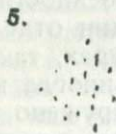
2.  Слой течения, простирание NW 150°, падение 70° NE; первый значок для записной книжки. Черные треугольники употребляются для падения более 30°.

3.  Горизонтальная сланцеватость. Маленькие кружки трудно изобразить правильно, можно пользоваться вторым значком.

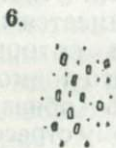
структурного склона к востоку, по крайней мере, 6 км. Подобная же картина структуры является господствующей в 26 км к востоку, вблизи Нью-Фейер-Филд, Коннектикут, в массе очкового гнейса. Местами отчетливы катакластические структуры.



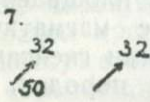
4 Вертикальная сланцеватость; можно пользоваться любым значком.



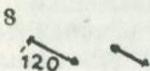
5. Линейный параллелизм, когда неясно, связан ли он с плоскостными структурами; общее простирание N—S.



6. То же с параллельно расположенными фенокристаллами.



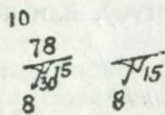
7. Линии течения, направление (простираение проекции) 50° , наклон 32° NE; первый значок заносится в записную книжку.



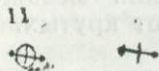
8. Горизонтальные линии течения, направление (простираение проекции) 120° (N 60° W); первый значок только для записной книжки.



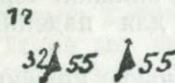
9. Вертикальные линии течения.



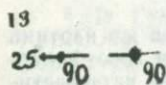
10. Комбинация слоев течения и линий течения. Простираение слоев течения 78° ; падают под углом 15° S—SE (белые треугольники для пологих падений), линии течения на плоскостях имеют направление 30° NE, погружаясь S—SW под углом 8° .



11. Горизонтальные плоскости сланцеватости, на которых виден линейный параллелизм в направлении 115° . Можно пользоваться обоими значками.



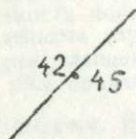
12. Простираение сланцеватости 32° , линии течения горизонтальны (черные треугольники для падения более 30°).



13. Сланцеватость вертикальна, простираение 90° (E—W); в первом значке линии течения с наклоном 25° к западу; во втором — линии течения вертикальны.

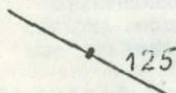
Б. Значки для систем трещин

14



Если на той же карте показаны структуры течения, то для отдельных следует пользоваться более длинными линиями. Простираие трещины отдельности 42° , падение SE под углом 45° ; цифра для простираия на картах не ставится.

15



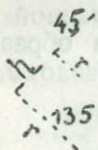
Вертикальная трещина отдельности, простираия 125° .

16.



Горизонтальная трещина отдельности со штрихами скольжения, имеющими направление 60° .

17



Плоскости искусственного раскола: торцовые плоскости (*h*) обозначены черточками с точкой, простираие 45° , плоскости раскальвания (*r*) обыкновенным пунктиром, простираие 135° . Если надо, можно прибавить углы падения.

ИЗБРАННЫЕ ССЫЛКИ, ОТНОСЯЩИЕСЯ В БОЛЬШИНСТВЕ К 1935—1937 гг.

Аннотации к избранным работам, появившимся после того, как эта книга уже была представлена к печати, касаются только той части работ, которые имеют отношение к проблемам, рассматриваемым в этой книге. Ввиду недостатка времени, здесь включена только небольшая часть иностранной литературы. Ссылки расположены в группы следующим образом:

А. Механические качества пород; механизм разлома.

Б. Общие темы.

В. Структуры ледников.

Г. Структуры вулканических пород.

Д. Структуры основных и ультраосновных пород.

Е. Структуры гранитных и родственных пород.

А. МЕХАНИЧЕСКИЕ КАЧЕСТВА ПОРОД; МЕХАНИЗМ РАЗЛОМОВ

Bell, J. F. The Investigation of the cleavage of grafites, *Econ. Geol.*, vol. 31, 1936, p. 272—277.

Автор рекомендует изучение структурного рисунка пород, чтобы иметь более точные данные относительно анизотропии строительных камней.

Griggs, D. T. Deformation of rocks under high confining pressures, *Jour. Geol.*, vol. 44, 1936, p. 541—577.

Под определенно выбранным давлением в блоках известняка развиваются трещины растяжения, параллельные направлению осевого сдавливания, но там, где образцы соприкасаются со сдавливающими поршнями, трещины растяжения расщепляются в плоскости сдвига, образуя углы в 45° с поверхностью поршня.

Müller, L. Untersuchungen über statistische Kluftrmessungen. *Geologie und Bauwesen*, Bd. 5, Nr. 4, 1933, S. 185—252.

Обзор методов статистического измерения трещин в породах, с большой библиографией. Указания, как получить наиболее точные результаты.

Osborne, F. F. Rift, grain, and hardway in some pre-Cambrian granites, *Quebec, Econ. Geol.*, vol. 30, 1935, p. 540—551.

На рассматриваемых площадях расколы, вызываемые трещинами в кристаллах кварца, лежат почти везде горизонтально и имеют недавнее происхождение. Зернистость имеет тенденцию следовать простиранию и падению плоскостей слоистости, хотя и слабо развитым. Торцовые плоскости нормальны по отношению к расколу и зернистости. В исключительных случаях макроскопические трещинки в кварце, проходящие поперек сланцеватости, могут образовать плоскости «зернистости породы» под прямыми углами к сланцеватости.

Osborne, F. F., and Wilson, N. L. Some dike rocks from Mount Johnson, Quebec, Jour. Geol., vol. 42, 1934, p. 180—187.

Вулканическая пробка пересечена несколькими радиальными дайками; система воронкообразных, падающих внутрь трещин указывает на сильное динамическое действие массы.

Physical Society of London. The solid state of matter, vol. 2, Internat. Conference of Physics, London, 1934, 1935, 183 pages.

Часть 4-я книги содержит работы Иоффе, Орована, Смекала и других относительно теории разрыва, разрыва пластических кристаллов и родственных проблем, касающихся прочности кристаллических агрегатов.

Wisser F. Formation of the north-south fractures of the Real del Monte area, Pachuca silver district, Mexico, Am. Inst. Min. Metall. Eng., Tech. Publ. 753, Class. I. Min. Geol., No. 63, 1936, 47 pages.

В третичные вулканические потоки внедрены две цилиндрические дацитовые и риолитовые вулканические пробки с крутыми стенками. Предполагается, что они действовали как центры сопротивления, которое оказывала земная кора. Последующее боковое давление произвело сложную систему плоскостей скольжения, простирающихся меридионально или на восток-юго-восток вместе с другими, более подчиненными системами. Некоторые из них сопровождаются дайками, обнаруживающимися или не имеющими минерализации и глинистой примазки по бокам жил. Автор анализирует относительные движения вдоль плоскостей скольжения; ему удается найти компоненты гармонического укорачивания земной коры в широтном направлении. Работа заслуживает внимания; она показывает, что даже в неглубоколежащих вулканических породах со сложными разломами тщательный анализ смещений и относительного движения вдоль сдвигов может выявить некоторую координацию на вид не зависящих друг от друга движений, возможно, являющихся функцией крупных напряжений в земной коре.

Б. ОБЩИЕ ТЕМЫ

Cloos, H. Plutone und ihre Stellung im Rahmen der Krustenbewegungen, 16 th. Int. Geol. Congr., Rept., vol. I, 1936, s. 235—253.

Обзор результатов структурного изучения плутонических масс указывает, что движения их обычно связаны с подобными же движениями неизверженного их окружения. Описаны различные структурные ассоциации. Библиография.

Cloos, H. Die Kartierung des Grundgebirges in Südwestafrika, Geol. Rundschau, Bd. 26, 1935, S. 241—247, с картой.

Краткая сводка недавно законченного Геологическим учреждением картирования докембрийских автохтонных массивов. Карта включает массив Эронго и более мелкие штоки Шпицкопье.

Cloos, H. Einführung in die Geologie; ein Lehrbuch der inneren Tektonik, Berlin, G. Br. Borntraeger, 1936, S. 1—503, 356 Fig., 3 Tab.

Реферат имеется в Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 21, 1937, p. 276—278

Gevers, T. W. Untersuchungen des Grundgebirges in westlichen Damaraland, Neues Jahr. f. Min., etc., Bei. — Bd. 72, Abt. B, Tab. I, 1934, S. 23—380; II, S. 399—428; III, Bei. — Bd. 73, S. 27—41.

Детальное полевое картирование сильно метаморфизованных и инфирированных осадочных пород древних, докембрийских автохтонных массивов Юго-Западной Африки. Карты очень похожи на карты Канадского щита, с сигмоидными поясами осадочных отложений, расщепленных и деформированных согласными интрузиями и пегматитовыми дайками.

Wegmann, C. E. Zur Deutung der Migmatite, Geol. Rundschau, Bd. 26, 1935, S. 305—350.

Превосходное описание новейших представлений о гнейсах и процессах инфириции в связи с новыми идеями, касающимися отношений между орогеническими процессами, изменением пород и интрузиями.

В. СТРУКТУРА ЛЕДНИКОВ

Chamberlin, R. T. Glacier movement as typical rock deformation. Jour. Geol., vol. 44, 1936, p. 93—104.

Подчеркивается сходство явлений перекристаллизации вследствие напряжений как в ледниках, так и в горных породах.

Gould, L. M. The Ross shelf ice, Geol. Sos. Am., Bull. vol. 46, 1935, p. 1367—1394.

Описываются и иллюстрируются трещины растяжения, проходящие под прямым углом к осям крупных складок и волнообразности рифового льда, а также зоны сбросов с превосходными трещинами скальвания.

von Engel, O. D. The motion of glaciers, Science, n. s., vol. 80, 1934, p. 401—403; vol. 81, 1935, p. 459—461.

Washburn, Bradford. Marine bandings of Malaspina and other Alaskan glaciers, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 46, 1935, p. 1879—1890.

Описываются и иллюстрируются примеры складок, возникающих при скальвании и чешуйчатых сбросах в ледниках.

Г. СТРУКТУРЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Allison, A. The Tertiary dykes of the Craignish area, Argyll, Geol. Mag., vol. 73, 1936, p. 73—87.

Дополнительные наблюдения к известной работе об острове Мёлл. На протяжении разреза в 16 км обнажаются 123 дайки, общей мощностью 393 м. Это отвечает растяжению коры 1:40 вместо растяжения в южно-центральной части Мёлл с отношением 1:25, и Арране, с отношением 1:14,4. Более кислые дайки тоньше, чем основные. Максимальная мощность одной дайки 21 м.

Brouwer, H. A. On the structure of the rhyolites in Yellowstone Park, *Jour. Geol.*, vol. 44, 1936, p. 940—949.

Сферолиты обычно росли после окончания течения лавы, и их ориентировка вдоль субпараллельных плоскостей, возможно, происходит благодаря плоскостям скольжения в затвердевшем, но еще горячем риолите и обсидиане.

Mayo, E. B., Conant, L. C., and Chelikowsky, J. R. Southern extension of the Mono Craters, California, *Am. Jour. Sci.*, 5 th ser., vol. 32, 1936, p. 81—97.

Описание нескольких обсидиановых вулканических пробок со структурными картами. Линии течения описаны, но не нанесены на карте. Слой течения соответствует куполам или развивают неправильные дайкообразные штоки, которые прорвались через более древние вулканические образования.

Milford—Barberton, I. The crater of Nyamtagira, *Geol. Jour.*, vol. 89, No. 1, 1937, p. 48—50.

Отличные иллюстрации волнистой лавы с трещинами растяжения.

Philipp, H. Bewegung und Textur in magmatischen Schmelzflüssen *Geol. Rundschau*, Bd. 27, 1936, S. 321—365.

Обсидиан лавы с Везувия и Этны так же, как и остатки искусственного стекла из стекольных печей, показывает рост сферолитов и небольших кристаллов вдоль ряда плоскостей. Можно отличить более молодые и более старые ряды; более старые обычно смяты или деформированы иначе, чем молодые. Делается вывод, что механизм движения охлаждающихся масс лавы представляет первоначально ламинарное течение, затем ламинарное течение внутри только небольших пространств (соприкасающиеся слои двигаются с различными скоростями) и, наконец, в виде твердого тела.

Tomkeieff, S. I., and Marshall, C. E. The Mourne dyke swarm, *Geol. Soc. London, Quart. Jour.*, vol. 91, 1935, p. 251—292.

На 30-километровой береговой полосе на восток от гранитного контакта Мурне обнажаются 130 дайк. В этом районе растяжение коры определяется в 2,5% по сравнению с 6,9% в Арране и 3,8% в Мелле. Средняя мощность дайк 2,1 м, мощность некоторых до 16,5 м. Конический слой порфира окружает гранит Мурне, хотя гранит пересекает его. Глубина фокуса (вершина конуса) слоя определяется приблизительно в 4,8 км, как и других таких интрузий в Шотландии. Думают, что рой дайк параллелен направлению максимального сжатия земной коры.

Williams, H. Pliocene volcanoes of the Navajo—Hopi country, *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 47, 1936, p. 111—172.

Описания некоторых вулканических взрывов с радиальными дайками, коническими интрузивными слоями и остатками потоков. Примеры кальдерообразных оседаний.

Д. СТРУКТУРЫ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Coats, R. R. Primary banding in basic plutonic rocks, *Jour. Geol.*, vol. 44, 1936, p. 407—419.

Тонкоизмельченные обломки лабрадора и пироксена, взвешенные и осевшие затем в смеси бромформа и алкоголя, немного более легкой, чем лабрадор, обнаруживают грубую, но заметную стратификацию. В каждой зоне один из двух видов кристаллов преобладает над другим. Можно считать, что слои образуются в зависимости от отношения между удельным весом каждого оседающего кристалла, обусловленным его сопротивлением, формой и поверхностным трением, с одной стороны, и вязкостью жидкости и суммарным сопротивлением кристаллической «каши», которое она оказывает смещению каждого оседающего кристалла, — с другой. В число возможных сил входят также и некоторые другие факторы. Значение этого механизма при возникновении слоев течения в габбровых массах очевидно; оно также имеет отношение к проблеме обрушения кровли.

Cooper, J. R. Geology of the southern half of the Bay of Islands igneous complex, Newfoundland, Dept. Nat. Resources, Bull. 4, 1936, 62 pages.

Две крупные массы ультраосновных пород вдоль западного берега Ньюфаундленда местами хорошо слоисты. Слои круто падают и местами смяты в складки. Вблизи осей сжатых складок линейный параллелизм сопровождается и иногда затушевывает слои. Думают, что интрузия магмы продолжалась в несколько последовательных стадий. Линейная структура, как и бластомилонитовая сланцеватость, рассматриваются как явления «вторичные». Предполагают, что доломитовая форма масс является наиболее вероятной.

Howland, A. L., Peoples, J. W., and Sampson, Edward. The Stillwater igneous complex and associated occurrences of nickel and platinum group metals, Montana Bur. Mines, Mis. Contr., No. 7, 1936, 15 pages.

Ingerson, E. Layered peridotitic laccoliths of the Trout River area Newfoundland, Am. Jour. Sci., 5th ser., vol. 29, 1935, p. 422—440.

Пласты ультраосновного и габбрового состава падают под большими углами согласно с окружающими осадочными породами. Предполагают, что пласты образовались вследствие гравитационной сепарации в массе первоначально с пологолежащей постелью и впоследствии приведены в их настоящее положение. Размер тел 12,8 × 8,8 км.

Krokström, T. The Hällefors dolerite dike and some problems of basaltic rocks, Geol. Inst. Upsala, Bull., vol. 26, 1936, p. 113—263.

Дайка имеет 1 км в ширину; внутренние части состоят из сланцеватого грубозернистого диорита, в то время как внешние части массивны. Автор предполагает, что внутренние породы были интродуцированы в виде «каши кристаллов», с кристаллами плагноклаза, взвешенными в остаточной магме. Упоминаются также структуры «шириров», но описание их недостаточно детально, чтобы судить о том, что здесь имеется в виду: линейный параллелизм минералов или вытянутые тела горной породы.

Larsson, W. Der Nygard, Pluton, Geol. Inst. Upsala, Bull., vol. 25, 1935, p. 13—134.

Норитовая масса в центральной части Южной Швеции занимает площадь в 2,5 × 1,25 км и состоит из трех фаз различного возраста. Слои течения являются или слоями норита, из которых каждый имеет различные количественные отношения минералов, или из прилегающих один к другому анортозитовых и норитовых пластов, или же плоскостные структуры возникают в результате тенденции гиперстеновых кри-

сталлов ориентироваться плоскостями (100) в параллельном положении. Точно и детально измеренные слои течения выявляют грубоцилиндрическую крутопадающую структуру, центр которой лежит вблизи юго-западного контакта. Углы падения 75 и 90°.

Дайки в общем расположены в радиальном или периферическом направлении, но думают, что трещины отдельности определялись региональными напряжениями вследствие бокового давления.

Peoples, J. W. Gravity stratification as a criterion in the interpretation of the structure of the Stillwater complex, Montana, 16th Int. Geol. Congr., Rept., vol. 1, 1936, p. 353—360.

Слои норита, такие же постоянные по мощности и простиранию, как и бушвельдские, как предполагают, образовались в первоначально горизонтальном интрузивном пласте вследствие гравитационного осадения. Впоследствии залегание пласта было нарушено, и он падает теперь под углом около 50° на северо-восток.

Е. СТРУКТУРЫ ГРАНИТНЫХ И РОДСТВЕННЫХ ПОРОД

Anderson, A. L. Contact phenomena associated with the Cassia batholith, Idaho, Jour. Geol., vol. 42, 1934, p. 376—392.

Масса изверженных пород расположена на юг от равнины Снэк-Ривер в границе Юта. Местные фаши батолита показывают плоскостную сланцеватость, а в порфириковых разновидностях развиваются полевошпатовые фенокристаллы различной ориентировки, независимо от присутствия или отсутствия сланцеватости.

Anderson, A. L., and Rasor, A. C. Composition of a part of the Idaho batholith in Boise County, Idaho, Am. Jour. Sci., 5th ser., vol. 27, 1934, p. 287—294.

Различают две разновидности гранодиорита. Более древний приближается по составу к кварцевому диориту; он главным образом гнейсовидный; более молодой, кварцево-монцитового и гранодиоритового состава, не гнейсовидный, за исключением отдельных участков.

Bell, J. F. Festigkeit und Gefügeregel am Beispiel eines Granits. N. Jahrb. für Mineral etc. Abt. A, Beil. Bd. 71, Heft 2, 1936, S. 193—213.

Изучение гранита Бюхлберг, в Пассауском лесу в Баварии, в отношении данных о структурном рисунке в породе. Интергранулярные движения являются докристаллическими или паракристаллическими. Направление В-оси NW 300°, А-оси NE 25°. Поперечные трещины Клооса являются плоскостями AC соответственно этому определению.

Billings., M. P. Geology of the Littleton and Moosilauke quadrangles, New Hampshire, N. H. State Planning and Development Commission, Concord, N. H. 1935, 51 pages.

Billings, M. P. and Williams, C. R. Geology of the Franconia quadrangle, N. H. State Planning and Development Commission, Concord, N. H., 1935, 35 pages.

Описание Северо-Западных Уайт Маунтэнс, с детальной (в красках) геологической картой. Более древние интрузии гнейсовидные и сланцеватые, местами с линейным параллелизмом; интрузии более молодых магм — массивны, образуют крупные, приблизительно округлых очер-

таний массы, с которыми ассоциированы кольцевые дайки. Магматическая геология похожа в некоторой степени на третичные интрузии Шотландии.

Burbank W. S. A source of heat-energy in crystallization of granodiorite magma, and some related problems of volcanism, *Am. Geophys. Union*, 17-th ann. meeting, Tr., pt. 1, 1936, p. 236—255.

Интрузивные порфиры в округе Урэй в Колорадо образуют несколько силлоподобных лакколитовых тел. Направление движения выводится из ориентировки плагиоклазовых и роговообманковых фенокристаллов. «Структуры указывают, что магма двигалась радиально наружу от окрестностей питающего канала». Главное положение работы — возможный источник теплоты, которая получается от изменения окислов железа, переходящих из низкой в высокую стадию окисления.

Callaghan, Eugene. Pre—granodiorite dikes in granodiorite, Paradise Range, Nevada, *Am. Geophys. Union*, 16-th ann. meeting, Tr. Rept., pt. 1, 1935, p. 302—307.

Андезитовые дайки, которые первоначально интродировали в доломиты, входят на некоторое расстояние в более молодой гранодиорит. Полевые соотношения объясняются как результат растворения и химического удаления карбонатных пород гранодиоритом, который не затронул более древних дайк, хотя эти дайки разломаны и разделены на части. Альтернативная теория относительно размягчения гранодиорита вследствие палингенеза на поздней стадии отвергается.

Chapman, R. W. Petrology of the syenite stock at Cherry Mountain, New Hampshire, *Am. Jour. Sci.*, 5-th ser., vol. 33, 1937, p. 174—186.

Сиенитовый шток, размером $4 \times 3,2$ км, находится на некотором расстоянии к северу от гор Уайт Маунтенс, с интрузиями которых он, вероятно, комагматичен. Можно считать, что подобно другим интрузиям этого района, он занял свое место вследствие кальдерообразного опускания. В доказательство этого механизма автор указывает, что: 1) шток лежит между кольцеобразными круглыми интрузиями на севере и на юге; 2) его почти круглые очертания в плане похожи на форму интрузии при кальдерообразном оседании; 3) отсутствуют включения вмещающих пород.

Chapman, R. W. Percy ring—dike complex, *Am. Jour. Sci.*, 5-th ser., vol. 30, 1935, p. 401—431.

Три интрузивных центра гранита на севере от района гор Уайт Маунтенс частично окружены кольцевыми дайками сиенита. Кальдерообразное оседание, связанное с цилиндрическими разломами, как полагают, является причиной формы интрузий и образования кольцевых дайк, которые старше гранита.

Cloos, E. Der Sierra-Nevada-Pluton in Californien, *Neues Jahrb. f. Min.*, etc., Beil.—Bd. 76, Abt. B. 1936, S. 355—450, 38 Fig., 27 Taf.

Окончательный отчет об обширных структурных исследованиях районов Иосемит и Доннер Пасс (центральная и северная Сиерра). Описаны все известные типы структур течений; детально разбираются взаимоотношения между структурами течения и трещинами. Многочисленные детальные структурные карты, блок-диаграммы, рисунки и фотографии увеличивают ценность отчета. Единственное в своем роде структурное явление в Иосемитовой секции Сиерры — система мощных пологих дайк пегматита и гранита, происхождение которых до сих пор еще не ясно, хотя оно представляет большой теоретический интерес.

Возможно, эти дайки отражают процессы оседания, немного напоминающие «кальдереобразные оседания», но образовались они на гораздо более глубоких уровнях. Автор упоминает о похожих пологих дайках гранитных ядер гор Биг Хорн, Вайоминг. Последовательность событий в течение интрузии этой крупной сложной массы детально изображена на основе полных структурных данных.

Coats, R. R. Intrusive domes of the Washoe district, Nevada, Univ. Calif., Dept. Geol. Publ., vol. 24, 1936, p. 71—84.

Пробкообразные изверженные массы кварц-андезита обнаруживают слои течения, но в них нет линий течения, хотя фенокристаллы обычны. Некоторые массы показывают крутопадающие слои различного простирания. Куполообразные уплощения являются редкостью. Жерла, по видимому, были неправильной формы, и массы в большинстве или обнажены ниже уровня первичного завершения слоев течения или застыли как тела с крутыми боковыми стенками. В одном случае слабая субгоризонтальная плоскостная структура пересекает слои течения; ее точная природа еще не установлена.

Dorn, P. Geologische Studien in Passauer, Graphitgneisgebiet, Zeitschr. d. D. Geol. Gesellsch., Bd. 87, Heft 9, 1935, S. 632—650.

Подтверждаются возрастные определения, структуры интрузий и другие наблюдения Клооса и его сотрудников.

Emmons, W. H. and Grout, F. F. Granitic stocks and related auriferous veins near Goudreau, Ontario, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 46, 1935, p. 1457—1466.

Одна масса имеет свод линий течения с веером поперечных трещин отдельности и дайки. Другая масса с крутыми стенками местами обнаруживает вертикальные линии течения и горизонтальные поперечные трещины отдельности. По видимому, минерализация благоприятствовала образованию поперечных разломов первой упомянутой структуры.

Glaucéaud, L. Une intrusion de faible profondeur: Le bysmalite de Cavallo. Mécanisme de sa mise en place, Soc. Géol. France, Bull. ser. 5, tome 4, fasc. 6—7, 1935, p. 515—522.

Крутые, округлые массы тонкозернистого гранодиорита, по предположению, близко подошедшие к поверхности, по краям окружены брекчий трения, происхождение которой сравнивается с происхождением брекчий на Мон Пеле.

Grout, F. F. Structural features of the Saganaga granite of Minnesota—Ontario, 16 th Int. Geol. Congr., Rept., vol. 1, 1936, p. 255—270.

Предполагают, что изверженная масса имеет цилиндрическую субвертикальную форму, позднее опрокинутую на запад; допуская при этом, что масса не разломалась на независимые друг от друга движущиеся блоки можно думать, что восточные части первоначально залегали на 25 км ниже современного уровня эрозии. Имеются карты слоев течения, линий течения, трещин и дайк.

Heyl G. R. Geology and mineral deposits of the Bay of Exploits area Newfoundland, Dept. Nat. Resources, Geol. Sect., Bull. 3, St. John's Newfoundland, 1936, 66 pages.

Гранодиорит острова Лонг у северо-восточного берега Ньюфаундленда имеет приблизительно 16 км в диаметре и обнажается на юг от глав-

ной зоны сброса. Думают, что масса интродировала в позднюю стадию орогенеза в конце силура. Биотиты и «удлиненные» (плоские?) включения вблизи восточного контакта параллельны границе породы. Указываются линии течения, но ориентировка не дается. То же относится к трем системам трещин отдельности, взаимно перпендикулярным. По-видимому, масса породы цилиндрическая, круто падает на юго-восток и, возможно, расширяется вниз. Весь участок пересекают многочисленные дайки (риолит, малахит, диабаз, лампрофир, гранитовый порфир). Интенсивная складчатость и многочисленные сбросы в соседстве с гранодиоритом указывают на сильную динамическую активность массы; думают, что обрушение кровли играло большую роль, так как включения в различных направлениях были установлены только в немногих местах.

Holtedahl, O. Tectonic disturbances connected with plutonic bodies in the Oslo region, *Am. Jour. Sci.*, 5-th ser., vol. 29, 1935, p. 504—517.

Синклинальные падения осадочных пород, окружающих крупные ларвикитовые и сениитовые массы в Осло-фиорде, объясняются как результат кальдерообразного оседания, описываются структуры, похожие на кольцевые разломы.

Horninger, G. Der Schärddinger Granit, *Min. petr. Mitt.*, Bd. 47, 1935, S. 26—79.

Съемка гранитной области на юге от Пассауского леса в Восточной Баварии. Линии течения направлены широтно; поперечные трещины отдельности, нормальные по отношению к линиям, простираются меридионально. По ним обычны дайки, в то время как по продольным трещинам широтного направления встречаются лишь немногочисленные дайки. Диагональные трещины с направлением N—NW и NE—SW, как думают, происходят в результате двух пересекающихся напряжений вследствие давления. Была изучена ориентировка биотита и кварца. Оси кварца расположены в различных направлениях, но спайность биотита падает, преобладающе, на запад; другие кристаллы образуют пояс с-осей, нормально по отношению к линиям течения.

Hurlbut, C. S., Jr. Dark inclusions in a tonalite of southern California, *Am. Mineral.*, vol. 20, 1935, p. 609—630.

Было изучено около 160 км² тоналита в 152 км на юго-восток от Лос-Анжелоса (квадрат Сан-Луи-Рей, Калифорния). Плоскостная сланцеватость обычна, простираение приблизительно NW—SE, с почти вертикальным падением. Железисто-магнезиальные включения, рассматриваемые как ассимилированные обломки более древнего габбро, сплющены в плоскости сланцеватости и местами вытянуты в линейные полосы. Они составляют до 8—10% объема породы. Кристаллы полевого шпата и роговой обманки ориентированы одинаково как во включениях, так и в тоналите.

Jenney, C. P. *Geology of the central Humboldt Range, Nevada*; Univ. Nevada Bull., No. 6, 1935, 73 pages.

Kerr, P. F. *Geology of the tungsten deposits near Mill City, Nevada*, Univ. Nevada Bull., No. 2, 1934, 46 pages.

Kerr, P. F. *The tungsten mineralization of Silver Dyke, Nevada*, Univ. Nevada Bull., No. 5, 1936, 67 pages.

1. Диоритовая масса, 2,4 км в широтном направлении и 1,6 км в меридиональном, в контакте с более древними вулканическими массами

со своей северной стороны. Контактная зона, как и диоритовый край, сильно разбиты трещинами отдельности, с крутым южным падением. Некоторые из этих разломов вдоль контакта минерализованы. Падение и многочисленные взбросы вдоль этих жил интерпретируются как пример краевых надвигов.

Kesler, T. L. Granitic injection processes in the Columbia quadrangle, South Carolina, *Jour. Geol.*, vol. 44, 1936, p. 32—44.

Гранитная масса, 40 км или более в диаметре, окружена интенсивно метаморфизованными и перекристаллизованными сланцами. Отклонения от нормального направления сланца вблизи интрузии происходят, как предполагают, «от давления, производимого интрузией».

Knopf, E. B. Recognition of overthrusts in metamorphic terranes, *Amer. Jour. Sci.*, 5-th ser., vol. 30, 1935, p. 198—209.

Надвиги могут остаться незамеченными, если плоскости дислокации не отмечены брекчированием и небольшими деформациями и если пласты сверху и снизу параллельны. Указаны примеры.

Kolderup, C. F. The anorthosites of western Norway, 16-th Intern. Geol. Congr., Rept., vol. I, 1935, p. 289—296.

Структура течения анортозитовой массы Эгерзунд, как предполагают, образовалась во время затвердевания анортозита. Наблюдались анортозитовые дайки.

Kranck, E. H. On the crystalline complex of Liverpool Land, *Meddelelser om Gronl.*, vol. 95, No. 7, 1935, 122 pages.

Гнейсовые породы в соседстве со Скорсбай Саунд, на восточном берегу Гренландии, проникнуты несколькими гранитными и диоритовыми интрузиями. На острове Расбон крупная масса гранодиорита образует край с резкой гнейсовидной структурой в «несколько десятков метров» ширины, в то время как внутренняя часть массы бесструктурна. Контакты падают под эту массу. Большинство других интрузий обладает гнейсовой структурой или смято вследствие более поздней деформации.

Kranck, E. H. Geological investigations in the cordillera of Tierra del Fuego, *Acta Geographica*, vol. 4, No. 2, Helsingfors, 1932, 231 pages.

Крупные тела диорита и гранита интродировали в осадочные породы Tierra del Fuego. Граниты рассланцованы и раздавлены, диориты массивны. Как и в Сьерра-Неваде, они содержат многочисленные темные сгустки.

Langton, C. M. Geology of the northeastern part of the Idaho batholith and adjacent region in Montana, *Jour. Geol.*, vol. 43, 1935 p. 27—60.

Северо-восточный угол батолита Айдахо ограничивается на востоке гнейсовым поясом, тесно связанным с батолитом, но немного более древним. Пояс простирается меридионально, и плоскости слоистости показывают антиклинальную структуру. На востоке, у восточного крыла этой антиклинали, проходит еще более старый гнейсовый пояс, который местами становится чрезвычайно резко гнейсовидным и раздавленным. На северо-востоке от края батолита имеются 25 значительных взбросов. Рассматривается тесная связь между интрузией и скольжением вдоль некоторых из них. По некоторым надвигам — плутонические дайки.

Mayo, E. B. Sierra Nevada pluton and crustal movement, Jour. Geol., vol. 45, 1937, p. 169—192.

Отчет о структурных исследованиях на юге и юго-востоке области Йосемит. Куполы и своды структур течения сменяются крутостенными массами с существенно вертикальным положением элементов течения. Отмечена даже крутая воронкообразная интрузия. Протяжение некоторых отдельных плутонов в меридиональном направлении поперек северо-западного простирания более древних боковых пород и плоскостей скалывания, как и распределение вулканических зон, систем сбросов и трещин отдельности в меридиональном направлении предположительно рассматриваются как результат сдавливающего компонента меридионального направления. Разломы в этом направлении могли сопровождать крупный разрыв северо-западного направления, судя по виду перистых трещин отдельности, получающихся при опытах. Горизонтальные движения этого типа как будто гармонируют с наблюдавшимися ответвлениями вдоль главных расколов при землетрясениях в Калифорнии и Неваде.

Mayo, E. B. Some intrusions and their wall rocks in the Sierra Nevada, Jour. Geol., vol. 43, 1935, p. 673—689.

Структурные исследования в юго-восточном углу Йосемитского национального парка и далее на юг вскрывают целый ряд гранодиоритовых и более древних интрузий, с явственной слоистостью и линиями течения вдоль краевых зон. Структурное расположение сильно напоминает область разрыв расположенную дальше на север. Можно думать, что интрузии поднимались круто, главным образом оттесняя боковые породы. Были отмечены краевые взбросы и трещины отдельности. На карте детали структур не показаны.

Modell, David. Ring-dike complex of the Belknap Mountains, New Hampshire, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 47, 1936, p. 1885—1932.

Петрографическое изучение известного интрузивного комплекса Уайт Маунтенс. Указываются кальдерообразные опускания и другие явления, характерные для этого способа интрузии. Среди доказательств центрального опускания имеется факт, заключающийся в том, что самые ранние вулканические выбросы встречаются только внутри кругового сброса, вдоль которого был интродуцирован один член комплекса — кварцевый сиенит Албази. То же ограничение, касающееся настоящих вулканических пород, находят в других частях интрузивных центров Нью-Гемпшира.

Nordquist, H. Granitindustrien i Förenta Staterna, Sveriges Geol Undersökning, Årsbok 24, No. 2, 1931, 162 pages.

Описание областей гранитных карьеров в США с 79 прекрасными фотографиями.

Osborne, F. F. Petrology of the Shawinigan Falls district, Geol. Soc. Am., Bull., vol., 47, 1936, p. 197—228.

Osborne, F. F. and Lowther, G. K. Petrotectonics at Shawinigan Falls, Quebec, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 47, p. 1343—1370.

Серия докембрийских гнейсов, амфиболитов и мраморов интродуцирована силами и факолитоподобными массами гранулита. Отмечаются как плоскости сланцеватости, так и линии течения. В других местах силы гнейсо-гранита интродуцировали в амфиболиты, и здесь установлено, что, если мощность силла или дайки ниже приблизительно 3,6 м, плоскости сланцеватости внутри даек лежат поперек контактов и па-

параллельно слоистости амфиболитов, в то время как в силлах большей мощности слоистость параллельна контактам и идет поперек структурных плоскостей амфиболитов. Структурные заключения в поле были подтверждены впоследствии анализом текстуры пород под микроскопом.

Osborne, F. F. Intrusives of part of the Laurentian complex in Quebec, Am. Jour. Sci., 54 th ser., No. 32, 1936, p. 407—434.

Рассмотрение способа внедрения, формы и метаморфизма пород различных интрузий примерно в 160 км на северо-северо-запад от Монреаля. В работе описываются силлы, плоские линзообразные тела и вертикальные штоки с крутыми структурами течения.

Osborne, F. F. The contrasting plutonic massifs of Rivière à Pierre, Quebec, Am. Jour. Sci., 5 th ser., vol. 27, 1934, p. 417—431.

Кварцевый диорит Ривьер-а-Пьер имеет эллиптическую форму и залегает согласно в метаморфических породах Гренвилла. Масса обладает слоистостью NW 325° направления, падая во внутрь под углами между 90° и 60° или меньше вблизи контактных плоскостей. Плоскости раскола следуют топографическим поверхностям, они явно молодого происхождения. Местное отклонение в простирании между плоскостями слоистости и наиболее длинными размерами основных ступков вызывает образование двух систем плоскостных элементов.

Соседний гранит, несколько более древний, слабо расланцован, но плоскости сланцеватости находятся в стыке, под углом к части контакта. Местами плоскости сланцеватости являются торцовыми плоскостями при разработке в каменоломнях.

Osborne, F. F. The Chatham-Grenville composite stock, Quebec, Royal Soc. Can., Tr., sect. 4, vol. 28, 1934, p. 49—64.

Гренвильские гнейсы, в 90 км на запад от Монреаля, интродуцированы сиенит-порфирами, двумя находящимися рядом сиенитовыми бисмалитами и двумя гранитовыми массами. Граниты окружают изометрично-округлые сиенитовые обнажения в виде серпа с северо-восточной стороны. Вся масса занимает около 56 км². Контакты и структуры течения в сиените вертикальны. В граните слоистость местами обуславливается параллельным расположением кристаллов подевого шпата, и ее плоскость иногда может совпадать с «зернистостью» в понимании камнетесов. Вблизи северо-западной границы одного гранитного «серпа» был отмечен только линейный, вертикальный параллелизм. Возможное предположение об этой комплексной массе, как о перевернутом лакколите, отпадает, если считаться с положением структур течения.

Park, C. F. Jr. Hog Mountain gold district, Alabama, Am. Inst. Min. Metal. Eng., Tech. Publ., No. 598, 1935, 19 pages.

Пластообразная масса кварцевого диорита 1500 × 300 м интродуцировала более или менее согласно в падающие на восток сланцы и рассекается многочисленными широтными кварцевыми жилами, содержащими золото. Повидимому, это минерализованные трещины отдельности, возникшие от растяжения.

Raguin, E. Le granite de Lys dans la Haute-Garonne, in Fissuration des massifs granitiques, Soc. Géol. France, Bull., ser. 5, tome 4, fasc. 4—5, 1934, p. 421—430.

Сланцеватость падает на северо-северо-восток согласно с окружающими сланцами. Линий течения не обнаружено. Одна система трещин простирается WNW—ESE, другая NNE—SSW; им соответствует много пегматитовых и других дайк.

Richey, J. E. Scotland The Tertiary volcanic districts, Geol. Survey and Museum, Edinburgh, 1935, 115 pages.

Общая сводка о геологической структуре и петрогенезисе изверженных пород.

Ross, C. P. Some features of the Idaho batholith, 16-th Int. Geol. Congr. Rept., vol. I, 1936, p. 369—385.

Сводка современных знаний об этой массе. Доказательства механического давления, произведенного интрузией, усматриваются в гнейсовых краевых зонах, сбросах, взбросах и куполообразном вздутии боковых пород. Библиография.

Sohama (Sahlstein), T. G. Die Regelung von Quarz und Glimmer in den Gesteinen der finnisch-lappländischen Granulitformation, Comm. Geol. Finlande, Bull., No. 113, 1936, 113 pages.

Массив гранулита занимает дугообразную площадь, выпуклую на юго-запад, около 200 км в длину и 50 км в ширину. Границы падают на северо-восток, указывая изогнутую, слоеобразную массу, интродуцированную косо вверх в направлении с северо-востока. Слои течения также погружаются на северо-восток под углами средней величины. Встречается линейный параллелизм в двух различных направлениях; линии направлены или параллельно простиранию слоев течения или погружаются по падению этих слоев. Обе структуры развиваются в соседних обнажениях. Почти горизонтальные линии объясняются как результат периферического надвигания застывающего гранулита, в то время как круто погружающиеся линии рассматриваются как следы местного наибольшего вытягивания параллельно направлению максимального перемещения. Поперечные трещины хорошо развиты. Микроструктурный анализ пород подтверждает эту интерпретацию. Указывают более поздний период, когда действовало давление, вследствие которого кристаллы пород были немного переориентированы. Никаких других доказательств бокового давления не обнаружено, и его направление отличается от более древнего, сопровождавшего интрузию. Работа имеет особенное значение, так как структурное полевое изучение здесь дополнено детальными анализами микроструктуры пород.

Sederholm, J. J. On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of southwestern Finland, pt. 3. The Åland Islands, Comm. Geol., Finlande, Bull., No. 107, 1934, 68 pages.

Гранитный массив Ава, 7 км в диаметре, выгибает по простиранию окружающие гнейсы в согласии с его очертаниями. Многочисленные основные дайки расходятся из центра массива. Дайки пересечены, разломаны и смещены аплитовыми отпрысками того же гранита. Крупный Аландский гранитный массив рапакиви переходит на юго-западе в кварцево-порфировые породы, которые обнаруживают прекрасные структуры течения. Вертикальные трещины отдельности образуют две взаимно перпендикулярные системы, но направления их в работе не даны.

Stenzel, H. B. Structural study of a phacolith, 16-th Int. Geol. Congr., Rept., vol. I, 1936, p. 361—367.

Расположенная в поднятии Льяно масса занимает 43,2 км² и интродуцировала в серию погружающихся на юго-восток складок сланцев и гнейсов, вдоль системы трещин с направлением на NW—SE. На карту нанесены плоскостные и линейные структуры течения. Последние погружаются на северо-запад, так же как оси складок и линейной тек-

стуры в сланце. Поперечные трещины с многочисленными аплитовыми жилами падают на северо-запад. Движения магмы и боковых пород имеют много общего.

Thomson, J. E. On the origin of the syenites of Coldwell, Ontario, Am. Geophys. Union, Tr. 16-th ann. meeting. Rept., pt. 1, 1935, p. 350—363.

Большой изверженный комплекс на северном берегу Верхнего озера (район Сандер Бей), вскрытый на площади $16 \times 28,8$ км, обнажает кварцевые и авгитовые сиениты. Последние употребляются для памятников, так как плагиоклаз в них пририрует как плагиоклаз из Ларвика в Норвегии. На основании присутствия многочисленных ксенолитов автор заключает, что масса вскрыта неглубоко от своей кровли. Ее форма похожа на «очень плоский неправильный шток, на подобие желвака, выдающегося из наружной части главного батолита, образованного гранитом, который на большом протяжении обнажается на севере от сиенитов, причем ось штока падает круто на север».

Wilson, R. A. Thrust faulting in the Empire Mountains of south-eastern, Arizona, Jour. Geol., vol. 42, 1934, p. 422—429.

Некоторые полого падающие надвиги, в 96 км на юго-восток от Тускон, относятся к позднемеловому, возможно третичному, возрасту. Движение происходило по направлению на северо-запад. Сбросы более поздние, чем масса гранита в той же области. По мнению автора, область заслуживает детального картирования для определения, были ли вызваны эти, а может быть, и добавочные, сбросовые сдвиги другими интрузиями, находящимися на некотором расстоянии дальше на юго-восток.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Автолит 15, 18
 Аляскит 92
 Андезит 116
 Анортозит 31, 44, 128, 195
 Антитетические трещины 45, табл. 13, табл. 14.
 Апекс массива (вершина массива) 78, 83, 86, 100, 103—104, 145.
 Апекс свода (вершина свода) 89, 126, 147, 174.
 Аплит 46, 56, 61, 63, 85, 99, 114, 119, 129—130, 133, 138, 141, 148, 152, 163, 180, табл. 21; табл. 23, фиг. 2.
 Аплитовые шпилы 81, 86
 Ассимиляция 70, 84, 90
- Базальт 123, 190
 Батолит 15, 90, 95, 150, 158, 164
 Биотит 14, 38
 Бисмалит 116, 153, 154, 193
 Борнит 26
 Бронзитит 119
 Бостонит 63
- Внедрение батолита 90
 Веер поперечных трещин отдельности 44, 99, 183
 Веер трещин отдельности 42, 44, 63, 89, 99, 125—129, 130, 131, 147, 152, 183
 Включения; см. ксенолиты
 Взбросы краевые 89, 124, 129—139, 148, 152, 183 табл. 19, фиг. 1; табл. 20, фиг. 2; табл. 23, фиг. 1.
 Вторичная слоистость 180
 Вторичный гнейс 179, 180, 181
- Габбро 24, 31, 65, 67, 80, 92, 116, 119, 120, 121, 123, 132, 142, 144, 147, 157, 158, 190, 191
 Габбро-диорит 158
 Гиперстен 190, 191
 Глина, эксперименты с глиной 45, 129; табл. 12—14.
 Глинистые минералы 56
- Гнейс 121, 162, табл. 24
 Гнейс. lit-par-lit 183
 Гнейс очковый 161, 182
 Гнейсовые зоны 51, 92—95, 137, 145, 153, табл. 18; табл. 19, фиг. 2.
 Гнейсовые интрузии 113, 179—183
 Гнейсовые краевые зоны 66, 67, 90, 92, 95, 96, 118, 145, 153
 Гравитационная стратификация 190, 191
 Гранодиорит 90—95, 117
 Гранит-порфир 30, 74, 92, 118, 122, 127, 133, 145, 147, 153, 159, 168, 191, 93, табл. 2—5, фиг. 1; табл. 11, фиг. 1; табл. 17, фиг. 1; табл. 18; табл. 19, фиг. 2; табл. 20.
 Гранофир 118
 Грунуляция 181
- Дайки 32, 67, 68, 71, 72, 73, 74, 77, 78, 83, 86, 95, 124, 130, 132, 134, 140, 143, 144, 146, 147, 149, 153, 158, 163, 178, 180, 181, 187, 189, 190, 192; табл. 15, фиг. 2; табл. 16; табл. 17, фиг. 1.
 Дайки кольцевые 67, 192
 Дайки краевые слоистые 66
 Дайки основные 46, 53, 66, 61, 63, табл. 15, фиг. 1; табл. 21.
 Дайки, особенности структурного рисунка 66, 67, 68, 69
 Движение земной коры 111, 146
 Дисконформные структуры 66, 67, 72—78, 143, 144, 145, 146, 147
 Дискордантные структуры 66, 106, 107, 110, 111, 150—155, 156—160, 181—183.
 Диабаз 31, 72, 142.
 Диагональные трещины отдельности 40, 58—61, 63, 147
 Диорит 92, 110, 111, 128, 147, 154 табл. 24
 Диорит-порфир 159
 Долерит 190

- Значки 55
 Значок К 55, 162
 Значок к 61
 » L 55
 » I 55
 » S 55, 58
 » s 55, 58
 » Q 55
 Значки трещин 185
 Зоны скалывания пологие 141, 142
 Золото-кварцевые жилы 133, 148
 Изгибание материала 131 фиг. 35
 Изостазия 150
 Интрателлурические вкрапленники 96, 106, 108
 Интрузии воронкообразные 80, 119—123, 147
 Интрузии пластовые 141, 149
 Кальдерообразные опускания 140, 192
 Камптонит 140
 Канадский бальзам 45
 Карты, подготовка 169, 176, 177, 178
 Картирование структур течения 171
 Катакlastическая структура 180, 182
 Квадрант растяжения 61
 Квадрант сжатия 61
 Кварцевый днорит 110
 Кварцевые жилы 46, 56, 129, 130, 133, 134, 138, табл. 21.
 Кварцевый мондонит 92, 133, 154
 Кварцевый порфир 122
 Керсантит 142
 Комбинация линейных и плоскостных структур 37—38, 172—176
 Конвекционные течения 71, 84
 Конические слои 134, 140, 149
 Конкордантные (согласные) интрузии 150
 Конкордантные структуры 66—67, 74
 Контакт дискордантный 97, 102
 Контактные плоскости 74, 78, 81, 84, 85, 86, 88, 107, 110, 111, 112, 114, 117, 124, 130, 141—148, 153—155, 157, 158, 167, 168, 171, 181, 191, табл. 18; табл. 22, фиг. 2; табл. 23, фиг. 1.
 Конформные структуры 66—67, 72—74, 144
 Ксенолиты 26, 31, 39, 70, 84, 90, 95, 97, 98, 155, 175, 180, табл. 21
 Купол линий течения 63, 78, 80
 Купол слоев течения (шлировый) 78, 80—86, 113—116, 145—147
 Купол, структура 90, 92, 106—107, 126, 127, 134, 152, 153, 154, 156
 Лакколит 62, 123, 150, 152, 153, 158, 182
 Ледники 102, 130, 146, 188
 Ледниковый стол 151
 Линейное растяжение 14
 Линейные сгустки 15, 18
 Линейный параллелизм 13, 14, 16, 20, 56, 81, 86, 97, 101, 172, 180, 181, 184
 Линейный порядок 56, 160
 Линии вытягивания 180
 Линии течения 14, 16, 32—37, 51, 52, 53—58, 62, 63, 64, 71—80, 85, 94, 96—112, 113, 114, 115, 119—132, 138, 141, 143—149, 152—155, 161, 164, 168, 171—176, 180, 184, табл. 1; табл. 2; табл. 6, фиг. 2; табл. 7, фиг. 2; табл. 8—10, фиг. 1; табл. 16; табл. 17, фиг. 2, табл. 18; табл. 22, фиг. 1, табл. 24
 Литофиза 89
 Лополит 123, 190
 Магма «кашеобразная» 107, 153
 Массив 15, 78—82, 95, 124
 Метаморфические породы 161, 162
 Механизм интрузий 82, 83, 84, 150—152
 Механизм трещиноватости 186
 Миаролитические пустоты 119
 Микрогранит 60, 61, 85
 Милонит 21, 51, 138, 141, табл. 24
 Молибденит 46
 Мондонит 117, 122
 Нефелиновый снитт 67
 Номенклатура 55, 56
 Норит 31, 121, 190, 191, табл. 6, фиг. 1
 Нормальный сброс 124, 137, 138, 140, 141, 148, 153, табл. 18; табл. 23; фиг. 2.
 Обсидиан 71, 119, 124, 169, 180, табл. 8; табл. 15, фиг. 2; табл. 16; табл. 17, фиг. 2.
 Обрушение кровли 83, 84, 139, 150, 151, 152, 159
 Опыты сжатия 52—53
 Ось линий течения 80
 Ось массива 78, 79, 80, 97, 98, 102, 125
 Ось складок 54, 72, 145
 Основные дайки 45, 53, 56, 61, 63, табл. 15, фиг. 1; табл. 21
 Падение, картирование 177
 Параллелизм скрытый 96, 98, 103

- Пегматиты 56, 59—63, 114, 117, 119, 129, 134, 152, 153
 Первичный гнейс 179, 180, 181
 Первичные трещины отдельности 55, 124—129, 130—138, 163, 177, 185, 197; табл. 19, фиг. 2; табл. 20, фиг. 1; табл. 22, фиг. 2
 Перегородка 89, 90, 92, 94, 95
 Перидотит 68, 190
 Пластовые интрузивы 141, 149
 Плоскости напластования 31, 55, 62, табл. 7, фиг. 1
 Плоскости разлистования или отслаивания 62, 64, 133, табл. 7, фиг. 1
 Плоскости раскола 31, 32—37, 55, 98, 100, 186, 187
 Плоскости растяжения 55, 137, 138, 141
 Плоскостная структура течения 21, 37, 38, 39, 85, 86
 Плоскости торцовые 32, 56, 98, 162, 186, 187, табл. 7, фиг. 1
 Плутон 160
 Полевой шпат 12, 13, 14, 20, 21, 26, 81, 85, 115, 119, 180, 191, табл. 4, фиг. 2
 Полевые записи 167, 168, 169
 Полевые карты 166, 176—179
 Полевые методы 166—179
 Полевые работы 166—185
 Пологие трещины отдельности 55, 58, 61—64, 85, 148
 Пологолежащие сбросы 100, 124, 134—138, 148, 153, 154, 183, табл. 18, табл. 23, фиг. 2
 Поперечные трещины отдельности 2, 32, 40, 42, 43, 46, 51—54, 54—58, 63—64, 99, 124—129, 139, 147—149, 152, 160, 161, 163, 170, 177, табл. 1; табл. 6, фиг. 2; табл. 7 фиг. 2; табл. 8; табл. 9; табл. 10, фиг. 1, табл. 17, фиг. 2
 Порфир 67, 119, 123
 Порфирит 117, 122
 Практические проблемы 62—63
 Пробки вулканические 80, 115, 119, 124, 140, 147, 148, 193, табл. 16
 Равномернозернистые породы 31, 39, 97, 109
 Радиальные дайки 158, 189
 Радиальные сбросы 158
 Радиальные трещины отдельности 140
 Разломы шпиров 45, табл. 10, фиг. 2; табл. 11
 Риолит 70, 71, 72, 142, 144, 169, 189
 Роговая обманка 13, 38, 115, 117, 118, 123, 172
 Рубцовые жилы 124, 147
 Санидин 13
 Сбросы 152, 153, 156—160, 163, 164, 177, табл. 13; табл. 14; табл. 18; табл. 21; табл. 23 фиг. 2
 Сбросы антитетические табл. 13, табл. 14
 Сбросы пологолежащие 100, 124, 134—138, 148, 153, 154, 183, табл. 18; табл. 23, фиг. 2
 Сбросы синтетические табл. 12, фиг. 1; табл. 13; табл. 14
 Свод линий течения неполный 80
 Свод линий течения 42, 44, 45, 79, 96, 97, 98, 99, 100—112, 124—125, 126—127, 130, 145—146, 147, 148, 154, 174, 175
 Свод поперечный 102
 Свод купола 81, 125
 Свод продольный 100
 Свод слоев течения 79, 90, 107, 145
 Свод структурный 92, 96, 97, 138, 152, 153, 154
 Сегрегации основные 18, 26, 30, 39, 107, 118
 Серицит 56, 180
 Серпентинит 67, 92
 Ступки основные 14, 18; табл. 2; табл. 3
 Сжатие, эксперименты 52—53
 Снеит 67, 113, 115, 117, 129, 132, 139, 186, 192
 Снеит-гранит 110, 111, 146; табл. 24
 Снеит-порфир 154
 Силл 141, 158
 Синклинальные интрузии 120—123
 Синклинальные линии течения 106, 110, 111
 Синтетические сбросы табл. 12, фиг. 1; табл. 13; табл. 14
 Складки 54, 71, 72, 73, 144, 179
 Складки вблизи контакта 157—158
 Слоистость 24, 33, 65—67, 68—71, 86, 94, 106, 107, 113, 123, 134, 179, 180, 181, табл. 3, фиг. 2; табл. 4—6; табл. 7, фиг. 2; табл. 19, фиг. 2
 Слоистый пояс 90, 91, 158
 Слон течения 22, 24, 26, 33—37, 38—40, 55, 61—62, 64, 67—73, 81, 82, 85—90, 196, 107, 115, 116, 117, 123, 130, 143—149, 152, 171—176, 180, 183, 184, 189, 190, 191, табл. 4—6; табл. 7, фиг. 2; табл. 8; табл. 10, фиг. 2; табл. 11; табл. 15; табл. 16—18
 Слюда 42, 62, 63, 180
 Стекло 72, 144
 Структура грабена 45, табл. 12, фиг. 1; табл. 13; табл. 14
 Структура пены 44, табл. 1; табл. 11, фиг. 6
 Структура течения 11, 31, 37, 38, 71,

72, 96, 143, 144, 145, 161, 167—
177, 181, 182, 183, табл. 1—9;
табл. 10, фиг. 2; табл. 16; табл.
22, фиг. 1.

Структуры конкордантные 66
Структуры конформные 66
Структуры дискордантные 66
Структуры дисконформные 66
Субъэцентная масса 150, 151

Терминология 78

Титанит 26

Тоналит 122

Трахит 116

Трещины 40, 44, 45, 83, 84, 114,
124, 129, 130, 131, 132, 133, 134,
137, 142, 143, 144, 147, 167,
табл. 12—14.

Трещины антитетические табл. 13;
табл. 14.

Трещины краевые 129—137, 143,
148—149, 152, табл. 19, фиг.
2; табл. 20, фиг. 1; табл. 22,
фиг. 2.

Трещины отдельности воронкооб-
разные 134, 137

Трещины отдельности диагональные
40, 58—61, 63, 147

Трещины отдельности первичные
55, 124—129, 130—138, 163, 177,
185, 197, табл. 19, фиг. 2; табл.
20, фиг. 1; табл. 22, фиг. 2.

Трещины отдельности продольные
55, 56, 57, 63, 99, 143, 163, 186,
табл. 15, фиг. 1.

Трещины отдельности полого зале-
гающие 55, 58, 61—64, 85, 148

Трещины отдельности, отношение к
линейным структурам 40, 45

Трещины растяжения 127, 128, 130

Трещины синтетические табл. 12,
фиг. 1

Турмалин 14, 117

Ультраосновные породы 189, 190

Факолит 121,

Фельзит 72, 116, 119

Фенокристаллы 20, 26, 39, 40, 69,
81, 85, 96, 97, 104, 109, 115, 119,
143, 144, 175, 184; табл. 4,
фиг. 2.

Флюидалная полосчатость 24

Флюорит 42, 56, 59, 63.

Хлорит 42, 56, 59, 63, 180

Хонолит 160

Хромит 119

Шлировый купол 78, 80—86; 105,
126

Шлировый свод 78, 86—97, 105

Шлиры 22, 24, 31, 38, 39, 40, 45,
81—86, 90; табл. 4—6, фиг. 1;
табл. 8, табл. 10, фиг. 2; табл.
11, фиг. 1

Шток 13, 114, 117, 118, 119,
122, 134, 139, 140, 149, 158

Щелочные породы 121, 139

Эссексит 115

Эллипсоид деформации 143

Эпидот 56, 59.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Айдахо батолит 15, 30, 94, 145,
158, 191, 195, 198.

Айдахо Спрингс, Колорадо 67

Айрланд озеро, Калифорния табл. 2;
табл. 4, фиг. 2; табл. 11, фиг. 1,
табл. 17, фиг. 1

Австрия: см. Камп Валли

Адамелло 30, 122

Адирондак, Нью-Йорк 22, 30, 44—
45, 57, 60, 121, 123, 128—129,
табл. 1; табл. 9, фиг. 2; табл. 11,
фиг. 2

Алабама см. Хог район

Алланские острова 198

Аллегани округ, Калифорния 133

Альхамбра Хот Спрингс Монта-
на 71

Аляска 18, 26, 94, 188

Англия: см. Адамелло, Бодмин,
Карн Бри, Карменелис, Лизард,
Дартмур, Сант—Аустелл, остров-
Силли

Аппалачские горы 18, 108

Арбакл 67

Арднамерчан 22, 30, 54, 134

Арджилл 188

Аризона см. Билл Вильямс горы,
Эмпаир горы, Мацера диорит, Сан-
Франциско

Арран 54, 69, 154

- Аскутней гора, Вермонт 72, 115, 119
Африка юго-западная 117, 122
- Бавария: см. Бюхлабергский гранит, Хауценбергский массив, Пфальц Зальденбургский массив
- Бавен массив 141
Баварский лес 44, 77, 103—105, 110—112, 141, 144, 146, 162—164, 191, 193, 194, табл. 24.
- Балтимора габбро 38, 109, 120, 121, 132
- Барре гранит, Вермонт 20, 42, 55, 98—102, 134, 146; табл. 7, фиг. 1; табл. 15, фиг. 1; табл. 19, фиг. 1; табл. 21; табл. 22, фиг. 2, табл. 23, фиг. 1.
- Бауэлер батолит, Монтана 15, 26, 30, 71, 107, 114, 118, 119, 132, 147, 155, 158, табл. 3, фиг. 2; табл. 5, фиг. 1; табл. 20, фиг. 1; табл. 23, фиг. 2.
- Бельныя горы, Нью Гэмпшир 196
Бельт горы, Монтана 158
Берно горы, Монтана 158
Берхальде—Эйзенбах 44, 59
Бетел, Вермонт 18, 20, 51, 56
Бетлеем гранит 116
Биг Хорн горы, Вайоминг 62, 192, 193
Билл Вильямс горы, Аризона 14
Блэк Хиллс, Ю. Дакота 62
Богемский массив 163
Бодмин, Корнуэлл 84
Бонацца округ, Колорадо 141
Борихольм 60
Брандберг, Ю. З. Африка 117, 119
Брустер, Нью-Йорк 68
Бут озеро, Калифорния 23
Бушвельд комплекс 37, 65, 120
Бюхлберг гранит, Бавария 191
- Вайоминг: см. Биг Хорн, Дир Крик, водопады Кейлера, гора Холмса, Йеллоустонский национальный парк
- Великая Дайка, Родезия 121, 122
Вермиллион батолит, Миннесота 26
Вермонт: см. Аскутней, Барре, Бетел, Вост. Кларендон, Литл Аскутней, р. Милл, Виндзор, Вудбери
- Вестервальд, Германия 116
Вестерли, Род Айленд 20, 67, 77, 110, 144
Винальхавен 20
Виндзор, Вермонт 20
Вудберя, Вермонт 20, 134
Вуд Ривер, Айдахо 95
- Гампльтон, Монтана 94
Ганновер, Нью-Гэмпшир 20
- Гарц габбро 121
Германия: см. Берхальде-Эйзенбах, Баварский лес, Исполиновые горы, Фуршенбах, габбро Гарца, Хауценбергский массив, гранит Лауниц, Саар Нах, Зальденбургский массив, Зибенгебирге, Штрелен
- Глатц Рейхенштейн, Германия 46, 113
Гленко, Шотландия 141
Глясс Бьютт 69
Горка, Силезия 44, 46, 98
Грэнитвилл, Вермонт 101
Грасс Валли, Калифорния 128, 133
Гудзон нагорье, Нью-Йорк 139, 182
Гудро, Онтарио 193
Гумбольдт Венаж, Невада 194
- Дакота Южная: см.: Блэк Хиллс, Харни Пик
- Дартмур гранит 22, 84, 85, 96, 145
Джонсон гора 140
Джонсон Пик гранит порфир 89
Джорджтаун округ, Колорадо 22, 24, 26, 62, 81—84, 86, 126, 127, 130, 132, 145, 178.
- Дивайд, Монтана 18, 30, 118
Дир Крик, Вайоминг 122, 123
Доннер Пасс, Калифорния 147
Дьюн, Монтана 18, 30, 1
Дьюлус габбро 22, 65, 71, 121
- Зальденбургский массив, Бавария 103, 111, 127 табл. 24
Зибенгебирге, Германия 13, 116
- Йеллоустонский национальный парк, Вайоминг 71, 116, 189
Йосемитская долина 62
Йосемитский национальный парк 51, 62, 112, 128, 138, 140, 192 табл. 2—5, фиг. 1; табл. 11, фиг. 1; табл. 17, фиг. 1; табл. 18; табл. 19, фиг. 2; табл. 20
- Ирландия 118, 157, 189
Исландия 69, 157
Исполиновые горы 20
Италия: см. Бавено, Монцони
- Кавалло бисмалит 193
Кактус гранит, Калифорния 97, 109
Калифорния: см. Кактус гранит, Куяма, Доннер Пасс, Грасс Валли, Мариопола, вулканы Моно, Мозер Лод, гора Коннес, гора Ляйеля, Невада Сити, Сан-Горгоньо Пасс, Сьерра-Невада, Сонора, Стоуол гранит, Титога Пасс, Йосемитский национальный парк

Камп долина, Австрия 68
Канада: см. Лун Лейк, Монтере-
жиан Хиллс, гора Джонсон, диа-
баз Ниписсин, Сёдбери
Каоко формация, Ю.-З. Африка 117
Карвиннинг Хилл, Шотландия 14
Кари-Бри, Корнуэлл 74, 85
Карменелис массив, Корнуэлл
74, 84
Касидрал Пик, гранодиорит 89, 138,
140 табл. 18
Кассно батолит Айдахо 191
Катмай, Аляска 69
Квебек гора, Джонсон 140
Кейп Неддик габбро, Мэн 116, 157
Кекеквэбек озеро, Миннесота 22, 30
Кеплера водопады, Вайоминг 71
Килларни батолит 95
Киллингс, Шотландия 65, 120
Кинсман гранит, Нью-Гэмпшир
132, 134
Киттингсвилл, Вермонт 115
Клаймакс, Колорадо 96
Кларендон Восточный, Вермонт 72
Кобальт, Онтарио 142
Колдуэлл, Онтарио 199
Колорадо: см. Бонанца, Клаймакс,
Джорджтаун, Айдахо Спрингс,
гора Марселина, Принстон, Слан-
ниш Пик
Колорадо сланец 158
Конвей гранит, Нью-Гэмпшир 116
Конкорд, Нью-Гэмпшир 20, 33
Коннектикут: см. Нью-Фейерфилд,
Престон
Коннес гора, Калифорния 138
Корнуэлл: см. Бодмин, Кари-Бри,
Карменелис, Сант-Аустелл
Корнуэльский гранит 22, 59, 81, 84—
86, 104, 145
Кортленд норит 24, 121
Кост Рейндж гранодиорит 94, 145
Куиллингс, Шотландия 65
Крэзи горы Монтана 54
Куинси, Массачусетс 20, 26
Куюмака, Калифорния 95
Лаймкилл Спрингс, Монтана
табл. 20, фиг. 1
Ланджк, Силезия 74
Лаузиц гранит 18, 44, 46, 53, 57, 86,
87, 145
Ливнинг каньон, Калифорния табл. 2
Лизард округ, Англия 30, 67
Лис гранит 197
Литл Аскутней, Вермонт 18, 116
Лун Лейк 123
Ляйееля гора 51
Мадера диорит, Аризона 95
Марипоза, Калифорния 51, 89

Марселина гора, Колорадо 153
Массачусетс: см. Милфорд, Куинси,
Рокпорт
Мейссен сениит 113
Мёлл 54, 120
Малые скалистые горы 158,
Мерисвилл Бьютт, Калифорния 115
Миддл Пик, Монтана 117
Милл река, Вермонт 72
Милстон Хилл, Вермонт 100
Милфорд, Массачусетс 34
Миннесота: см. Дьюлус габбро, Ке-
кеквэбек озеро, Найф-Лейк,
Сага-нага Лейк, Сноубанк Лейк,
Вермилион, Уондер Айленд
Миттвайде гранит, Германия 113
Мозер Лод, Калифорния 133
Монаднок, Нью-Гэмпшир 115
Моно вулканы, Калифорния 71, 89,
124, табл. 8; табл. 15, фиг. 2;
табл. 16; табл. 17, фиг. 2.
Монтана: см. Берпо, Бельт, Баул-
дер, Дьюи, Дивайд, Гамилтон,
Миддл Пик, Шонкин-Саг, Стел-
луотер
Монтережиан Хиллс 13, 22, 30, 63,
67, 115.
Монцони-Фасса, Италия 122
Мурне Хиллс 118, 157, 189
Музилауке горы, Нью-Гэмпшир
134, 191
Мэн: см. Кейп Неддик, Стоунинг-
тон, Винальхавен
Мэриленд см. Элликот Сити
Найф Лейк, Миннесота 117
Невада: см. Милл Сити, Сильвер,
Дайка, Тин Маунтен, Топо-
лах
Невада Сити, Калифорния 133
Нидеркирхен Германия 142
Ниписсин диабаз 142
Норвегия: см. Осло, Сулительма
Норт Моккасин горы, Монтана 154
Нью-Гэмпшир, см. Конвей, Ганно-
вер, Кинсман, Музилауке, Мо-
наднок, горы Пейпе, Уайт Маун-
тенс
Нью-Джерси: см. Палисад диабаз
Нью-Йорк штат: см. Адирондак,
Кортленд, нагорье Гудзон
Нью-Фейерфилд, Коннектикут, 183,
табл. 6, фиг. 2; табл. 9, фиг. 1
Нью-Фаундленд 190, 193
Оклахома, см. Арбакл
Онтарио: см. Килларни, Лун Лейк,
Ниписсин диабаз, Сёдбери
Орно, Швеция 120
Осло ренжон 194

- Полисад диабаз 72
 Пассауский лес: см. Баварский
 Парк Сити, Юта 159
 Пейстон Спрингс, Монтана 118
 Пиджон Пойнт, Миннесота 72
 Пилансберг 139
 Престон, Коннектикут 121
 Принстон батолит, Колорадо 95
- Ризенгебирге: см. Исполиновые горы
 Род Айленд: см. Вестерли 20
 Родезия, Великая Дайка 121
 Рокпорт Массачусетс 20
 Рум остров 154
- Саар-Нахе округ, Германия 142,
 Саганага Лейк, Миннесота 20,
 30, 193
 Саксонские Рудные горы 88
 Саксония: см. Саксонские Рудные
 горы, Мейссен сиенит
 Сан-Горгонио Пасс, Калифорния 96
 Сан-Франциско, Аризона 30
 Сант-Аустелл, Корнуэлл 84, 85
 Сэдбери, Онтарио 65, 121
 Сиерра-Невада, Калифорния 14, 15,
 16, 17, 18, 26, 30, 38, 51, 62,
 67, 88, 89, 94, 95, 109, 112, 114,
 118, 127, 128, 133, 145, 147, 148,
 152, 192, 195, 196, табл. 2—4;
 табл. 11, фиг. 1; табл. 17,
 фиг. 1; табл. 18; табл. 19,
 фиг. 2; табл. 20, фиг. 2
 Силезия: см. Фридеберг, Горкау,
 Ландэк, Штригау Цобтен
 Сильвер Дайка, Невада 194
 Скагеррак 29
 Скай 22, 58, 72
 Сноубанк Лейк, Миннесота 13, 62,
 96, 117, 127, 132, 139, 147
 Сонора, Калифорния 89
 Спанич Пик, Колорадо 54
 Стиллуотер комплексе, Монтана 65,
 122, 190, 191
 Стоко Лейк, Онтарио 123
 Стонингтон, Мэн 20, 26, 81
 Стоуол гранит, Калифорния 95
 Сулительма, Норвегия 121
- Тейвстор, Мэн 34
 Тия Маунтен, Невада 22
- Тюга Пасс, Калифорния 133,
 табл. 18
 Топопах, Невада 142
 Трансвааль: см. Пилансберг
- Уайт Маунтенс 116, 132, 134
 Уиллоу Крик, Аляска
 Уондер Айленд, Миннесота 30
 Флюи табл. 10, фиг. 2
 Фохтланд, Германия 22, 113
 Франкония, Нью Гэмпшир 191
 Франция см. Лис гранит
 Фридеберг, Силезия 125, 154
 Фуршенбах, Германия 46
- Хайвуд горы; Монтана 34, 63,
 117, 158
 Хаммер гранит 137
 Харлвик, Вермонт 20
 Харни Пик, Южная Дакота 67
 Хауценберг массив 42, 103—105,
 111, 127, 141, 146, 162, 164,
 табл. 24
 Хаф-Дом кварцевый монацит 89,
 133, 138
 Хог гора, Алабама 197
 Холмс гора, Вайоминг 116
 Хэллефорс долерит Швеция 190
- Чевюот округ, Шотландия 140
 Черри горы, Нью Гэмпшир 192
 Чесэм шток, Квебек 197
- Швеция: см. Орно, Скагеррак
 Шонкин-Саг, Монтана 142
 Шотландия: см. Арднамерчан, Ар-
 ран, Карвиннинг-Хилл, Чевюот,
 Киллинс, Гленко, остров Рум,
 Штоктон, Юта 154
 Штрелен, Германия 18, 42, 43, 46,
 97, 98, 100, 101, 102, 109, 110,
 125, 127, 145, 154
 Штригау Цобтен массив 46, 57
 Шагги Пик, Юта 14
 Эликот Сити, Мэриленд 30, 113,
 123, 132
 Эмпайр Горы, Аризона 199
 Эронго горы 117, 119, 122
- Юта: см. Парк Сити, Шагги Пик,
 Штоктон

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Adams F. D. 13, 115
 Allison A. 188
 Anderson A. L. 95, 191
 Anderson E. M. 134
- Backlund H. G. 139
 Bailey E. B. 54, 120, 134, 141, 154.
 Balk R. 11, 13, 14, 18, 22, 24, 30,
 42, 44, 45, 51, 56, 58, 62, 63,

- 67, 87, 100, 105, 106, 110, 117,
118, 119, 121, 123, 127, 129, 132,
134, 141
- Ball S. H. 22
Ballard S. M. 95
Bancroft J. A. 94
Barrell J. 119
Barrow G. 69, 85
Barth T. F. W. 10
Bascom F. 31
Bastin E. S. 67, 95
Becke F. 7
Bederke E. 20, 30, 46, 60, 113
Bell J. F. 186, 191
Berg G. 81
Billings M. P. 116, 191
Billingsley P. 18
Birch R. E. 70
Blixt J. E. 154
Boos C. M. 143
Boos M. F. 143
Boutwell J. M. 159
Bowen N. L. 15, 155
Bowie W. 7
Brammall A. 85
Brouwer H. A. 189
Bubnoff S. 44, 59, 60, 125, 137
Bucher W. H. 60
Buddington A. F. 18, 94, 123
Burbank W. S. 70, 141, 192
Butler B. S. 96
- Calkins F. C. 89
Callaghan E. 192
Chamberlin R. T. 143, 188
Chamberlin T. C. 143
Chapin T. 18, 94
Chapman R. W. 192
Chelikowsky J. R. 189
Chudoba K. 117
Clapp C. H. 26, 95, 158
Closos E. 13, 14, 26, 30, 38, 42, 44,
46, 51, 56, 62, 89, 98, 110, 112,
113, 116, 121, 123, 125, 127, 128,
129, 132, 133, 192.
Closos H. 13, 14, 20, 22, 24, 26, 30,
32, 42, 45, 46, 48, 49, 51, 52,
55, 57, 58, 61, 62, 63, 65, 67,
74, 77, 78, 81, 83, 84, 89, 97,
103, 104, 106, 107, 110, 111, 112,
116, 117, 119, 121, 122, 125, 126,
127, 128, 129, 130, 133, 140, 141,
160, 161, 162, 164, 178, 187, 188.
- Clough C. T. 72, 120
Coats R. R. 189, 192
Cohen C. J. 38
Coleman A. P. 121
Collins W. H. 95
Conant L. C. 189
Cooper J. R. 190
- Crawford R. D. 95, 159
Cross C. W. 153
- Dale T. N. 18, 29, 31, 33, 34, 67, 69,
96, 100
Daly R. A. 115, 150, 151, 152,
155, 160
Dathe E. 81
Dolmage V. 94
Dorn P. 193
Drescher F. K. 42, 62, 97, 125
Dresser J. A. 13
- Eggleston J. W. 115
Eldridge G. H. 95
Emmons W. H. 193
Engeln O. D. von 188
- Fenner C. N. 69
Ferguson H. G. 133
Finlay G. I. 100
Fischer G. 20, 59
Flett J. S. 22, 30, 67, 85
Föppl A. 52
Frasser D. M. 95
Fujiiwhara S. 46
Fuller R. E. 69
- Gäbert C. 68
Gannett R. W. 133
Garrey G. H. 22
Geikie A. 14
Gevers T. W. 188
Gilbert G. K. 26, 30
Gilluly J. 14, 154
Glangeaud L. 193
Gordon M. O. 122
Gould L. M. 188
Graber H. V. 110
Griffith A. A. 46
Griggs D. T. 186
Grimes J. A. 18
Grout F. F. 13, 18, 20, 22, 24, 26,
62, 66, 70, 71, 107, 117, 118,
121, 127, 132, 193.
Gutenberg B. 7
- Hall A. L. 24, 37, 120
Harker A. 22, 24, 68, 72, 120, 154
Hawkes H. K. 69
Hawkes L. 69
Heyl G. R. 193
Hill J. B. 22, 30, 67, 74, 85
Hill J. M. 67, 95
Hills R. C. 140
Högbom A. G. 24, 120
Holtedahl O. 194
Höpfner W. 22, 60, 113
Hore R. E. 142
Horninger G. 194
Howland A. L. 190

- Hudson F. S. 95
 Hurlbut C. S. 194

 Iddings J. P. 69, 72, 116
 Ingerson E. 190
 Irving J. D. 166

 Jenney C. P. 194
 Johnston W. D. 128, 133
 Johnston Lävís H. J. 142

 Keep F. E. 122
 Kemp J. F. 166
 Kerr P. F. 194
 Kesler T. L. 195
 Knopf A. 30, 94, 109, 130
 Knopf E. 195
 Kölbl L. 164
 Kolderup C. F. 195
 Korn D. 34
 Koza S. 70
 Kranck E. H. 195
 Krieger P. 119
 Krokström T. 72, 190
 Kusamitsu S. 46
 Kynaston H. 140

 Lagally M. 46, 130
 Lane A. 46
 Langton C. M. 195
 Larsen E. S. 10, 30
 Larsson W. 190
 Leith C. K. 7, 60
 Lightfoot B. 122
 Lindgren W. 94, 133
 Link T. A. 143
 Ljungner E. 29, 33, 60, 62
 Lopianowski S. 30, 46, 57
 Loughlin G. F. 24, 121

 MacAllister D. A. 69, 74, 85
 Marshall C. E. 189
 Matthes F. E. 89
 Mayo E. B. 189, 196
 Mead W. J. 7
 Mikkola E. 143
 Milford-Barborton I. 189
 Modell D. 196
 Müller L. 186

 Nadai A. 60
 Nevin C. M. 60
 Nolan T. B. 142
 Nordquist H. 196

 O'Neill J. J. 13, 14, 22, 30, 67, 115
 Osborne F. F. 139, 140, 186, 187,
 196, 197
 Osman C. W. 85
 Oxaal J. 32

 Pabst A. 16, 30
 Pardee J. T. 119
 Park C. F. 197
 Peoples J. W. 122, 190, 191
 Perkins G. H. 100
 Perry J. H. 116
 Philipp H. 189
 Pirsson L. V. 109, 115, 117, 142

 Raguin E. 197
 Ransome F. 95
 Razor A. C. 191
 Ray J. C. 26
 Reeves F. 158
 Reichert H. 113
 Reid C. 22, 69, 85, 97, 109, 154
 Reis O. M. 142
 Reyer E. 24, 45
 Richey J. E. 14, 22, 30, 54, 67, 118,
 119, 134, 157, 198
 Riedel W. 46, 129
 Robinson H. H. 14, 30
 Rogers G. S. 24
 Romberg J. 122
 Ross C. P. 95, 198
 Rouse J. T. 123
 Rüger L. 34

 Salomon W. 30, 122
 Sampson E. 190
 Sander B. 34, 52, 58, 160, 161
 Schmidt W. 52, 166
 Scholtz H. 13, 30, 110, 116, 142
 Schrader F. C. 119
 Schuck F. 113
 Scrivenor J. B. 69
 Sederholm J. J. 198
 Seidl E. 52
 Shand S. J. 139
 Smith G. O. 166
 Spurr J. E. 22
 Stark J. T. 22, 30
 Stenzel H. 18, 30, 33, 44, 46, 53, 56,
 57, 86, 125, 198
 Stose G. W. 31
 Suess F. E. 105, 162, 163, 164

 Taff J. A. 67
 Tarr R. S. 32
 Terzaghi K. 46
 Thelen P. 30
 Thomas H. H. 22, 30, 54, 67, 134
 Thompson F. A. 95
 Thomson J. E. 199
 Tomkeiff S. I. 189
 Tsujimura T. 46
 Tyrrell G. W. 14, 54, 69, 154

 Umpleby J. B. 95
 Ussher W. A. E. 69, 85

Vanderwilt J. W. 96
Vaughan F. E. 97, 109
Vogt T. 121

Wager R. 34, 44
Wagner P. A. 119, 122
Wandke A. 116, 157
Washburn B. 188
Washington H. S. 26, 115
Waters A. C. 69
Watson T. L. 96, 108
Weber M. 68
Weed W. H. 140
Wegmann C. E. 188
Westgate L. G. 95

Whitman A. R. 142
Whittle C. L. 32
Williams C. R. 191
Williams H. 115, 116, 189
Willis B. 60
Wilson G. V. 14, I
Wilson N. L. 139, 140
Wilson M. E. 123
Wilson R. A. 199
Winchell A. 30
Wisser E. 187
Wolff F. 116
Woolsey L. H. 159

Zealley A. E. V. 122

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие	5
Введение	7
Часть первая. Описание первичных структур	11
Первичные структуры течения	11
Линейная (linear) структура течения	12
Общие замечания	12
Линейный параллелизм игольчатых кристаллов	12
Линейный параллелизм сгустков (clots)	15
Линейный параллелизм равномернозернистых пород	15
Плоскостные структуры течения (platy flow structures)	21
Общие замечания	21
Плоскостной (platy) параллелизм фенокристаллов	21
Слои течения (flow layers—шпирсы)	22
Параллелизм ксенолитов и сегрегаций	26
Плоскостной параллелизм равномернозернистых пород	31
Плоскости раскола („rift“) в изверженных породах	31
Комбинации линейной и плоскостной структур течения	37
Резюме	38
Системы первичных трещин (fractures)	40
Поперечные трещины отдельности	40
Определение	40
Общие особенности	42
Примеры	42
Первичный возраст	45
Происхождение	51
Трещины растяжения (tension—joints)	54
Номенклатура первичных трещин отдельности и искусственных плоскостей отдельности	55
Продольные трещины отдельности	56
Общие черты	57
Происхождение	57
Диагональные трещины отдельности	58
Общие черты	58
Происхождение	60
Первичные пологие трещины отдельности	61
Резюме	63

Часть вторая. Структурные рисунки изверженных масс	65
Структуры течения	65
Особенности структурного рисунка в дайках	66
Общие замечания	66
Согласные структуры	66
Слои течения в кольцевых дайках	67
Слои течения в дайках	67
Примеры структур течения в дайках	71
Несогласные структуры	74
Особенности структурного рисунка в массивах	78
Терминология	78
Шлировые куполы	80
Общие положения	80
Гранит Исполиновых гор	81
Корнуэлл-дартмурские граниты	84
Лауицкий гранит	86
Шлировые своды	86
Общие черты	86
Интрузии Сиерра-Невады	89
Другие примеры	94
Своды линий течения	96
Общие положения	96
Гранит Штрелен-Фридеберг	97
Барре, Вермонт	98
Хауценберг, Бавария	103
Взаимоотношения между куполами и сводами шпиров и линий течения	105
Комбинация шпировых куполов и сводов со сводами линий течения	110
Некоторые примеры	110
Пассауский лес, Бавария	110
Сиерра-Невада	112
Рисунки крутого направления течения в интрузиях с крутопадающими боковыми стенками	113
Общие замечания	113
Мелкие штокообразные массы	114
Батолит Баулдер	118
Структурные особенности воронкообразных интрузий	119
Системы трещин	124
Системы трещин в дайках	124
Системы трещин в массивах	124
Общие замечания	124
Вееры поперечных трещин отдельности	125
Трещины растяжения в Исполиновых горах	125
Отношение в пространстве и времени между куполами структур течения и веерами поперечных трещин отдельности	126
Местные поперечные трещины отдельности и региональные трещины растяжения	127
Краевые трещины и взбросы	129
Пологие нормальные сбросы (плоскости растяжения)	137
Системы трещин в штоках и вулканических пробках	139
Общие замечания	139
Трещины растяжения, поперечные трещины отдельности	139

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать	По чьей вине
34	9 сверху	Делу	Дэлу	корректора
37	7 снизу	подобно	подробно	•
57	20 сверху	иньцируется	иньецируется	•
79	7 снизу	купол линию	купол линий	•
87	3 снизу	Bal	Balk	типографии
103	15 сверху	Ge	Gg	корректора
136	3 сверху	на табл.,	на табл. 22,	типографии
138	12 снизу	предполагали	предлагали	корректора
156	17 сверху	Сборы	Сбросы	•
186	19 снизу	grafites	granites	типографии

62