

В. Г. Тихомиров
Б. Я. Журавлев
Т. О. Федоров

Структурная геология магматических массивов



В.Г.Тихомиров,
Б.Я.Журавлев, Т.О.Федоров

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ МАССИВОВ

Под редакцией В.Г.Тихомирова

*Дорогой Людмиле Андреевне
Щеколовой
от авторов*

13.5.хот. лист
М. Gall-
М. Пид

Издательство
Московского университета • 1992

ББК 26.3

Т 46

УДК 551.243:552.3

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук,
профессор *М.Г.Ломизе*;

доктор геолого-минералогических наук
Р.Н.Соболев;

кандидат геолого-минералогических наук
И.Е.Кузнецов

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета*

Т 46 Тихомиров В.Г., Журавлев Б.Я., Федоров Т.О.
Структурная геология магматических массивов / Под
ред. В.Г.Тихомирова. - М.: Изд-во МГУ, 1992. - 216 с.: ил.
ISBN 5-211-02382-X.

Учебное пособие соответствует программе одного из основных курсов, читаемых на геологических факультетах. Дается описание внутреннего строения и форм залегания массивов магматических пород, приводятся сведения о механизме и условиях их становления, вытекающие из структурного и историко-геологического анализа. Охарактеризованы наиболее распространенные и хорошо изученные структурные формы вулканических и плутонических пород разного состава, развитые на древних платформах и в складчатых поясах континентов.

Для студентов и аспирантов геологических специальностей.

Т $\frac{1304020300 - 100}{077(02) - 92}$ КБ № 6 - 13-92

ББК 26.3

ISBN 5-211-02382-X

© Издательство Московского
университета, 1992

ВВЕДЕНИЕ

Структурная геология магматических массивов изучает их первичное внутреннее строение и свойственные им формы залегания.

Выражение общей конечной структуры магматических массивов зависит от суммы внутренних и внешних факторов: состава расплава и заключенных в нем флюидов, вязкости, наличия элементов расслоенного строения, массы материала, скорости движения, длительности процесса, состояния окружающей геологической среды. Условия их становления определяются течением (перемещением), кристаллизацией и дифференциацией остывающих расплавов, характером взаимодействия с рамой вмещающих пород. Таким образом, фундаментальные положения рассматриваемого направления структурной геологии - структурной магматической геологии, - связанные с истолкованием механизма возникновения первичных магматических форм, лежат в области петрологии и реологии, принципиально отличаясь тем самым от другого ее направления, исследующего складчатые и разрывные формы, возникающие в результате деформации твердых тел.

В основу настоящей книги положены материалы курса "Формы залегания магматических пород и методы их исследования (Картирование магматических пород)", читаемого студентам геологического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова специальности (специализации) "Геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых". Эта книга, как полагают ее авторы, представляет собой первую в нашей стране и за рубежом достаточно полную сводку по структурной геологии магматических массивов, содержащую главы, посвященные структурным формам ассоциаций и вулканических и плутонических пород.

Глава I "Развитие представлений о первичном строении массивов магматических пород и их формах залегания" имеет вводный характер. В ней содержатся сведения об основополагающих работах Р.Дэли, Г.Клооса, Н.А.Елисеева и ряда других ученых, а также даются хорошо известные определения широко распространенных магматических структурных форм.

В главе II "Первичное строение и формы залегания массивов вулканических пород" за основу взят текст учебного пособия В.Г.Тихомирова "Структурная геология вулканических массивов" (М., 1985), который значительно переработан, сокращен и изменен введением в него ряда новых материалов и новых иллюстраций.

Главы III "Первичное строение и формы залегания массивов плутонических пород ультраосновного и основного состава" и IV "Первичное строение и формы залегания массивов гранитоидов" содержат описание структурных особенностей и геологического положения

магматических массивов, составляющих несколько крупных структурных комплексов и развитых в пределах главных тектонических элементов континентов - на древних платформах, или кратонах, и в складчатых поясах различного возраста.

В главе V "Плутонические и вулканоплутонические центрально-кольцевые структуры" описаны наиболее представительные структурные формы, характерные для площадей тектономагматической активизации устойчивых элементов земной коры - древних платформ и областей завершенной складчатости, а также структурные формы, широко развитые в эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенных поясах. Среди всех этих форм выделены и описаны две группы: центрально-кольцевые структуры фельдшпатоидных пород и ассоциирующих с ними ультраосновных, основных и кислых пород и центрально-кольцевые структуры пород основного, среднего и кислого состава нормального щелочноземельного ряда.

Заключительные разделы глав II-V содержат выводы из рассмотренного материала и краткие сведения о механизме и условиях становления магматических массивов. Внимание читателя привлекается к данным, вытекающим из анализа особенностей их первичного строения, формы залегания и отношения к тектонике вмещающей рамы, т.е. к данным структурного и историко-геологического анализов.

Авторы искренне благодарны рецензентам - профессору М.Г. Ломизе, доктору геолого-минералогических наук Р.Н. Соболеву и кандидату геолого-минералогических наук И.Е. Кузнецову за полезные советы, улучшающие книгу, а также заведующему кафедрой исторической и региональной геологии члену-корреспонденту РАН профессору Е.Е. Милановскому и профессору О.А. Мазаровичу, взявшим на себя труд ознакомиться с рукописью и сделавшим ценные замечания.

Особую благодарность авторы выражают А.Г. Дубровину и картографам картографической лаборатории, Н.В. Бакшеевой и всем сотрудникам библиотеки геологического факультета.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПЕРВИЧНОМ СТРОЕНИИ МАССИВОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ИХ ФОРМАХ ЗАЛЕГАНИЯ

I.1

Первичное строение и структурный анализ

Первичное внутреннее строение массивов магматических пород выражается неравномерностью их состава, закономерным расположением первичных текстур и отдельных часто разновозрастных структурных элементов, возникающих при остывании и кристаллизации расплавов. Первичное строение массивов магматических пород изучается структурным анализом - важным методическим направлением структурной магматической геологии и структурной петрологии, которое было создано трудами многих исследователей, в первую очередь известного немецкого ученого Г.Клооса, отечественных ученых Н.А.Елисеева, Е.А.Кузнецова, Ф.Ю.Левинсон-Лессинга, А.А.Полканова и др.

Структурный анализ, таким образом, в узком значении, принимаемом в настоящей работе, - методы изучения особенностей первичного внутреннего строения массивов магматических пород и прежде всего особенностей макростроения, изображаемого на геологических картах и другой геологической графике.

Структурный анализ в широком значении - методы изучения форм и условий залегания массивов разных (магматических, метаморфических и осадочных) пород, основывающиеся на использовании геологической графики: геологических и структурных карт, разрезов, различных диаграмм и других графических документов.

Структурная петрология, по мнению Н.А.Елисеева (1967), - самостоятельная геологическая наука, представляющая собой "учение об анизотропии интрузивных массивов и различных горных пород" и состоящая из двух частей: структурного анализа и микроструктурного анализа.

Основоположниками микроструктурного анализа, возникшего при изучении анизотропии микростроения деформированных пород, следует считать Г.Ф.Беккера, Б.Зандера, Е.С.Федорова и В.Шмидта. Главным объектом изучения в микроструктурном анализе являются тектониты (термин Б.Зандера) - горные породы с ориентированным расположением минералов (их кристаллографических или кристал-

лооптических элементов), возникшим при пластических деформациях. Это направление исследований, характерная методическая особенность которого состоит в широком использовании при обработке результатов наблюдений круговых диаграмм с последующим анализом полученных на диаграммах рисунков или узоров, называется часто петроструктурным анализом. Здесь необходимо подчеркнуть, что микроструктурный (петроструктурный) анализ связывается и переплетается со структурным анализом. Так, магматические породы с ориентированной микроструктурой Б.Зандер называл тектонитами плавления, или плавленными тектонитами. По Н.А.Елисееву (1967), это магматические тектониты. В магматических тектонитах могут выявляться ориентировки, возникшие в результате деформации и перекристаллизации пород, а также и первичные ориентировки, указывающие на направление движения остывающих расплавов или их частиц при формировании массива.

При структурном анализе выделяются первичные ориентированные (директивные) текстуры трех основных типов: линейные, плоскостные и полосчатые (рис. 1).

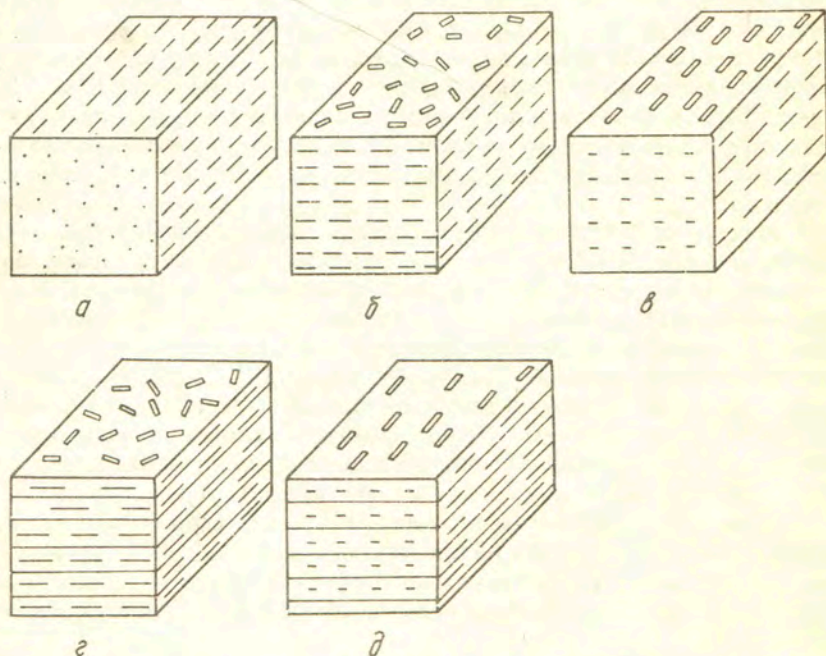


Рис. 1. Виды ориентированных текстур:
а - линейная, б - плоскостная, в - линейно-плоскостная, г - полосчатая, д - линейно-полосчатая

Линейная текстура (линейность) выражается линейной (линейно-параллельной) ориентировкой каких-либо составных частей горной породы, представленных кристаллами минералов или различными

включениями и обособлениями (шпирами, ксенолитами, удлинёнными миндалитами в вулканитах и др.) (Клоос, 1958).

Плоскостная (плоскопараллельная, планпараллельная) *текстура* характеризуется ориентировкой составных частей породы (обычно таблитчатых и плоских минералов, ксенолитов, отдельных шпировых обособлений) параллельно некоторой плоскости.

Полосчатая текстура, или расслоенность, магматических пород представлена полосами (слоями) разного состава, структуры и цвета. Эту текстуру называют иногда, как и плоскостную, плоскопараллельной и планпараллельной.

Весьма часто линейная текстура совмещается с плоскостной и полосчатой, образуя линейно-плоскостную или линейно-полосчатую текстуры.

Первичная линейная ориентировка создается при течении магмы, содержащей выделившиеся твердые кристаллы. Кристаллы удлиненной формы в наиболее общем случае в соответствии с законами гидромеханики поворачиваются длинной стороной по направлению течения. При ускорении течения и переходе ламинарного движения в турбулентное образуются вихревые структуры, и удлиненные кристаллы ориентируются хаотично к направлению течения. Но и тогда с помощью ряда замеров удастся определить направление всего потока.

Закономерности ориентировки первичной полосчатости и условия ее возникновения отличаются значительным разнообразием. Существуют согласные соотношения полосчатости с контактами массива и несогласные соотношения, когда полосчатость утыкается в поверхность контакта. Первое соотношение представляет собой типичную особенность внутренней структуры многих магматических массивов, свидетельствующую о возникновении такой ориентировки в процессе течения расплава, в котором вследствие одновременной или более ранней дифференциации уже наметились элементы анизотропного строения. Второе соотношение, если оно имеет первичный характер, а не возникло после вторичных тектонических подвижек, объясняется поздней дифференциацией расплава, имевшей место после его поступления в какую-то конечную камеру, т.е. в самой этой камере, контролирующей в то же время своей формой (внешними ограничениями) размерность текстурного узора.

С рассматриваемыми понятиями связаны два важных принципа структурного анализа. Первый из них относится к изучению соотношений процессов кристаллизации и перемещения магматических расплавов. Так, могут быть выделены разные группы массивов: массивы, при формировании которых движение магмы предшествовало ее кристаллизации; массивы, возникшие из расплава, кристаллизация которого в той или иной мере осуществлялась во время его движения; массивы, переместившиеся после кристаллизации. Далее эта градация может быть значительно усложнена постановкой вопроса о природе сил, вызвавших движение. Так, часто ставится вопрос о движениях, возникших в результате действия внутренних сил магмати-

ческого очага, и движениях, возникших под воздействием рамы и передающихся на неостывшую смесь выделившихся кристаллов и расплава.

В связи со сказанным различают линейные ориентировки двух типов (Ажгирей, 1966).

Линейная ориентировка первого типа представляет собой текстуру (структуру) течения, прямо не зависящую от внешних тектонических сил и образовавшуюся, как указывал Н.А.Елисеев (1967), "при формировании интрузий и, что самое главное, в результате их эволюции (внутренних причин), а не под влиянием внешнего воздействия" (с. 160).

Линейная текстура второго типа возникает при воздействии на еще не вполне застывший массив внешних (региональных) тектонических сил, вызывающих его растяжение. В этом случае линейность может быть достаточно поздним образованием и может даже проследиваться через контакт в раму вмещающих пород (рис. 2). Так представляя себе образование линейности в массивах гранитоидов Г.Клоос, по данным которого линейность этого типа, называемая иногда штрекунгом (штрекунг - продольное удлинение минералов или агрегата зерен в условиях растягивающих напряжений), характеризуется пологой ориентировкой, а ее простираение совпадает с простираением складчатости во вмещающих породах.

Второй принцип структурного анализа говорит о необходимости выяснения соотношений между первичными и вторичными структурами, возникшими после формирования магматического тела. Вторичные структуры наложены на твердую породу. Они могут иметь самый различный генезис. Широко распространены образования, вызванные деформацией пород, и гидротермальные или метасоматические образования. По существу в этом принципе заключено известное положение тектоники о вычитании поздних последующих тектонических движений в целях выявления начальной структуры, раскрытое в свое время в работах М.М.Тетяева.

Массивы плутонических пород разного состава, формировавшиеся в разных термодинамических условиях при том или другом отношении к вмещающей раме и тектоническим движениям, характеризуются различной ориентировкой линейных и полосчатых текстур, составляющих разнообразные текстурные узоры (рис. 3).

Со времени работ Г.Клооса (Cloos, 1921, 1928, 1936) при анализе внутреннего строения массивов магматических пород наряду с первично-ориентированными текстурами обычно рассматриваются и первичные трещины. Такие трещины, как принято считать, возникают в отвердевших, обычно внешних, участках неполностью остывшего массива, в "фазу разломов", следующую за "фазой течения" под воздействием разных факторов: в результате давления на формирующийся массив со стороны рамы; при остывании расплава, сопровождающегося сокращением объема; вследствие перемещения материала, вызванного продолжающейся интрузией.

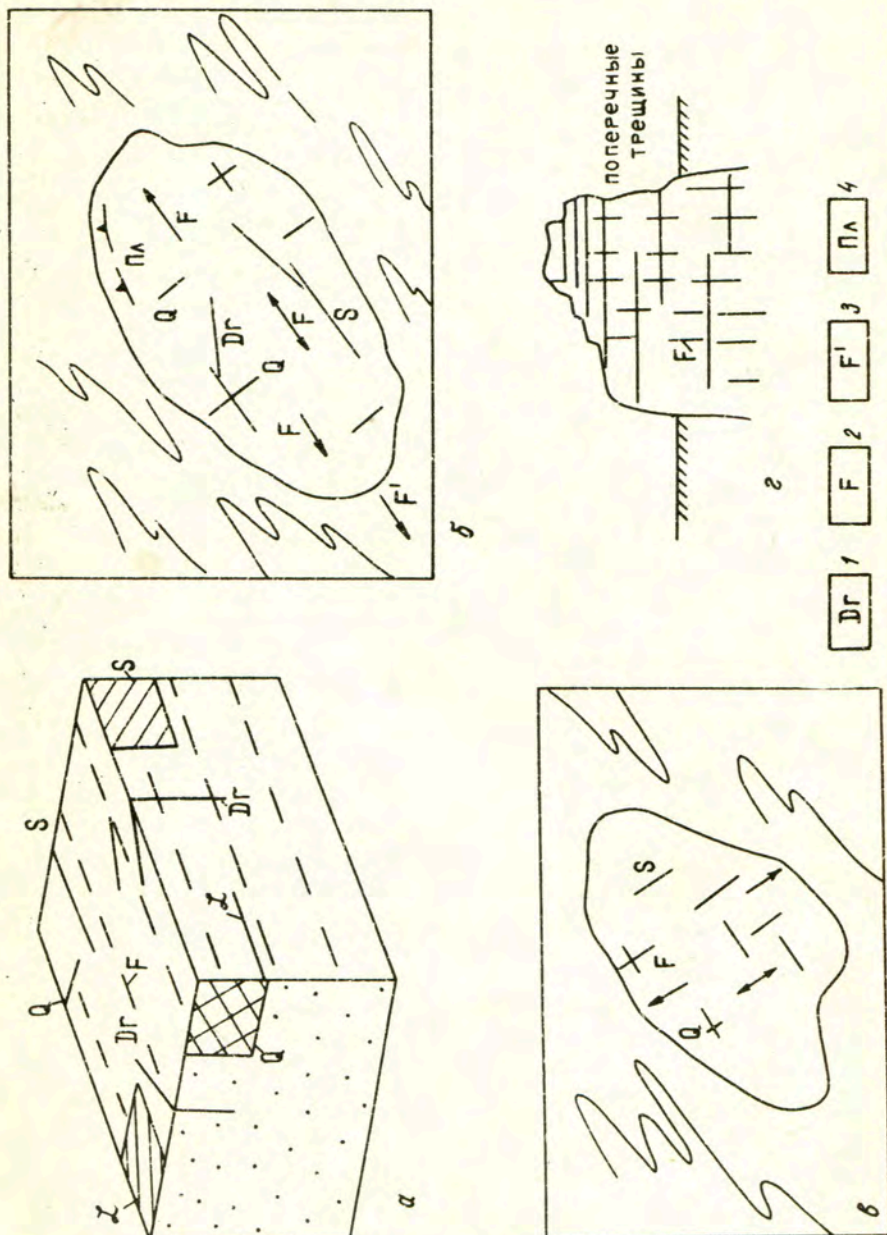


Рис. 2. Соотношения ориентированных текстур и трещин:

а - структурный блок в "нормальном" положении при горизонтальной (или пологой) ориентировке линейности; б - схематическая карта массива с горизонтальной и пологой линейностью, простирающие которой совпадают с простираем складчатой структуры; в - схематическая карта массива с линейностью, ориентированной резко несогласно по отношению к складчатости; г - разрез массива с вертикальной линейностью и пологими поперечными трещинами; Q, S, L - первичные трещины в номенклатуре Г.Клюоса; 1 - диагональные трещины; 2 - линейность в пределах массива; 3 - линейность в раме вмещающих пород; 4 - полосчатость

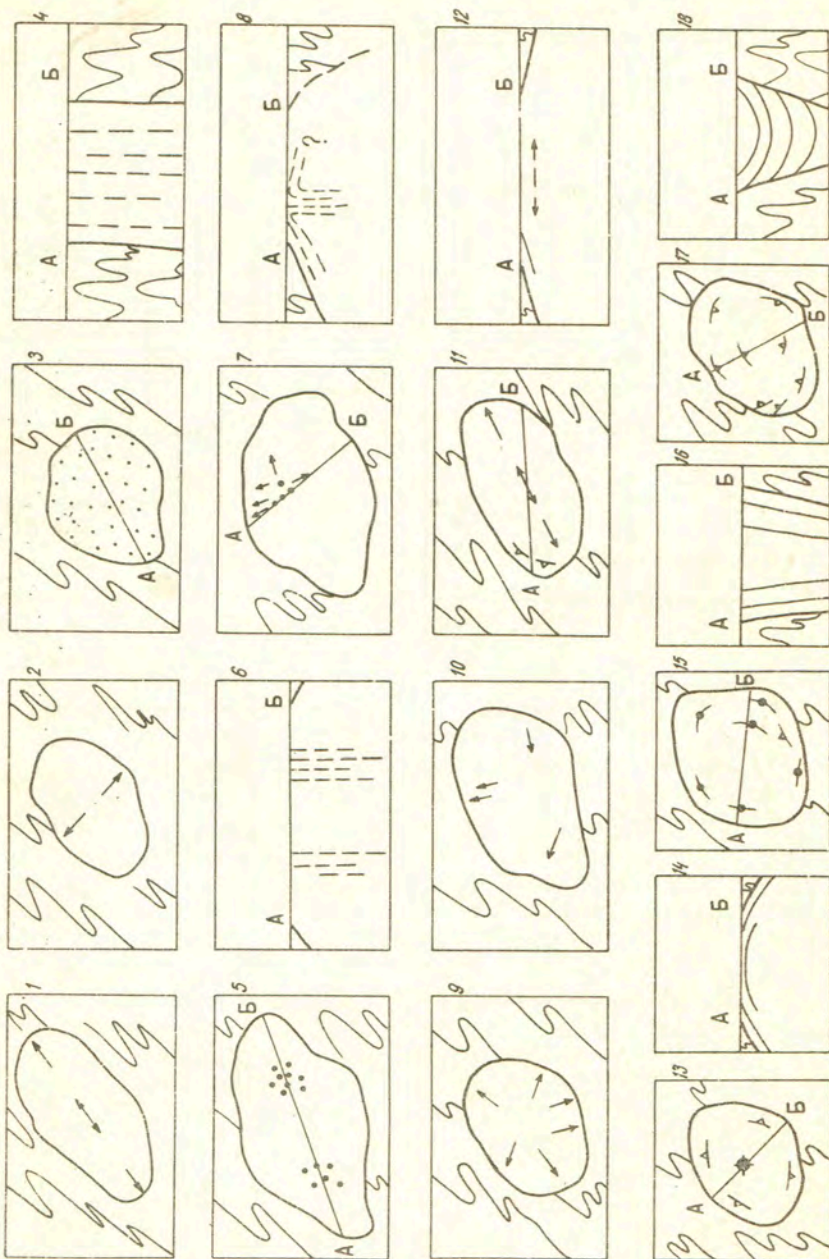


Рис. 3. Различные ориентировки первичных текстур (виды текстурных узоров) в массивах плутоидических пород (составил В.Г.Тихомиров):

1 - пологая линейность, простирающая с простираем складчатой структуры; 2 - пологая линейность, резко дискордантная по отношению к складчатости; 3, 4 - вертикальная линейность в плане и на разрезе; 5, 6 - вертикальная линейность, проявляющаяся на отдельных участках; 7, 8 - "лакколитообразный" вид ориентировки линейности; 9 - купол линий течения (по Р.Болку); 10 - "струйчатое" случайное расположение линейных текстур; 11, 12 - горизонтальная и пологая линейность в пределах всего массива и полосчатость в его краевой части; 13, 14 - купол слоев течения (по Р.Болку); 15, 16 - воронкообразный рисунок полосчатости, открытый снизу; 17, 18 - воронко- или корытообразный рисунок полосчатости, замкнутый снизу, полосчатость упирается в контакты

Первичные трещины в систематике Г.Клооса различаются в зависимости от их положения по отношению к линейной текстуре (см. рис. 2).

Трещины Q - поперечные трещины, перпендикулярные или почти перпендикулярные линиям течения. Это протяженные, открытые (?) трещины, нередко выполненные жильными породами и продуктами гидротермальной деятельности. Как говорилось выше, по мнению Г.Клооса, подкрепленному опытами на моделях из глины, эти трещины возникли в результате внешнего давления, сопровождаемого сжатием со стороны рамы в направлении, нормальном к линейности. При этом в другом направлении, вдоль линейности, происходит растяжение массива. Позднее, особенно в работах Р.Болка - последователя Г.Клооса, стали развиваться представления о том, что трещины *Q* (или поперечные трещины) являются трещинами растяжения, возникшими под воздействием внутренней силы самой интрузии: "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" (Болк, 1946, с. 63). "Сила интрузии обуславливает движение магмы в определенном направлении, а также возникновение трещин отдельности" (там же, с. 52). Количественная характеристика растяжения массивов может быть получена при подсчете мощностей даек, заполнивших поперечные трещины: так, в Лаузицком гранитном массиве в Германии наблюдалось более 1250 даек основного состава мощностью от нескольких миллиметров до 100 м, в массивах Шотландии - Малл, Арднамерхан, Арран - растяжение, замеренное по мощностям даек, равно 1-1,6 км.

Трещины S - продольные крутопадающие трещины, совпадающие с простиранием линий течения. Эти трещины обычно выражены несколько хуже, чем трещины *Q*. Как и поперечные трещины, они могут быть выполнены жильной серией и гидротермальными образованиями. Какого-либо определенного объяснения их происхождения дано не было.

Трещины L - пологозалегающие, пластовые трещины, примерно параллельные линиям течения и обычно параллельные пологой первичной полосчатости или близкие к такому положению. Нередко выполняются жильными породами, хлоритом, мусковитом и пиритом. Г.Клоос считал, что пологие трещины возникают в результате нагрузок со стороны кровли.

Кроме трещин *Q*, *S* и *L* Г.Клоосом выделяются диагональные трещины, краевые трещины и взбросы, пологие нормальные сбросы.

Диагональные трещины образуют две системы, симметричные к трещинам *S*. Часто выполняются жильными образованиями. По всем своим признакам являются типичными сколовыми трещинами. *Краевые трещины и взбросы* располагаются в участках крутых контактов интрузивных массивов (рис. 4) и падают внутрь массива под разны-

ми, иногда довольно пологими углами. Эти трещины, как и все первичные трещины, выполняются жильными образованиями. Они являются более ранними по сравнению с другими трещинами. Их возникновение объясняется растяжениями (а для взбросов - сжатиями и сдвигами на небольших участках под косым углом к главному направлению движения всей массы) на краях поднимающейся интрузии, имеющей вертикальные или почти вертикальные боковые стенки. *Пологие сбросы* возникают, очевидно, в связи с тем же процессом воздымания интрузивной массы, но участки растяжения приурочены к апикальной части интрузива.

Здесь нужно заметить, что, по Р.Болку (1946), воздымание интрузива, сопровождаемое растяжением в горизонтальном направлении, приводит к образованию веера вертикальных и крутых поперечных трещин, охватывающих вмещающие породы и перпендикулярных к воображаемому широкому своду (см. рис. 4).

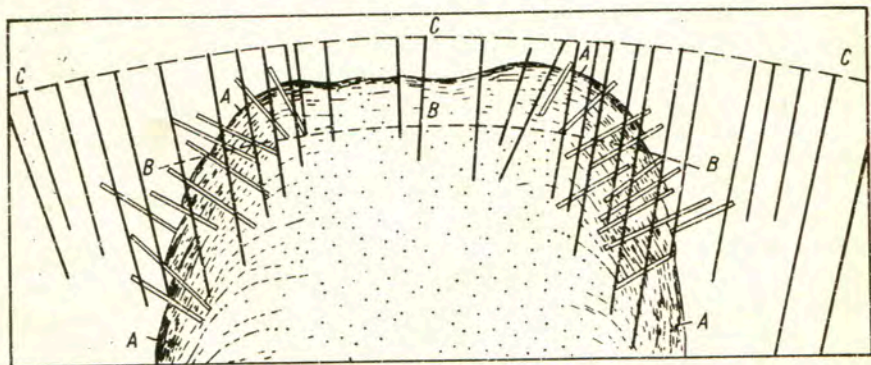


Рис. 4. Идеальное положение типов структур течения и систем трещин в каком-либо массиве (по Р.Болку, 1946):

А - купол слоев течения, наиболее древняя структура; двойные линии - расщелины и взбросы, сопровождающиеся дайками; В - положение свода линий течения, который может пересекать главный контакт массива; С - широкий свод, распространяющийся на вмещающие породы, поперечные трещины перпендикулярны к этому своду или к своду В

Систематика трещин Г.Клооса основана на изучении массивов определенного типа: "горизонтальных плутонов", сложенных гранитоидами, в которых обнаруживается пологая ориентировка линейности (см. рис. 2). Существуют и другие типы массивов - с наклонной (крутой) и вертикальной линейностью. В такой ситуации буквенная символика Г.Клооса не применяется, а трещины получают другую характеристику. Так, при вертикальной ориентировке линейности выделяются системы пологих поперечных трещин, крутых продольных трещин и т.д.

Первичные трещины, таким образом, в соответствии с рассматриваемой концепцией, должны характеризоваться следующими признаками:

- 1) приуроченностью к массивам магматических пород;
- 2) существованием отчетливой связи с элементами первичной ориентированной текстуры;
- 3) выполнением трещин жильными образованиями, формирующимися при растрескивании остывающих массивов; гидротермальной минерализацией стенок трещин.

В отношении методики изучения трещинной тектоники интрузивов, разработанной Г.Клоосом и его школой, было сделано немало критических замечаний. Часть их, безусловно, справедлива и касается конкретных недостатков этой методики. Например:

- 1) во многих гранитных плутонах практически отсутствует или очень неприметна и проявляется спорадически макроскопически заметная линейная текстура - основной репер привязки первичных трещин у Г.Клооса;
- 2) значительная часть трещин, развитых в гранитных массивах, представляет собой не одноактные образования, как это следует из работ Г.Клооса, а характеризуется длительной сложной историей становления;
- 3) некоторые системы трещин определенной ориентировки, наблюдаемые в плутонах, прослеживаются не только вокруг плутонов (что отмечал и Г.Клоос), но и на большом от них расстоянии, т.е., очевидно, не являются структурами, свойственными только интрузивам;
- 4) характеристика трещин как трещин растяжения или отрыва является, по мнению ряда ученых (Ажгирей, 1966; и др.), неполной или даже неправильной (?). Многие признаки говорят об их принадлежности к трещинам скалывания. (Подробнее о гранитных трещинах см. IV.2.1.)

Другая часть замечаний общего характера, в которых говорится о схематизме и абстрактности метода Г.Клооса, отрыве от наблюдаемой геологической ситуации, едва ли может быть принята. Работы Г.Клооса отличаются стремлением к широкой постановке вопроса без какой-либо формализации сути проблемы. Некоторое упрощение его построений было допущено, как это часто случается, в более поздних работах ряда авторов. Определяя главное в учении Г.Клооса, С.Н.Бубнов писал: "Следует особенно подчеркнуть, что решающим в этом "гранитно-тектоническом методе" является установление связи между двумя фазами развития магматического тела, а именно, между фазой застывающей вязкой магмы и фазой отвердевшей глубинной горной породы. Это соотношение двух главных фаз возникновения горных пород было исходным пунктом первоначальной и основной постановки вопроса у Г.Клооса. Оно остается решающим и теперь (С.Н.Бубнов. Основные проблемы геологии. М., 1960, с.175).

В нашей стране исследования, связанные с развитием методики структурного анализа массивов магматических пород, помимо исследований, названных выше, проводились И.В.Буссен, А.С.Сахаровым (1972), Т.М.Дембо (1954), В.В.Донских и др. (Методические указа-

ния..., вып. 2, 1971), В.С.Заикой-Новацким, А.Н.Казаковым (1989), В.К.Моничем (1957), В.М.Немцовичем и др. (Методические указания..., вып. 3, 1972), В.Г.Тихомировым (1985), Е.В.Шарковым (1980), Е.В.Шевченко (1951) и др. Сведения из этих работ, а также из работ других ученых использованы в разных разделах книги при рассмотрении первичного строения массивов вулканических и плутонических пород того или другого состава.

I.2

Формы залегания магматических пород

Развитие первых представлений о формах залегания магматических пород, послуживших основой для современных взглядов, относится главным образом ко второй половине XIX в. и первой трети XX в. и связано с именами Р.Дэли, Э.Зюсса, А.Лакруа, Ч.Лайеля, Ф.Ю.Левинсон-Лессинга, А.Харкера, А.Штюбеля и др. В эти же годы были даны и определения наиболее распространенных структурных форм, в дальнейшем получившие широкую известность (рис. 5).

Батолит - крупный, в несколько десятков или сотен квадратных километров, массив гранитоидов. Термин введен Э.Зюссом в 1888 г. По его определению, батолит - крупное интрузивное тело, имеющее крутые контакты и большую вертикальную мощность.

Бисмалит - магматический массив конической, пробкообразной или цилиндрической формы, ограниченный разломами и протыкающий слои наподобие стержня. По другим определениям, бисмалит - форма, близкая к лакколиту и связанная с ним, напоминающая пробку или представляющая собой куполовидное поднятие над лакколитом. Термин введен Дж.Иддингсом в 1898 г.

Гарполит - интрузивный массив серповидной формы. Горизонтальная часть гарполита часто представляет собой межформационную, пластовую залежь, контролируемую поверхностью крупного углового несогласия. Термин принадлежит Г.Клоосу (Дэли, 1936).

Дайка - пластообразное, секущее вмещающие отложения интрузивное тело, характеризующееся вертикальным или крутым залеганием. Наряду с дайками, отличающимися прямолинейными очертаниями, существуют криволинейные коленчатые дайки, а также кольцевые и конические дайки (см. ниже). Поверхности даек могут быть неровными, с неправильными выступами и апофизами во вмещающие породы. Некоторые дайки представляют собой быстро выклинивающиеся линзообразные тела или переходят в ветвящиеся жилы. Термин введен Ч.Лайелем в 1867 г.

* Здесь и далее в этом разделе ссылки на авторов терминов даны по терминологическому справочнику "Формы геологических тел" (1977).

Дайка кольцевая - дайка с кольцевой или дуговидной формой выхода, образующей в идеальном случае замкнутый круг. Падение дайки кругое, часто почти вертикальное и направлено от центра круга.

Дайка коническая, как и кольцевая, характеризуется кольцевой или дугообразной формой выхода. Падение дайки внутрь круга.

Кольцевые и конические дайки являются частями сложных центрально-кольцевых структур, состоящих из вложенных один в другой конусов, обращенных вершиной вверх (кольцевые дайки) или вниз (конические дайки) и центрального массива, в одних структурах находящегося на глубине, а в других - выбеденного на поверхность (см. рис. 31). Конические дайки были описаны А.Харкером в 1904 г. на примере структуры о.Скай в Шотландии и названы наклонными основными интрузиями. Позднее, в 30-х годах, структуры этого типа описывались Э.Бейли, Дж.Ричи, Х.Томасом и многими другими исследователями. Им же принадлежит название "комплекс кольцевых даек".

Диапиры магматические - массивы магматических пород каплевидной формы ("лакколит-капля"), примерно согласные с вмещающими отложениями в области куполовидной кровли и секущие их на глубине. Это определение, более позднее, чем другие в рассматриваемом перечне, предложено В.Н.Павлиновым в 1947 г. применительно к массивам Горного Крыма и Минераловодского района Северного Кавказа. Среди диапиров В.Н.Павлиновым выделяются: диапировые дайки, имеющие вид раздувшихся линзовидных тел; лофолиты - гребневидные формы; хоамолиты - тела бобовидной формы; сталагмолиты (собственно магматические диапиры) - тела в виде перевернутой капли; пигмолиты - кулакообразные массивы и телескопные тела - тела более поздней генерации, осложняющие первоначальные формы (рис. 6).

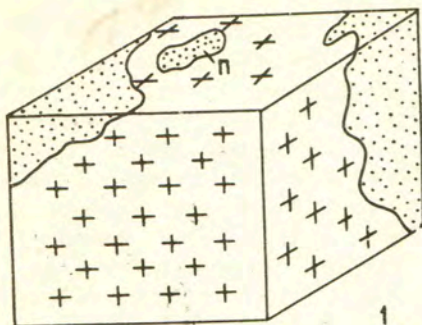
Жерловина вулканическая - массив магматических пород, выполняющих подводный канал вулкана; форма массива трубкообразная (см. далее: некк), линейная или сложная неправильная.

Конус вулканический - вулканическая постройка, сложенная лавой и (или) пирокластическим материалом, имеющая форму конуса либо усеченного конуса со срезанной вершиной.

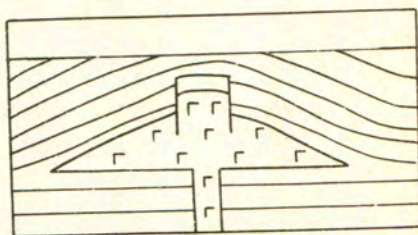
Купол вулканический - выступ вязкой нерастекшейся лавы (экструзивное образование) куполовидной формы.

Лакколит - массив магматических пород грибо- и каравасеобразной формы. Его горизонтальная часть ("шляпа гриба") может быть грубопараллельной поверхностям наложения вмещающих отложений, приподнятым при внедрении расплава и образующим куполовидную структуру. Наряду с простыми существуют сложные лакколиты, которые состоят из нескольких, расположенных друг над другом пластообразных тел, соединенных вертикальным "питающим" каналом. Термин предложен Г.Гильбертом в 1877 г.

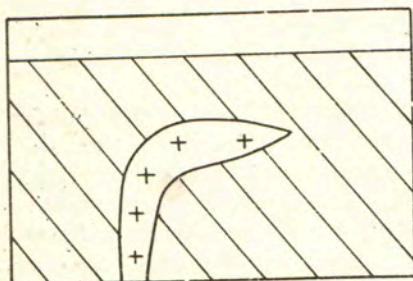
Лополит - большой блюдце- или чашеобразный массив интрузивных пород, утолщенный в центре, в области "питающего" канала.



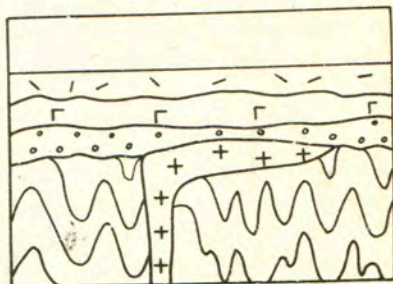
1



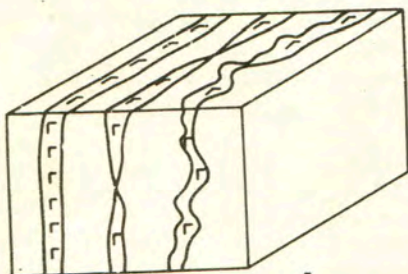
2



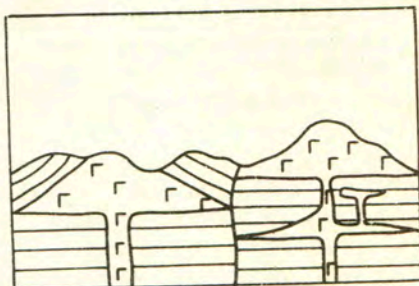
3



4



5



6

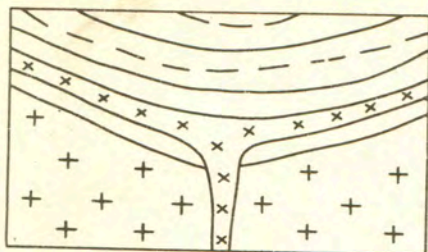
Рис. 5. Виды интрузивных массивов:

1 - батолит, 2 - бисмалит, 3 - гарполит (харполит), 4 - гарполит межформационный, 5 - дайки (прямолинейная плоская, выклинивающаяся, криволинейная или колленчатая), 6 - лакколиты (простой и сложный),

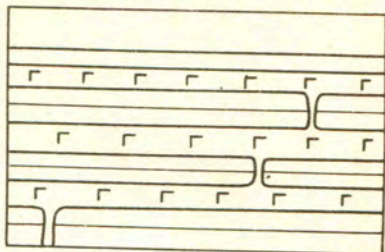
Характерна приуроченность к обширным синклинальным структурам древних платформ. Термин предложен Ф.Гроутом в 1918 г. (Дэли, 1936).

Массив магматический (массив магматических пород) - термин свободного пользования для обозначения любых геологических тел, состоящих из вулканических или плутонических пород и достаточно четко отделяющихся от других граничащих с ними тел.

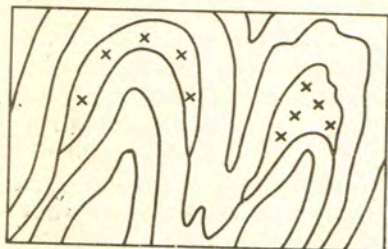
Другие значения термина:



7



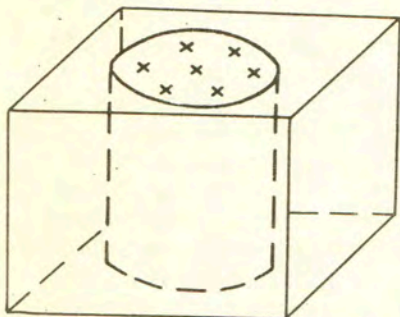
8



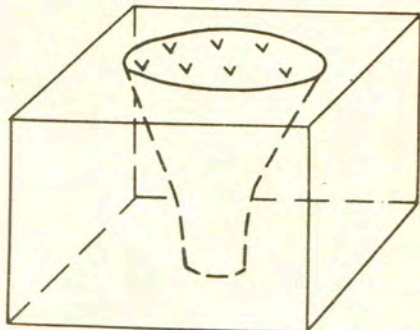
9



10



11



12

7 - лополит, 8 - силлы, соединенные вертикальными дайками (силлы-"этажерки"), 9 - факолиты, 10 - хонолит, 11 - шток, 12 - этмолит

Массив (в петрографии) - интрузивное тело, когда форма и условия залегания его точно не установлены (Геол. словарь, 1978, т.1).

Массив интрузивный (интрузия, интрузивное тело) - крупные скопления магматических пород неправильного, приближающегося к изометричному, очертания (Формы геологических тел, 1977).

Некк - вулканическая жерловина цилиндрической, пробкообразной формы, обычно выступающая в рельефе над жерлом вулкана.

Плаквит - интрузивный массив плоской плитообразной формы. Термин введен Г.Штейнманном в 1926 г.

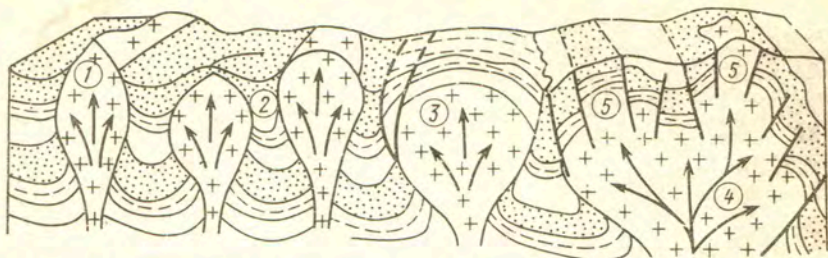


Рис. 6. Магматические диапиры (по В.Н.Павлинову, 1979):

1 - лололит, 2 - хоамолит, 3 - сталагмолит, 4 - пигмолит, 5 - телескопные тела

Покров вулканический - протяженный массив (тело) лавовых или пирокластических пород, перекрывающий подстилающие образования; может состоять из одного или нескольких остывших вулканических потоков либо из материала, возникшего в результате эксплозивных извержений.

Поток вулканический - протяженный массив (тело) лавовых или пирокластических пород, возникший в результате одного излияния;

- пластообразное тело полосовидной в плане формы с резким превышением длины над шириной;
- лава (или вулканический обломочный материал), текущая из жерла или из трещины.

Силл - пластообразное плоское тело интрузивных пород, залегающее согласно со слоями вмещающих отложений.

Трубка взрыва - вулканическая структура трубкообразной или цилиндрической формы, заполненная брекчией и образовавшаяся в результате взрыва и прорыва газовой струи. Синоним: диатрема. Термин введен А.Даубри в 1891-1892 гг.

Факолит - интрузивное линзообразное согласное тело, залегающее в области замка антиклинальной или синклинальной складки. Термин введен А.Харкером в 1909 г. (Дэли, 1936).

Хонолит - массив интрузивных пород неправильной формы. Термин предложен Р.Дэли в 1905 г.

Шток - массив магматических пород формы, близкой к цилиндрической;

- крупный массив магматических пород изометричных в плане очертаний и с крутыми контактами, отличающийся от батолита меньшими (до 100 км^2) размерами (Дэли, 1936).

Этмолит - массив интрузивных пород воронкообразной формы. Термин введен В.Саломоном в 1903 г.

В классификации Р.Дэли (1936) "формы залегания интрузивных тел" разделены на две группы в зависимости от механизма интрузии: инъектированные массы (или тела) и сквозные (subjacent) массы (табл. 1).

* Subjacent (англ.) - расположенный ниже чего-либо, лежащий в основе.

Классификация форм залегания интрузивных тел,
по Р.Дэли (1936)

А. Инъекционные массы.

I. Согласные интрузии (внедрившиеся вдоль плоскостей слоистости или сланцеватости).

1. Пластообразные залежи, или силлы:

- а) простые: гомогенные и дифференцированные,
- б) многократные,
- в) сложные.

2. Межформационные слои по плоскостям несогласия.

3. Лакколиты.

- а) простые: симметричные и асимметричные, однородные и дифференцированные,

- б) многократные,

- в) сложные,

- г) межформационные (по плоскостям несогласия).

4. Лополиты (имеются разновидности, аналогичные таковым же в лакколитах).

5. Факолиты.

6. Ленточные инъекции.

II. Несогласные интрузии (внедрившиеся поперек плоскостей слоистости или сланцеватости).

1. Дайки:

- а) простые: однородные и дифференцированные,
- б) многократные,
- в) сложные.

2. Групповые дайки.

3. Интрузивные жилы, одновременные (шлировые) жилы.

4. Апофизы.

5. Кольцевые дайки.

6. Интрузивные конические слои.

7. Вулканические нежки (жерловины).

8. Бисмалиты.

9. Этмолиты.

10. Сфенолиты.

11. Акмолиты.

12. Гарполиты.

13. Подошвенные интрузии.

14. Хонолиты.

Б. Сквозные массы.

I. Батолиты:

- а) простые: однородные и дифференцированные,
- б) многократные,
- в) сложные.

II. Штоки:

- а) простые: однородные и дифференцированные,
- б) многократные,
- в) сложные.

В первую группу включены согласные и несогласные интрузии, возникшие при инъекциях магмы между слоями или по трещинам и разрывам. Ко второй группе отнесены батолиты и штоки. Предполагается, что они возникли в результате обрушения кровли формирующейся интрузии, удаления ранее находившихся здесь пород и проникновения магмы в освобождающееся таким образом пространство. Называя эти структурные формы сквозными, мы, по мнению С.П.Соловьева - автора русского перевода книги Р.Дэли, точнее всего определяем их главную особенность: сквозное распространение в большом вертикальном разрезе земной коры. А.Н.Заварицкий (1955) предлагает другой термин - "глубинные массы", который следует признать, вероятно, более удачным.

"Формы залегания экстррузивных тел и излившихся масс", по Р.Дэли, различаются в зависимости от характера извержения и способа излияния лавы, а также и по геологической обстановке вулканических проявлений (табл. 2).

Таблица 2

Классификация форм залегания экстррузивных тел и излившихся масс,
по Р.Дэли. Из книги А.Н.Заварицкого (1955)

1. Трещинные излияния: дайки, покровы и потоки.
2. Излияния при проплавлении кровли: покровы (потоки).
3. Центральные извержения:
 - 1) жерловины (некки): а) туфовые, б) лавовые, в) сложные;
 - 2) выступы, купола, иглы, кумуловулканы, сосцевидные выступы;
 - 3) потоки, излившиеся сверху, из боковой трещины или через отверстие в конце бокового канала; особые факты и формы: глыбовая лава, волнистая, шаровая, туннели, лавовые, каскады, обрывы, тумули;
- 4) конусы:
 - а) туфовые, пепловые, лавовые купола, лавовые кольца, глыбовые конусы - сложные (нормальные) конусы, раздробленные конусы;
 - б) группы конусов, цепи конусов.

По этим признакам выделены формы залегания, возникшие в результате трещинных излияний, излияния при проплавлении кровли и центральные извержения. Кроме положительных аккумулятивных форм выделяются отрицательные вулканические формы (не включены в таблицу): кратеры, кальдеры провала, маары.

Классификация Р.Дэли, как это следует из сказанного, является морфолого-генетической. Широкое признание и развитие в трудах других ученых получила морфологическая часть этой классифика-

ции: деление интрузивных тел на согласные и несогласные; сводка имевшихся к тому времени морфологических терминов и описаний и введение ряда новых. Так, разделение интрузивов в зависимости от их соотношений с вмещающими отложениями дано в классификации В.В.Белоусова (1971), где различаются три группы структур: согласные, частично согласные и несогласные.

Примерно в одно время с работами Р.Дэли вышли в свет работы Г.Клооса, содержащие крупные обобщения по вопросам, относящимся к описанию и систематике особенностей первичного строения и форм залегания массивов магматических пород (плутонов) (табл. 3).

Таблица 3

Систематика интрузивных массивов,
по Г.Клоосу (Cloos, 1928). Из книги Н.А.Елисеева (1967)

Форма. 1. Интрузивные массивы вообще - округлые, штокообразные, древовидные, ветвистые. 2. Ареальные плутоны - интрузивы без определенных очертаний и большей частью огромных размеров. К ним относятся многие архейские интрузивные массивы. 3. Периклинальные плутоны - большие массивы со стенками, наклоненными от массива. 4. Синклинальные плутоны. Примером могут служить лополиты, сюда же относятся воронкообразные тела. 5. Вертикальные плутоны с отвесными или крутонаклонными стенками. 6. Горизонтальные плутоны.

Относительные размеры (резкое разделение невозможно). 1. Плутоны первой величины или порядка: интрузивные массивы регионального распространения, слагающие целые большие глыбы или крупные и целые структурные единицы. 2. Плутоны второй величины: массивы, слагающие части больших глыб или части больших структурных единиц. 3. Плутоны третьей величины: мелкие тела, имеющие в структурном отношении второстепенное и подчиненное значение.

Отношение к тектоническому строению. 1. Ядерные плутоны, располагающиеся целиком внутри одного геологического комплекса пород. 2. Пограничные плутоны, развивающиеся на границе двух различных геологических структур. 3. Трещинные плутоны.

Отношение к тектоническим движениям. 1. Атектонические, не связанные с тектоникой. 2. Претектонические. 3. Синтектонические: а) одновременные со складчатостью и б) одновременные с образованием разломов. 4. Посттектонические.

Структурные фации горных пород. 1. Гнейсовые. 2. Гнейсогранитные и гранитогнейсовые. 3. Гранитные. Названия "гнейсовые", "гранитогнейсовые" и "гранитные" структурные фации применяются к интрузивным массивам независимо от состава горных пород. Гнейсовые и гранитогнейсовые фации могут быть первичными и вторичными.

Внутренняя структура. 1. Несамостоятельная с элементами параллелизма с поверхностью контакта. 2. Автономная: а) с куполообразным строением, б) с воронкообразным строением, в) с цилиндрическим строением.

Отношение контакта к структуре рамы. 1. Конкордантное (согласное). 2. Аконкордантное (кажущееся согласие). 3. Дискордантное (несогласное): а) при механическом прорывании, б) при использовании дискордантными границами, в) при проплавлении.

Отношение внутренней структуры к контакту. 1. Конформное (согласное): а) с вещественным контактом (слоистость и т.д.), б) с динамическим контактом. 2. Дисконформное к контакту (несогласное).

Отношение внутренней структуры к структуре рамы. 1. Гармоничное (согласное). 2. Дисгармоничное (несогласное).

Г.Клоос, как говорилось выше, впервые предложил цельную методическую систему взаимосвязанного изучения первичного внутреннего строения (внутренней структуры) интрузивных массивов, формы и условий их залегания. В его систематике главное значение имеют морфологические критерии, однако наряду с ними учитываются (как и у Р.Дэли) генетические и историко-геологические данные: отношение плутонов к тектоническому строению и тектоническим движениям.

По Ф.Ю.Левинсон-Лессингу (Избр. труды, т.4, 1955), различные магматические тела "с морфологической точки зрения" могут быть сгруппированы следующим образом.

1. Вертикальные или крутонаклонные тела столпо- или доскообразной формы - некки, дайки, бисмалиты.

2. Плоские, пластообразные тела - интрузивные пласты (силлы и многие батолиты).

3. Плосковыпуклые или двояковыпуклые тела - лакколлиты и факоллиты.

4. Плосковогнутые тела - лополиты.

5. Тела неправильной формы, книзу суживающиеся, - этмолиты, хонолиты, штоки - или, наоборот, расширяющиеся, - батолиты.

Важные положения, касающиеся систематики интрузивных тел и содержащие принципиальную постановку вопроса о взаимосвязи интрузии магмы и условий ее кристаллизации со структурой рамы и тектоническим режимом, были сформулированы А.А.Полкановым (1945, 1946).

1. Каждое интрузивное тело в целом выражает собой состояние равновесия между эндогенными силами активной магмы, с одной стороны, и тектоникой и кинематикой заключающей его рамы - с другой.

2. Внутреннее строение каждой интрузии контролируется отношением периода процесса кристаллизации магмы к периоду ее эндогенной кинематики и к синхронной кинематике рамы.

На основе этих положений, как указывал А.А.Полканов, им разработана сложная систематика интрузивов платформенного типа ("интрузий платформы - кратогена"). Наиболее крупные группы включают: 1) интрузии синкинематические с региональными движениями и расколами земной коры; они представлены расколами-дайками (трещинными интрузивами); 2) интрузии раскола, модифицированные последующими движениями глыб земной коры и активными силами внутрикоревой магмы; 3) интрузии, связанные с активными силами внутрикоревой магмы. В первой группе далее выделяются тела (дайки), возникшие при радиальной кинематике и при танген-

циальной кинематике; во второй - тела модифицированных расколов, обусловленные дифференциальными движениями глыб и активными силами магмы; в третьей - тела, возникшие при действии гидростатического давления и при нарушении фазового равновесия магмы. Среди первых из них в свою очередь выделяются согласные тела - силлы, лакколиты и несогласные тела - центральные интрузии, локальные дайки, центральные штоки.

Из современных работ, затрагивающих проблемы терминологии, систематики форм залегания массивов магматических пород, выработки генетического и историко-геологического подхода к их изучению, большое значение имеют фундаментальные исследования А.Баддингтона (1963), В.И.Влодавца (1984), Ю.А.Кузнецова (1964), И.В.Лучицкого (1971, 1985), Г.Макдоналда (1975), Е.К.Мархинина (1985), К.Менерта (1971), В.А.Милашева (1984), В.А.Невского, А.А.Фролова (1985), Э.Рагена (1972, 1979), А.Ритмана (1964, 1981), Л.Уэйджера и Г.Брауна (1970), Н.Ф.Шинкарева (1978). Важные сведения о первичном строении и формах залегания магматических пород имеются в известных руководствах по петрографии и структурной геологии А.А.Маракушева и др. (Петрография, ч.2, 1981), П.Ф.Емельяненко, Е.Б.Яковлевой (1985), Г.Д.Ажгирея (1966), В.В.Белоусова (1971, 1986), А.Е.Михайлова (1984), В.Н.Павлинова (1979) и др., а также в коллективных монографиях, подготовленных во ВСЕГЕИ (Магматические формации, т.1, 2, 1979) и в ИГЕМе АН СССР (Магматические горные породы, 1983-1988).

Подводя итог сказанному, можно отметить, что к настоящему времени достаточно обстоятельно разработан ряд вопросов о первичном строении и формах залегания массивов магматических пород, выяснены многие особенности механизма и условий их становления, изучены особенности историко-геологического положения магматических массивов разных типов (приуроченность к определенным структурным элементам земной коры, тектономагматическим циклам, глубинность становления). Однако в то же время наши знания в некоторых, казалось бы, хорошо изученных разделах структурной магматической геологии, касающиеся конкретных данных о тех или иных структурных формах (например, о строении корневых частей вулканических сооружений, о выражении текстурных узоров в массивах пород разного состава, о трещинной тектонике и формах залегания гранитных массивов), все еще далеко неполны и здесь, как и в отношении многих нерешенных проблем общего характера (например, проблемы изучения соотношений между текстурой, структурой и глубинным разрезом земной коры, поставленной еще С.Н.Бубновым), многое предстоит сделать.

ПЕРВИЧНОЕ СТРОЕНИЕ И ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАССИВОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Подавляющая масса вулканических горных пород возникла при извержениях древних вулканов в древних вулканических (палеовулканических) областях. Такие вулканические области характеризуются значительными вторичными изменениями горных пород и денудацией геологических структур, оставляющими, как правило, фрагменты вулканов той или другой степени сохранности. Фактор вулканического рельефообразования, особенно ясно выступающий в областях действующих вулканов, в древних областях оказывается в значительной мере или полностью утраченным. Геолог исследует здесь ассоциации вулканогенных пород и первичные или вторичные формы их залегания, оперируя при изучении этих форм категориями структурной геологии.

Основные особенности первичного внутреннего строения и форм залегания массивов вулканических пород определяются существованием двух структурных комплексов: структурного комплекса подводящих каналов, или корней (корневой системы), вулканических сооружений и покровного структурного комплекса, охватывающего материал, выброшенный вулканом на поверхность. Эти комплексы, будучи в каждом конкретном массиве одновозрастными образованиями, различаются по первичному внутреннему строению, формам залегания и соотношениям с окружающими породами. Породы *структурного комплекса подводящих каналов* характеризуются активными интрузивными контактами с вмещающими отложениями. В *покровном структурном комплексе* в основании вулканического потока также присутствует активный контакт магматического расплава с твердым холодным субстратом. Но в отличие от активного интрузивного контакта такой контакт возник на поверхности при течении лавы.

Существуют вулканические массивы, включающие оба комплекса, существуют и разрушенные фрагментарные массивы, являющиеся остатками лишь одного структурного комплекса подводящих каналов или только покровного комплекса. В молодых кайнозойских вулканических областях преобладают образования покровного комплекса. Породы комплекса подводящих каналов вскрыты здесь ограниченно. Древние вулканические области, как мезозойские, так и особенно палеозойские, характеризуются широким развитием глубокоденудиро-

ванных вулканических сооружений, и поэтому в их пределах в ряде случаев значительная, а иногда и большая часть вулканических форм относится к комплексу подводящих каналов.

Многие первичные вулканические формы генетически связаны с разрывными нарушениями, являющимися вулканоконтролирующими элементами длительного развития или образования, возникающими в результате вулканического процесса синхронно с ним. Такие сложные сообщества вулканических и тектонических форм называются вулканотектоническими структурами. Особенно широко развиты вулканотектонические центрально-кольцевые структуры, в которых часто наблюдаются явления проседания крупных блоков горных пород.

Вулканическим породам кислого состава свойственны, как известно, первичные порфировые, афировые и витрофировые структуры, породам основного состава - те же порфировые, афировые и витрофировые, а также и офитовые (долеритовые, диабазовые), близкие к полнокристаллическим. Породы с названными структурами слагают потоки и покровы покровного структурного комплекса и прослеживаются в денудированных сооружениях в массивах комплекса подводящих каналов на большие глубины, превышающие во многих случаях тысячу метров. В то же время среди пород базальтового состава, даже в близповерхностных субвулканических массивах, описаны переходы к полнокристаллической габбровой структуре. Таким образом, мы переходим к представлению о вулканоплутонических структурах, в строении которых принимают участие и порфировые вулканические и полнокристаллические плутонические породы, и к еще более общему представлению о вулканоплутонических ассоциациях, характеризующихся общностью глубинных магматических очагов.

II.1

Краткие сведения из области вулканологии

Вулканология - часть (отрасль) геологической науки, занимающаяся изучением вулканов. Она теснейшим образом связана с динамической и исторической геологией, структурной геологией и тектоникой, петрологией. Предметом изучения вулканологии являются как непосредственно наблюдаемые современные природные объекты - вулканы и вулканические процессы, так и природные объекты далекого прошлого - остатки древних вулканов и связанные с ними геологические объекты разного происхождения.

Таким образом, можно, с известной долей условности, следуя предложениям, сформулированным в работах А.Н.Заварицкого и И.В.Луцицкого, разграничить по предмету исследования вулканологию и палеовулканологию. Первая исследует действующие вулканы, продукты их деятельности (лавы, пеплы, газообразные вещества), типы извержений и т.д. Вторая представляет собой "учение о древних

вулканах и вулканической деятельности геологического прошлого нашей планеты" и исследует закономерности пространственного и возрастного размещения вулканических пород, условия их залегания, занимается реконструкциями древних вулканов и воссозданием обстановок извержений на разных этапах геологической истории той или другой территории и т.д.

Различные данные о современных и действующих вулканах, их извержениях, строении и геоморфологии вулканических областей содержатся в сводных работах, принадлежащих В.А.Апродову (1982), В.И.Влодавцу (1984), И.И.Гущенко (1979), И.В.Лучицкому (1971, 1985), Г.Макдоналду (1975), Е.К.Мархинину (1985), И.В.Мелекесцеву (1980), Х.Расту (1982), А.Ритману (1964), Д.П.Рэдулеску (1979), А.Е.Святловскому (1971, 1982). Нужно назвать также третье издание книги А.Ритмана на немецком языке (Rittmann, 1981) и "Вулканологию" Х.Уильямса и А.Мак-Бирни (Williams, McBirney, 1979).

II.1.1

Вулканы, или вулканические аппараты: определение понятия.

Вулканы и извержения центрального, трещинного и ареального типов. Вулканы моногенные и полигенные

Вулканы, или вулканические аппараты, представляют собой в морфологическом, структурном отношении сочетание вулканических образований, относящихся к комплексу подводящих каналов и к комплексу вулканических покровов, а в динамическом - системы, по которым происходит подъем и последующее извержение вулканического расплава, насыщенного летучими.

Вулканы центрального типа имеют подводящий канал трубкообразной формы. Эти вулканы обычно приурочены к узлам пересечения глубинных магмоподводящих разломов. В плане им свойственна округлая, изометричная форма.

Вулканы трещинного типа обладают подводящими каналами, протягивающимися по магмоподводящим трещинам и разломам. Вулканические массивы и отдельные вулканические центры группируются вдоль таких разрывных нарушений и характеризуются поэтому линейными в плане очертаниями.

Вулканы ареального типа не имеют определенных, зафиксированных выводных отверстий. Извержения происходят из многих непостоянных жерловин, которые, закупориваясь, отмирают и заменяются возникающими поблизости новыми центрами извержений. В.И.Влодавец (1984) указывает, что, по Р.Дэли, ареальные вулканы, характеризующиеся незначительной глубиной вулканических каналов, но большой площадью их поперечного сечения, могли возникать при проплавлении или прорыве кровли крупных магматических тел (батолитов, крупных лакколитов).

Названные типы вулканов связываются друг с другом постепенными переходными. Обычной является закономерность, сводящаяся к

тому, что ряд вулканов центрального типа контролируется на глубине одним общим магмоподводящим разломом. Часто также говорят не только о вулканах, но и (в более общей форме) о вулканизме центрального, трещинного или ареального типа.

Моногенные вулканы возникают в результате одноактного извержения или ряда сближенных во времени извержений одного вулкана. Они характеризуются простым строением и относительно (по сравнению с полигенными вулканами) небольшими размерами. Так, их высоты достигают первых сотен метров, поперечник основания редко превышает 1000 м.

Полигенные вулканы характеризуются длительными многократными извержениями. Так, действующий вулкан Этна начал формироваться в раннем плейстоцене, вулкан Везувий - в конце позднего плейстоцена, вулкан Ключевской - очевидно, в среднем плейстоцене и т.д.

Строение, форма и размеры полигенных вулканов зависят от интенсивности и длительности извержений. Как правило, в таких вулканах наблюдаются многочисленные налегания друг на друга разновозрастных лавовых потоков, перекрывающих разнородный субстрат. При перерывах в извержениях новые вулканические продукты последовательно сменяющихся вулканических фаз ложатся на денудированную поверхность. Подобные соотношения связываются с формированием угловых несогласий, определяемых тектоническим фактором.

Во многих древних вулканических аппаратах наблюдаются интрузивные контакты между лавовыми, жерловыми и субвулканическими массивами (рис. 7). Поэтому по аналогии со сложно построенными интрузивными массивами полнокристаллических пород такие полигенные аппараты часто называют многофазовыми. Соответственно моногенные вулканы могут называться однофазовыми.

II.1.2

Морфология вулканов.

Аккумулятивные и деструктивные вулканические формы

К аккумулятивным, обычно положительным, выраженным в рельефе, вулканическим формам, называемым вулканическими постройками, относятся щитовые вулканы, вулканические конусы и среди них - стратовулканы, столовые вулканические горы и вулканические хребты, а также вулканические иглы, обелиски и куполовидные выступы. Аккумулятивным формам противопоставляются деструктивные отрицательные формы - кратеры, кальдеры и эксплозивные воронки, или маары, возникающие вследствие вулканических взрывов и (или) проседаний ранее созданных построек.

Щитовые вулканы, называемые также лавовыми, образуются при излияниях лав основного, щелочного и реже кислого состава. Этим

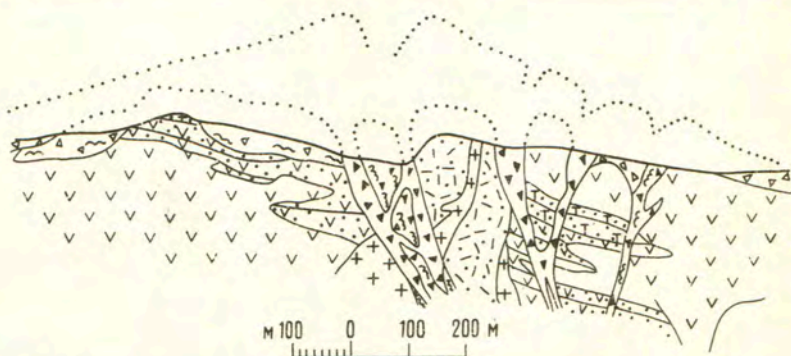
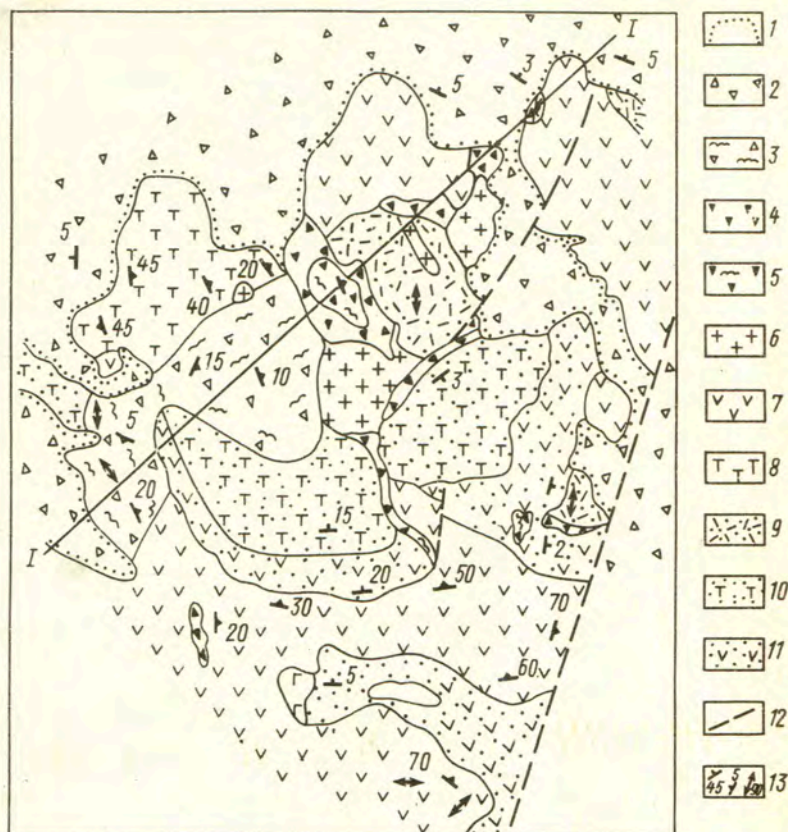


Рис. 7. Схема строения позднепалеозойского вулканического аппарата в южной части гор Караирек, Центральный Казахстан (по В.Я.Кошкину):

1 - реконструкция смытой части архарлинского вулканического конуса; архарлинский комплекс: 2 - туфоагломераты склонов вулкана, 3 - поток лавобрекчий трахипаритового состава, 4 - туфобрекчий жерла, 5 - лавы и лавобрекчий жерла; керегетасский комплекс: 6 - фельзит-порфиры, 7 - субвулканические липаритовые порфиры, 8 - субвулканические трахитовые порфиры, 9 - туфобрекчий жерла раннего этапа; 10 - туфы трахитового состава, 11 - туфы дацитового состава; 12 - разломы; 13 - элементы залегания и флюиальности

вулканам свойственны пологие мягкие формы рельефа, определяемые существованием многих, перекрывающих друг друга, лавовых потоков. Последние изливаются из жерл и трещин. На вершинах щитовых лавовых базальтовых вулканов иногда располагаются кратерные впадины и лавовые озера, заполненные фонтанирующей раскаленной или уже застывшей лавой. В плане и поперечном разрезе такие вулканы имеют вид изометричных или эллипсоидальных плоских щитов, положенных на землю тыльной стороной со впадиной в центральной части, соответствующей провалу-кальдере, или, напротив, с выпуклостью на месте конусовидной вершины вулкана (рис. 8).

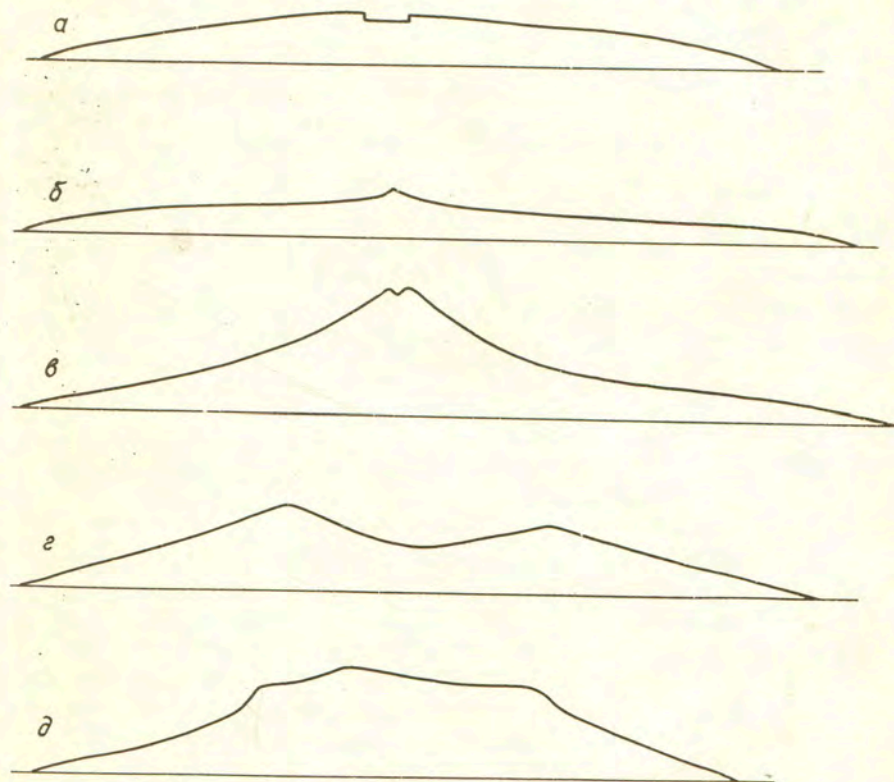


Рис. 8. Профили вулканических построек:
 а, б - щитовые вулканы, в - симметричный вулканический конус стратовулкана,
 г - усеченный вулканический конус, д - столовая вулканическая гора

Склоны вулканов пологие, с углами наклона порядка 5-10°, редко до 15°. Несколько щитовых вулканов могут соединяться основаниями и составлять более крупные структурные формы, называемые вулканическими щитами. Таким образом, между этими, казалось бы, сходными терминами имеется различие: вулканические щиты могут со-

стоять из вулканов разного типа - щитовых вулканов, стратовулканов.

В строении вулканических конусов и стратовулканов принимают участие как лавовые, так и пирокластические отложения. Среди вулканических конусов выделяются постройки с хорошо сохранившейся вершиной, венчающейся небольшим, иногда почти незаметным кратером, и постройки со срезанной, усеченной верхней частью, замененной обширным кратером или кальдерой с неровными краями. Многие постройки имеют сложную форму и состоят из нескольких слившихся конусов - конусовидных вулканических щитов - или одного главного конуса и ряда мелких, второстепенных.

Принято различать моногенные и полигенные вулканические конусы.

Моногенные конусы имеют простое строение и небольшие размеры (обычно десятки и сотни метров в горизонтальном и вертикальном измерениях). Они в свою очередь разделяются на шлаковые, пемзово-пепловые, лавовые и шлако-лавовые.

Полигенные конусы отличаются, как правило, сложным строением и большими размерами. Они состоят из переслаивающихся потоков лав и пирокластических отложений. Вулканические сооружения такого рода называют обычно смешанными лавово-пирокластическими вулканами, или *стратовулканами*. Среди стратовулканов можно различать существенно лавовые (лавы составляют 50-80% объема постройки) и существенно пирокластические (лав менее 50%).

К крупным сложным полигенным стратовулканам альпийского складчатого пояса относятся: высочайшая вершина Европы гора Эльбрус (5642 и 5595 м) - вулкан плиоцен-голоценового возраста, самый большой вулканический массив Армянского нагорья Бол. Арарат с примыкающим к нему Мал. Араратом, вулканы Везувий, Стромболи, Вулкано, Этна.

Сложными полигенными стратовулканами являются известные вулканы Монтань-Пеле (Мон-Пеле), Безымянный, Суфриер, Сент-Хеленс.

Наряду с постройками хорошей сохранности в областях кайнозойского вулканизма часто встречаются денудированные разрушенные стратовулканы и щитовые вулканы (рис. 9). Значительно реже их остатки устанавливаются в древних вулканических областях мезозойского и палеозойского возраста.

Необходимо заметить, что надежные палеовулканологические реконструкции стратовулканов возможны тогда, когда восстанавливаются три их структурных элемента: 1) первичный наклон слоев от центра на склонах конусной постройки; 2) конусная форма всей постройки (не путать со складчатыми формами - куполами и брахиантуклиналями!); 3) центральная жерловина. Такие реконструкции проводятся в вулканических областях, характеризующихся малой степенью деформации первичных структур, сохраняющих исходные ориентировки в покровах и массивах комплекса подводящих каналов.

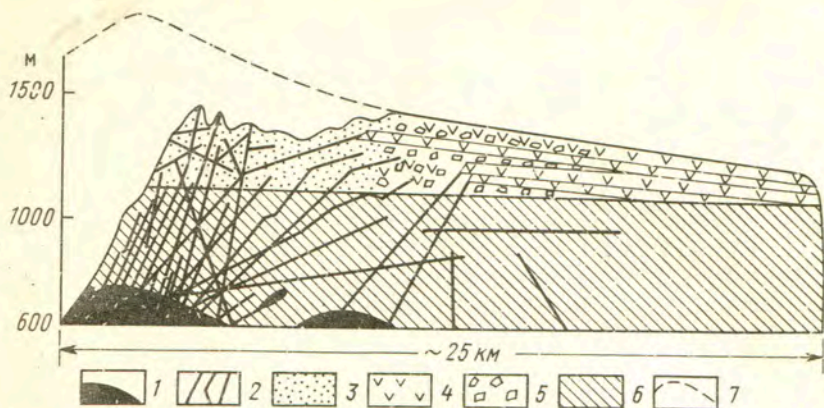


Рис. 9. Схематический разрез вулкана Огонсиглы, Центральная Камчатка (по В.С.Шеймовичу):

1 - интрузивные долериты, 2 - дайки, 3 - аглютинаты, 4 - потоки базальтов, 5 - пирокластические отложения, 6 - породы фундамента, 7 - реконструированная часть вершины древнего вулкана

Столовые вулканические горы представляют собой специфический элемент вулканического ландшафта Исландии (Милановский, 1979). В отличие от щитовых вулканов и вулканических конусов, относящихся к типичным субаэральным наземным вулканам, столовые вулканические постройки имеют сложное происхождение: от субаквального и субгляциального до субаэрального.

По мнению Г.Кьяртанссона, Р.Беммелена и М.Руттена, столовые горы возникли из подводных вулканов центрального типа. Процесс их формирования представляется следующим образом. Вулканическая постройка начинала расти под водой и под мощным ледниковым покровом. Излияние базальтовой лавы сопровождалось ее дезинтеграцией при соприкосновении с водой с возникновением подушечных лав, разнообразных брекчий и гиалокластитов. Одновременно под воздействием вулканического тепла происходило локальное протаивание ледяного панциря. Над вулканом возникло округлое внутриледниковое озеро. По мере роста вулкан достигал поверхности, характер его деятельности и морфология постройки менялись и получали черты наземного сооружения. В этих новых условиях на сложном "подводном" фундаменте формировался бронирующий пологий покров небольшого щитового вулкана. В дальнейшем все вулканическое сооружение могло подняться над уровнем моря.

Вулканическими хребтами называют вулканические сооружения, возникшие в результате как подводных, так и наземных излияний. Они выражены прямолинейными грядами с неровными очертаниями и крутыми склонами, состоящими из ряда сближенных вулканических аппаратов. Последние имели общие трещинные подводящие каналы. Вулканические хребты Исландии обычно ниже столовых гор,

лишены бронирующей покрывки и могут рассматриваться как образования ранней стадии формирования столовых гор.

Вулканические иглы, обелиски и куполовидные выступы образуют примечательные, эффективно выраженные формы рельефа, венчающие вершины многих вулканов или располагающиеся на их склонах.

Классическим примером может служить игла (или обелиск) застывшей вязкой лавы андезитодацитового состава, возникшая во время извержения Мон-Пеле в октябре 1902 г. Игла (ее высота достигала 330 м), многократно разрушавшаяся в ходе роста, являлась верхней частью большого куполовидного поднятия диаметром до 900 м.

Куполовидные выступы, как и иглы и обелиски, развиты на вершинах и склонах вулканов и фиксируют или главное жерло или более мелкие побочные жерловины. Они обычно связаны с выходами на поверхность вязкой нарастающей или малорастекающейся лавы, образующей определенный тип структурных форм, называемых экстрезивными массивами (см. II.5).

Кратеры представляют собой чашеобразные, котловидные углубления на вершине, а иногда на склоне или у подножия вулкана, смыкающиеся книзу с выводным каналом и жерлом вулкана. Размеры кратеров - их диаметр и глубина - непостоянны и меняются от извержения к извержению в зависимости от характера вулканического процесса и под воздействием экзогенных сил. Диаметры кратеров обычно меньше 1000 м, глубина - несколько сотен метров. Самые крупные кратеры достигают в поперечнике 2-2,5 км.

Кальдеры - циркоподобные овальные или круглые котловины с крутыми стенами диаметром от 2-2,5 до 20-25 км, редко более 25 км, возникшие на месте вершины вулкана или в прилегающей к нему местности в результате провалных явлений или вследствие вулканических взрывов. По условиям происхождения и механизму возникновения различаются, таким образом, кальдеры двух главных типов: кальдеры проседания, или обрушения, и кальдеры взрыва. Первые возникают вследствие выноса на поверхность больших вулканических масс из находящегося под вулканом магматического резервуара, снижения давления в этом резервуаре и проседания блоков перекрывающей кровли. Вторые образуются при вулканических взрывах и распылении материала, захваченного взрывом. Существование истинно взрывных (эксплозивных) кальдер весьма проблематично. Очевидно, при образовании всех (или почти всех) кальдер имели место явления проседания.

Наряду с первичными, собственно вулканическими, формами залегания в вулканических областях, как уже говорилось, повсеместно распространены вулканотектонические структуры, связанные с разрывами. Эти разрывы могут иметь или "довулканическое" заложение и далее играть роль вулканоконтролирующих элементов, или возникнуть в одно время с вулканическими проявлениями при перемещениях магмы и опускании в связи с этим блоков пород. Именно к таким

вулканотектоническим структурам относятся кальдеры проседания. Вертикальная амплитуда перемещения блоков (глубина проседания) часто составляет несколько сотен метров, но может достигать и больших величин, исчисляемых тысячами метров.

Кальдеры представляют собой, как правило, полигенные длительно развивавшиеся образования. Принято считать, что они возникают на заключительных (зрелых) стадиях эволюции вулканов. В процессе их становления происходит неоднократное наложение друг на друга аккумулятивных и деструктивных форм. В результате образуются сложные двойные вулканы ("вулкан в вулкане"). В таких сложных вулканах выделяется внешний кольцевой или полукольцевой вулканический вал - остаток древнего вулкана, располагающийся по краю кальдеры и называемый *соммой*. В центре кальдеры находится более молодой внутренний везувиальный конус. Между соммой и везувиальным конусом находится внутренняя кольцевая долина - *атрио*. Двойные вулканы называют также вулканами типа Сомма-Везувий.

Вулканическая деятельность может продолжаться и после того, как была сформирована обширная кальдерная структура. Возобновление вулканической активности в таких кальдерах, названных Р.Смитом и Р.Бейли возрожденными, определяется сводовым поднятием дна кальдеры, растяжением и растрескиванием структуры. В разных участках возрожденной кальдеры по вновь возникшим разломам (грабенам, кольцевым разломам) происходят извержения вулканов молодой генерации.

Более сложная систематика кальдер принадлежит Х.Уильямсу и А.Мак-Бирни (Williams, McBirney, 1979). Ими выделяются кальдеры кракатауского, катмайского, вэллисского, гавайского, галапагосского, масайского, атитланского типов.

Кальдеры кракатауского типа формируются в результате обрушения вершин больших сложных вулканов, сопровождаемого эксплозивными извержениями пемзы кислого состава из одного или нескольких жерл либо из дугообразных трещин, расположенных на флангах вулканических сооружений. Объем извергнутого материала обычно менее 100 км^3 .

Кальдеры катмайского типа возникают при проседании вследствие дренажа центрального магматического резервуара, питающего вновь образующиеся вулканы и трещинные извержения, расположенные за пределами первоначальной постройки.

Кальдеры вэллисского типа являются результатом опускания вдоль дуговых трещин, не имеющих отношения к ранее существовавшему вулкану. При извержении происходит выделение колоссальных объемов (обычно значительно больше 100 км^3) пемзы кислого состава.

Кальдеры гавайского типа формируются в результате обрушения вершин щитовых базальтовых вулканов во время поздних стадий их роста (рис. 10). Первоначальное воздымание вулканической постройки сменяется глубинным дренажем резервуара базальтовой магмы в

направлении от вершинного района к прилежащим рифтовым зонам и сопровождается во многих случаях боковыми извержениями лавы

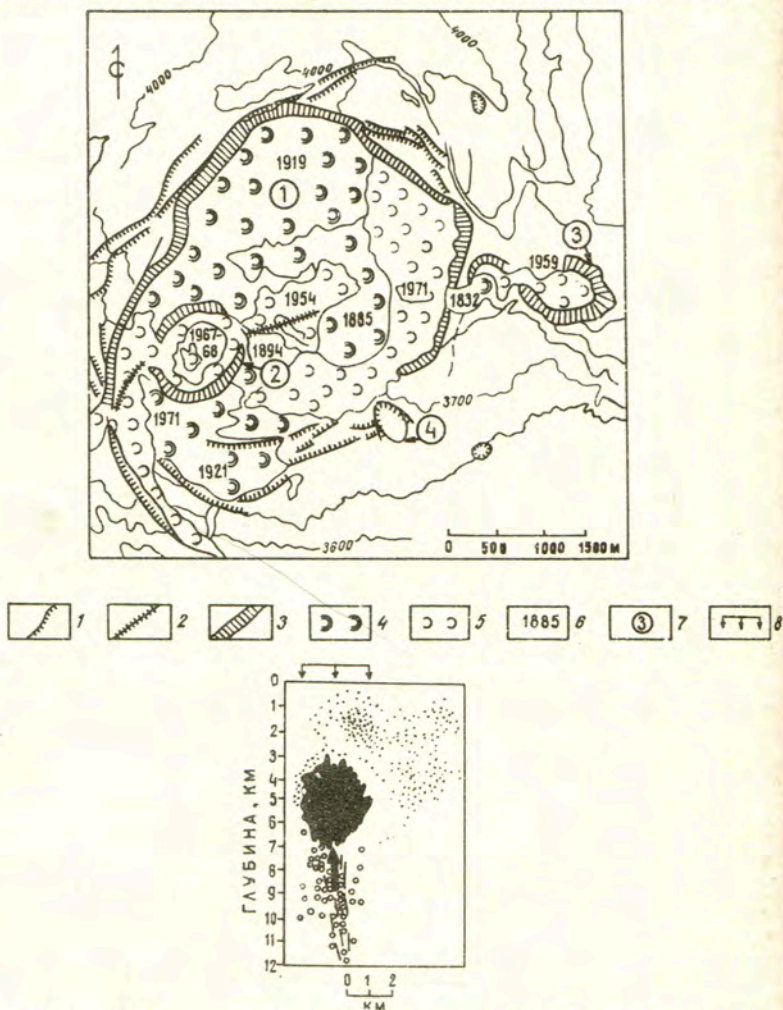


Рис. 10. Кальдера Килауэа, о.Гавайи. По Х.Уильямсу, А.Мак-Бирни, Р.Коианаги и др. (Williams, McBirney, 1979):

1 - разломы; 2 - трещины; 3 - кальдерные и кратерные стены и обрывы; 4, 5 - лавы; 6 - годы извержений; 7 - цифры в кружках: 1 - кальдера Килауэа; 2 - кальдера и "лаво-вое озеро" Халемауау; 3 - кратер Килауэа-Ики; 4 - кратер Кеанакаои; 8 - дно каль-деры Килауэа; черный цвет - область отсутствия землетрясений, занимаемая, по-ви-димому, большими скоплениями магмы

Кальдеры галапагосского типа, как и кальдеры гавайского типа, формируются при обрушении в течение поздних стадий роста базаль-товых щитов. Опускание возникает в результате излияний из пери-

ферических трещин, расположенных вблизи вершины вулкана и менее часто - из радиальных трещин на флангах щитов.

Кальдеры масайского типа формируются при медленных проседаниях широкой, неглубокой депрессии, занимающей площадь, превышающую площадь невысокого непредставительного щита. Лавы накапливаются во внутренней части кальдеры, ограниченной обрывом, тогда как извержения из дуговых и радиальных трещин, расположенных вне кальдеры, не играют большой роли.

Кальдеры атитланского типа возникают при опусканиях, ассоциирующих с извержениями из вулкана или из трещин, находящихся вблизи кальдерного вала; связи с существующим вулканическим конусом, очевидно, отсутствуют.

Можно заметить, что кальдеры названных типов представляют собой во всех случаях кальдеры проседания, возникновение которых определяется извержениями вулканических продуктов кислого (кракатауский, катмайский, вэллисский типы) или основного (гавайский, галапагосский, масайский типы) состава, сопровождаемыми разрушением вулканических построек в результате мощных взрывов (при извержении кислых продуктов), провалами отдельных блоков, понижением общего уровня магмы в очаге и опусканием дна камеры.

Эксплозивные воронки, или маары (нем. маар - местное название; Эйфель, Германия), представляют собой в своей поверхностной части воронко- или чашеобразные плоские углубления, во многих случаях заполненные озерами. Такие вулканические аппараты возникли во время взрывных извержений в результате прорыва газов и пирокластики. Реже извержения реализовывались излияниями лавовых потоков. Иногда впадина-воронка окружается невысоким валом, состоящим из вулканических выбросов. В большинстве случаев диаметр воронок более 400 м. Максимальные размеры до 1,5-2 км в поперечнике. Самый крупный маар Тауэр-Хилл в Австралии имеет диаметр 3 км. Глубина мааров до 150-400 м. В некоторых из них присутствует небольшой центральный шлаковый конус или даже несколько (до трех) шлаковых конусов. На глубине маары соединяются с трубообразными каналами, заполненными различными брекчиями. Безусловно прямая связь этих структур с трубками взрыва.

II.2

Первичное строение массивов вулканических пород (линейная и полосчатая текстуры)

Массивы вулканических пород часто характеризуются выразительным первичным внутренним строением. Особенно хорошо разные типы первичных текстур представлены в массивах пород кислого состава.

II.2.1

Первичная линейная текстура

Первичная линейная текстура (первичная линейность) в вулканических породах имеет разнообразное выражение. К наиболее обычным и распространенным ее типам относятся:

- 1) линейная ориентировка минералов;
- 2) линейная ориентировка газовых пустот и миндалинов;
- 3) линейная ориентировка ранее остывших обломков лавы или чужеродных обломков, захваченных поднимающейся по каналу или текущей по поверхности вулканической массой;
- 4) линейная ориентировка, возникшая в результате растяжения линзовидных обособлений (фьямме) в остывающих туфолаво-игнимбритовых расплавах (о туфолавах и игнимбритах см. далее раздел о полосчатой текстуре).

Линейная ориентировка минералов как вкрапленников, так и микролитов основной массы выражается ориентированным расположением удлинённых кристаллов полевых шпатов, роговой обманки, призматических зерен пироксена. Линейным субпараллельным расположением могут отличаться и не удлинённые минералы изометричного габитуса.

Первичная линейная текстура отображает направление движения вулканического расплава или направление растяжения остывающих тел. В ходе поступательного движения расплава вытягиваются по течению уже частично остывшие обособления, по направлению течения поворачиваются длинной стороной твердые удлинённые частицы (кристаллы, выпавшие из расплава). При ускорении течения и переходе ламинарного движения в турбулентное образуются вихревые структуры и удлинённые кристаллы ориентируются перпендикулярно к направлению течения. Но и тогда с помощью ряда замеров можно определить направление всего потока.

II.2.2

Первичная полосчатая текстура

Первичная полосчатая текстура характеризуется появлением в породе элементов слоистого и линзовидного строения. Ее разновидностью является плоскостная текстура, в которой слоистое строение заменяется расположением по плоскостям (поверхностям) породообразующих минералов или других обособлений.

Полосчатая текстура широко развита в породах риолитового, дацитового и трахитового состава, в щелочных породах - комендитах, пантеллеритах и фонолитах. Она встречается также в андезитах и андезитодацитах и редко, в гораздо менее выразительном виде, - в породах базальтового состава. Для всех вулканических пород характерно совмещение полосчатой или плоскостной и линейной текстур.

Существуют следующие виды этих текстур (рис. 1 и 11):

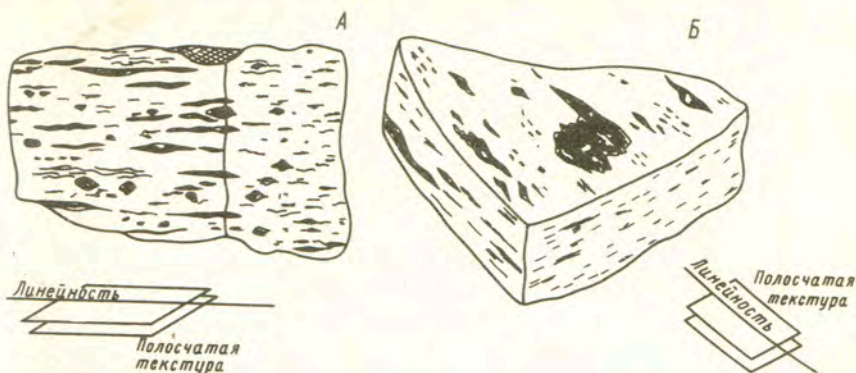


Рис. 11. Обломочно-линзовидно-линейно-полосчатая (А) и линзовидно-линейно-полосчатая (Б) текстуры туфолаво-игнимбритовой породы

- 1) собственно полосчатая текстура, состоящая из слоев, различающихся по цвету или структуре, а также по составу;
- 2) линейно-полосчатая (флюидальная) текстура, в которой кроме полосчатости наблюдается линейная ориентировка вкрапленников и микролитов основной массы;
- 3) обломочно-линзовидно-полосчатая текстура, состоящая из прослоев, линз, включений и обломков разных очертаний, вытянутых в соответствии с общей полосчатой текстурой и различающихся (как и в предыдущей текстуре) по цвету или структуре и составу;
- 4) обломочно-линзовидно-линейно-полосчатая текстура, в которой линейная ориентировка представлена как вкрапленниками и микролитами, так и удлиненными (в сечении вдоль полосчатости) линзовидными обособлениями (см. рис. 11);
- 5) плоскостная текстура, характеризующаяся расположением плоских минералов или минералов изометричного габитуса по определенным плоскостям;
- 6) плоскостная текстура, выражающаяся несколько сплюснутыми и субпараллельно расположенными в породе газовыми пустотами и миндалинами;
- 7) линейно-плоскостная текстура, характеризующаяся линейным расположением плоских или удлиненных минералов, находящихся в то же время в определенных плоскостях.

Обломочно-линзовидно-линейно-полосчатая текстура эффектно проявляется в группе пород типа туфолав и игнимбритов. В этих породах выделяются слои, прослои и линзы обычно более темного цвета, чем включающая (скрепляющая) их масса. В характерном случае преобладают линзовидные, длиной в несколько сантиметров, пламевидные обособления. Такие образования, представленные темным обсидианом, были описаны в Италии в кайнотипных породах и назва-

ны фьямме (итал. *fiamme* - пламя). Наряду с породами с хорошо выраженными фьямме встречаются и такие породы, в которых фьямме развиты спорадически. Им можно противопоставить породы с протяженными фьямме, представляющими собой вытянутые прослои, сменяющиеся почти непрерывными на больших расстояниях четкими слоями. В горизонтальном сечении вдоль полосчатости фьямме имеют или изометричную, лепешкообразную форму, или вытягиваются в каком-то направлении, образуя, как замечено выше (п.4), линейную составляющую этой сложной текстуры. Обломки в туфолавах и игнимбритах обычно представлены тем же материалом, который составляет прослои и линзы, и имеют плоскостное расположение, согласное с полосчатой текстурой. Часто полосы и линзы обтекают обломки и образуют около них раздувы и изгибы. Иногда встречаются и чужеродные обломки, например граниты.

Широко развиты породы, состоящие почти полностью из обломков кристаллов с большим содержанием обломков кварца. Особенно примечательны мелкие остроугольные копьевидные, серповидные и рогулькообразные частицы и осколки, напоминающие пепловые частицы. Они также ориентированы соответственно общей полосчатой текстуре породы. Работами А.Стейнера (1963) доказано, что такие осколки образовались при распаде стекловатого цемента и являются "псевдовитрокластическими". В других случаях преобладающая масса породы представлена лавовым материалом. При сложных сочетаниях наблюдаются взаимные переходы породы лавового облика к обломочной. Часто разделы между ними не имеют четкого выражения. Участки той и другой породы располагаются кучно, обособлениями неправильной формы или, напротив, отличаются ориентированным строением. Нередко породы описываемого вида теряют определенную структурную характеристику и относятся одними исследователями к лавам, а другими - к туфовым накоплениям.

Из сказанного следует вывод о связи полосчатых лавовых пород с обломочно-линзовидно-полосчатыми туфолавами и игнимбритами. В областях развития кислых вулканитов такого типа наблюдаются как постепенные, так и резкие переходы от полосчатых эффузивов к породам с обломочно-линзовидно-полосчатой или полосчатой текстурой. Соотношения слоев, линз, лепешкообразных обособлений и обломков с включающей их массой лавового или обломочного строения меняются в самых широких пределах.

Слои и прослои, линзы (фьямме) и обломки отличаются от включающей их массы структурными особенностями, характером вторичного окварцевания, разным содержанием мелкораспыленного гематита, а также составом.

Широко известны данные, полученные А.Стейнером (1963), о присутствии в игнимбритах двух разных стекол, возникающих из эмульсии двух сосуществующих жидкостей. Он указывает, что показатель преломления одного из них равен $1,494 \pm 0,002$, а другого -

$1,518 \pm 0,002$. Более высокий показатель преломления одного из стекол, возможно, отражает более высокое содержание воды, большую основность стекла или то и другое вместе.

Различия в химическом составе разных слоев полосчатых лав, прослоев, линз и обособлений туфолаво-игнимбритовых пород, доказанные к настоящему времени многими работами (Авдонин, 1987; Короновский, Фромберг, 1979; Курчавов, 1980; Малеев, 1980; Петрография, ч. 2, 1981; и др.), выражаются некоторыми изменениями содержания кремнезема и щелочей. По А.М.Курчавову (1980), в одном из районов Центрального Казахстана (Коргантасский массив, Токрауская впадина) состав игнимбритов варьирует от 69 до 73% SiO_2 при 3,5-5,5% Na_2O и 3,5-5% K_2O . Состав фьяммевидных обособлений меняется в более широких пределах: от 65,4 до 73,8 SiO_2 ; очень значительны колебания щелочей. Резко отграниченные от основной массы фьямме содержат менее 70% SiO_2 при резком преобладании Na над K. Вкрапленники в таких обособлениях представлены плагиоклазом и биотитом. В нечетко отграниченных от основной массы обособлениях содержание SiO_2 достигает 73,8%, роль K возрастает вплоть до его преобладания над Na. Вкрапленники представлены здесь ортоклазом, плагиоклазом и кварцем.

II.2.3 Выводы

Обобщая и дополняя рассмотренный в разделе материал, охарактеризуем основные особенности линейной и полосчатой текстур вулканогенных пород.

1. Присутствие линейной и линейно-полосчатой текстур надежно доказывает направленное течение вулканического расплава.

2. Полосчатая текстура, широко развитая в породах риолитового, дацитового и андезитового составов, в щелочных породах - комендитах, пантеллеритах и фонолитах и реже в базальтовых породах, выражается полосами или слоями и линзообразными пламевидными (в туфолаво-игнимбритовых комплексах) обособлениями, различающимися по окраске, структуре, а также по химическому и минералогическому составам.

3. Внутренняя структура полосчатости, полосчатых узоров тех или других массивов всегда едина: в ней отсутствуют пересекающиеся или накладываются друг на друга разности; вместе с тем характерны явления разрывов и других деформаций полосчатых элементов, развивающихся в пластичном состоянии.

4. Породы, называемые туфолавами, представляют собой в описательном петрографическом смысле полосчатые лавовые брекчии с общей согласной внутренней ориентировкой полос, прослоев, линз и обломков, погруженных в лавовую массу. Игнимбриты - вулканические брекчии с полосчатым строением или элементами полосчатого строения и таким же, как в туфолавах, внутренним согласным расположе-

нием этих элементов. Однако, как уже говорилось, описываемые породы образуют единые сообщества, и поэтому в последние годы наметилась тенденция называть всю группу туфолаво-игнимбритовых пород игнимбритами, вне зависимости от их структурных и текстурных особенностей.

5. Термин "туфолавы", очень распространенный в русской литературе, был предложен Г.В.Абихом в конце прошлого века для пород рассматриваемого типа, изученных им в Армении. По Г.В.Абишу, это пемзовидные, пузырчатые, полосчатые лавы, промежуточные между обычными лавами и туфами, образующимися в результате эксплозии.

Игнимбрит (ignis - огонь, imber - ливень) - термин, принадлежащий П.Маршаллу и введенный в 30-х годах для кайнозойских пород "риолитового плато" о.Северный в Новой Зеландии. Такие породы возникли, по его мнению, при извержении катмайского типа путем выпадения из раскаленных выбросов в виде ливня обломков лавы. Температура этих обломков была высокой, и они сваривались, спекались (отсюда другие названия этих пород: сваренные туфы, спекшиеся туфы) после того, как достигали земной поверхности. Спекание или сваривание, как полагают другие исследователи, происходит не при выпадении вулканических ливней, а в потоках обломочного материала - в "пепловых потоках", представляющих в своей основе высокотемпературную смесь твердых частиц и газа. По мнению Р.Л.Смита (1963), начальное сваривание в таких потоках могло произойти при температуре ниже 535° , но полное сваривание зависит от давления нагрузки и времени или скорости охлаждения и кристаллизации.

6. Данные, которыми мы располагаем в настоящее время, показывают, что полосчатая текстура лавовых пород и пород типа туфолав и игнимбрилов одина по своей природе, характеризуется различиями в составе полос, определяемыми дифференциацией расплавов, их ликвацией - разделением на несмешивающиеся жидкости. Эта текстура имеет глубинное происхождение и возникла в подводящих каналах вулканических сооружений. Текстура горячей седиментации - текстура спекания или сваривания поверхностного происхождения - может проявляться в некоторых случаях, но имеет второстепенное значение. Туфолаво-игнимбриловые извержения, таким образом, представляют собой излияния лавовых расплавов, насыщенных обломками и наделенных к моменту выхода на поверхность анизотропным расслоенным строением (см. II.4.5; II.6.5 и II.8).

II.3

Трещины и отдельности в массивах вулканических пород

Изучение трещин и отдельностей, развитых в массивах вулканических пород, предоставляет в распоряжение исследователя важные сведения об их строении и условиях становления. Среди этих трещин

и отдельностей по ряду морфологических и генетических признаков различают две группы образований.

К первой группе принадлежат трещины и вызываемые ими отдельности в массивах пород, характеризующихся однородным изотропным строением. Сюда относятся хорошо известные трещины столбчатой отдельности, возникающие, вероятнее всего, как в процессе охлаждения массивов, так и при деформациях, накладывающихся на уже остывшие твердые породы. С известной долей условности можно считать, что здесь раньше формируются трещины, а затем отдельности пород. Во вторую группу включают отдельности и трещины, формирование которых определяется внутренней неоднородностью массивов пород. В отличие от первой группы отдельности второй группы - пластовая, шаровая, подушечная - имеют первичную природу. Трещины могут иметь разное - или первичное, или гораздо более позднее, вторичное - происхождение.

II.3.1

Трещины столбчатой отдельности

Трещины столбчатой отдельности встречаются в массивах вулканических пород разного состава. Особенно хорошо столбчатая отдельность представлена в полого лежащих покровах базальтов кайнозойских вулканических областей. Так, столбчатая отдельность в молодых базальтах развита во многих районах на Большом и Малом Кавказе (районы Эльбруса и Казбека, Армения), на Камчатке и Курильских островах и в других местах. За пределами нашей страны широко известны районы развития столбчатой отдельности "мостовой гигантов" в Северной Ирландии, в Фингаловой пещере на о. Стаффа в Шотландии, на о. Св. Елены и другие, описанные в известных руководствах А.Н. Заварицкого, Ф.Ю. Левинсон-Лессинга и др.

Трещины столбчатой отдельности разделяют базальтовые покровы на вертикальные или несколько наклонные и иногда изогнутые столбы или колонны с многоугольным поперечным сечением. Встречаются трех-, четырех-, пяти-, шести- и восьмигранные призмы. Причем наиболее распространены пяти- и шестигранные призмы. Диаметр призм от 2-3 см до 1-1,5 м. Их высота от 0,3-0,5 до 100 м. Особенно часто встречаются столбы диаметром в несколько дециметров и высотой порядка 10 -15 м. Грани призм столбчатой отдельности содержат ориентированные перпендикулярно к оси столба полосы, валики вздутия, пережимы или резкие линии, а также уступы и изломы (рис. 12).

Грани призм иногда пересекаются поперечными трещинами, по которым столбы разделяются на более мелкие ровные и плоские от-

дельности. Встречаются и изогнутые трещины, дающие чашеобразные отдельности. Некоторые колонны имеют неровную, иногда извилистую форму с пережимами и меняющимся диаметром.

Столбчатая отдельность в лавовом потоке лучше всего выражается в его нижней части, где развиваются хорошо обособленные столбы с наибольшими диаметрами. Они могут быть перекрыты слоем с неправильной призматической отдельностью, сменяющейся в свою очередь глыбовой отдельностью. Известны базальтовые потоки двух-, трех- и многоярусного строения (см. рис. 24). В нижней части потока обычно развиты хорошо оформленные и толстые столбы, растущие от подошвы потока. Им навстречу от кровли спускаются более тонкие и менее правильные столбы. Резкая граница между ними, которую можно принять за раздел между разными потоками, расположена на $2/3$ расстояния от кровли. В средней части потока часто наблюдаются изогнутые колоннады. Наклон столбов указывает на направление течения потока.

Почти общепризнана контракционная гипотеза образования столбчатой отдельности, которая, по мнению ученых, принимающих эту гипотезу, характеризуется следующими морфологическими и генетическими особенностями (Короновский, 1968 и др.).

1. Преимущественным распространением пользуются колонны, имеющие вид шести- или пятигранных призм, хотя встречаются и другие их формы от трех- до восьмигранных.
2. Формирование столбчатой отдельности определяется возникновением полигональной системы трещин на поверхности вулканического тела и далее проникновением этих трещин на глубину.
3. Неравномерное охлаждение лавового потока сверху от кровли и снизу от подошвы приводит к разному выражению отдельностей по вертикали. В основании потока выше тонкой базальной зоны с невыразительной трещиноватостью развиваются представительные столбчатые отдельности, что объясняется медленным охлаждением расплава. Верхняя часть потока, отличающаяся более сложными условиями охлаждения, характеризуется менее правильной и даже грубой и хаотической отдельностью. Встречаются и другие многоэтажные сочетания столбчатой и гораздо менее отчетливой и правильной глыбово-столбчатой отдельностей.
4. В процессе контракции охлаждающегося вулканического потока образуется закономерная система трещин, формирование которых вызвано термонапряжениями, зависящими от физических свойств породы. Появление термонапряжений во времени почти совпадает с затвердеванием расплава, сопровождающимся возникновением множества "центров" охлаждения, которые в дальнейшем становятся уже "осями" охлаждения. В каждом таком центре охлаждение происходит быстрее, чем в соседних точках.

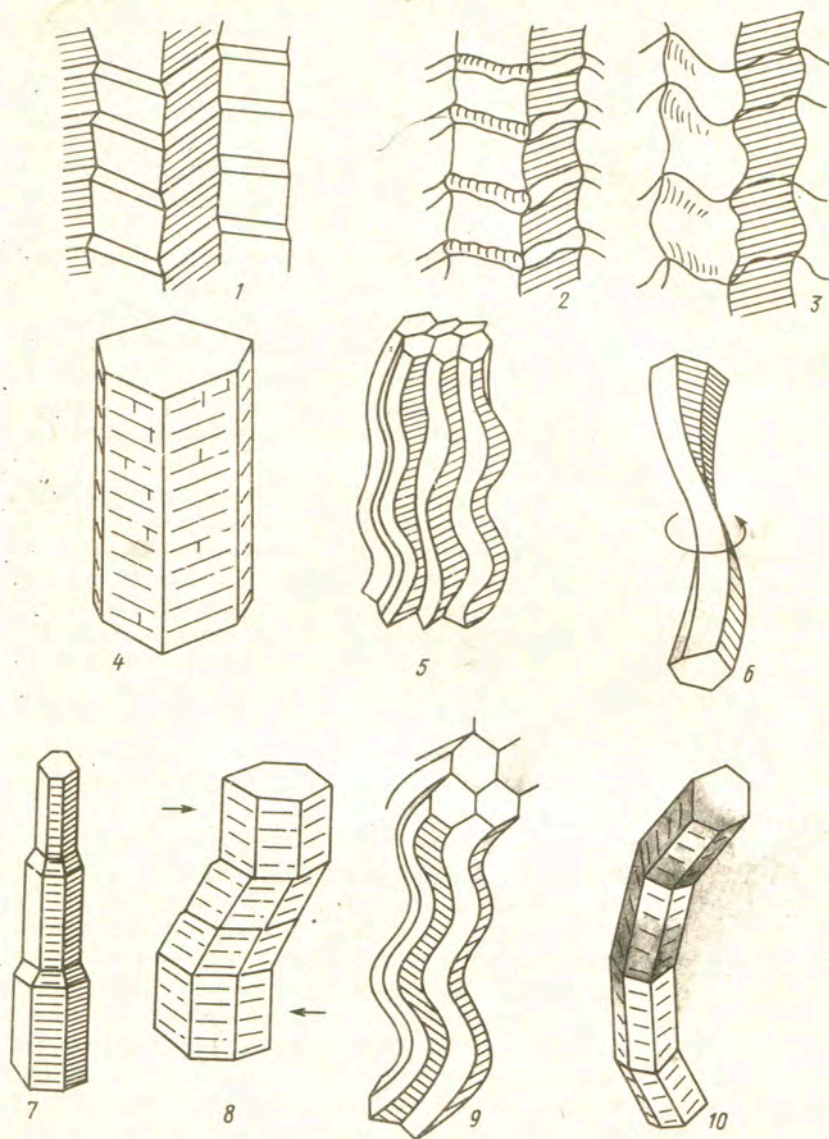


Рис. 12. Столбчатая отдельность. Структуры на поверхностях боковых граней призм и некоторые формы изогнутых колонн. По Н.В.Короновскому, 1968:

1 - структуры типа "следа зубила"; 2, 3 - структуры "вздутый и пережимов"; 4 - поперечные трещины, разбивающие призму на ряд равных "шашек"; 5 - волнистый характер колонн; 6 - "закручивание" колонны вокруг продольной оси; 7 - скачкообразное увеличение диаметра призмы; 8 - смещение призмы по горизонтальным плоскостям; 9 - изгиб продольной оси призмы; 10 - коленчатый изгиб оси призмы

Из сказанного вытекает очевидный вывод о том, что отдельность контракционного происхождения должна быть представлена изометричными в плане морфологическими типами - призмами, колоннами и столбами. Трещины, создающие такие отдельности, прерывисты по простиранию и образуют полигональные системы. Каждая трещина ограничена по длине и вместе с несколькими другими связанными с ней трещинами (всего от 3 до 8 трещин - по числу граней) ориентируется в зависимости от оси соответствующей колонны или центра охлаждения.

Вертикальная и крутопадающая отдельности широко развиты не только в покровах базальтов, но и в покровах туфолаво-игнимбритовых пород. Такие отдельности наблюдаются во многих районах среди меловых вулканитов Охотско-Чукотского пояса, в покровах девонских и верхнепалеозойских туфолав и игнимбритов Урало-Монгольского складчатого пояса, за пределами нашей страны - в покровах этих пород кайнозойского возраста на западных и юго-западных территориях США, в Новой Зеландии и др.

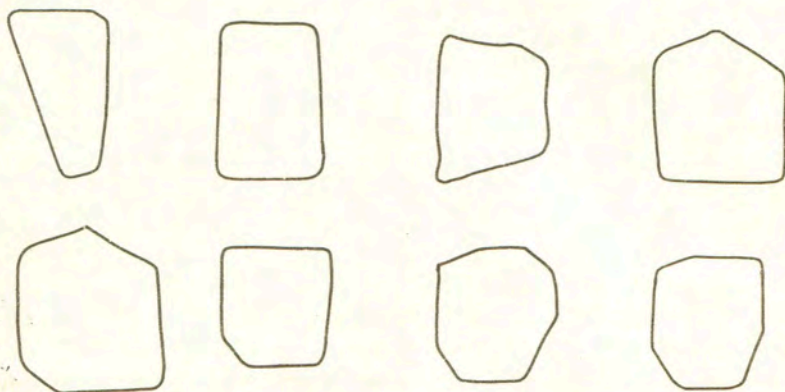
Наши наблюдения, проводившиеся в Центральном Казахстане, привели к выводу, что рассматриваемые отдельности образуются от пересечения системы протяженных, приблизительно взаимно перпендикулярных трещин (Тихомиров, 1985). В Чингизском мегантиклинории в областях пологого залегания девонских туфолаво-игнимбритовых пород Достарской и Кайнарской вулканотектонических структур и в прилегающих районах такие трещины развиты повсеместно при устойчивых СЗ, ССЗ и СВ или ВСВ простираниях. Именно эти трещины определяют существование в вулканических покровах рядов и колонн столбчатых отдельностей, среди которых особое значение имеют четырехгранные, близкие к прямоугольным, иногда почти квадратные их формы (рис. 13).

Однако четырехгранные формы, играя роль контролирующих образований, не являются преобладающими по их общему количеству. Так, к двум главным взаимно перпендикулярным системам трещин, как правило, присоединяется еще несколько косо по отношению к ним ориентированных систем трещин. Такие трещины подчинены главным и не очень хорошо прослеживаются на местности. Эти дополнительные системы трещин обеспечивают появление трех-, пяти-, шестигранных, а иногда и семи-(восьми)гранных отдельностей. Многогранные столбчатые отдельности можно, таким образом, рассматривать как усложнение четырехгранных исходных отдельностей. Края рассматриваемых отдельностей сглажены выветриванием.

Диаметры отдельных столбов различны и обычно составляют первые десятки сантиметров. Высота их также различна. Самые высокие столбы достигают 25-30 м. Чаше всего встречаются столбы высотой в несколько метров (в маломощных покровах даже менее 1 м) и до 10-12 м. В некоторых туфолаво-игнимбритовых покровах одна из двух главных систем трещин оказывается более хорошо развитой. Тогда столбчатые изометричные отдельности начинают перемежаться с

продолговатыми или заменяются плоскими пластообразными, но также вертикальными или почти вертикальными отдельностями.

А



Б

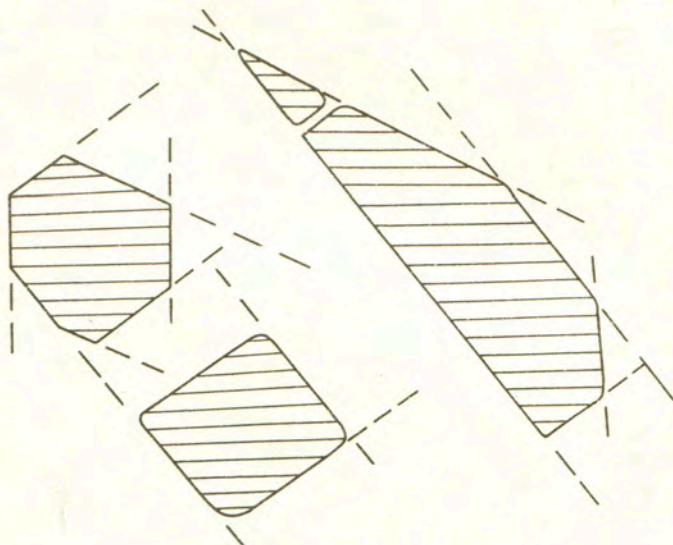


Рис. 13. Поперечные сечения через столбчатые отдельности туфолово-игнимбритовых потоков. Чингизский мегантиклинорий, Центральный Казахстан:

А - формы отдельностей; Б - формы отдельностей в сочетании с контролируемыми их трещинами северо-западного и северо-восточного простираний

Все виды отдельностей ориентированы нормально к подошве и кровле покровов и при наклонном залегании последних отклоняются от вертикального положения, сохраняя крутые углы падения. Лишь в

одном обнажении удалось наблюдать двух-трехметровые изогнутые столбы. Полосчатые и линзовидные текстуры пород при общем согласии по отношению к подошве и кровле покровов перпендикулярны трещинам, оглаживающим отдельности.

Вертикальная зональность в расположении столбчатой отдельности в однородных по составу туфолаво-игнимбритовых покровах отсутствует. При переходе по вертикали от одного покрова к другому со сходными чертами строения главные трещины сохраняют свою ориентировку, интенсивность проявления и форму вертикальных или крутопадающих отдельностей. В толшах, состоящих из ряда мало-мощных туфолаво-игнимбритовых потоков, последние становятся заметными в крутых обрывах благодаря существованию субгоризонтальных плоскостей, фиксирующих кровли и подошвы и разделяющих вертикальные отдельности. Трещины, пересекая такую поверхность, могут иногда чуть преломляться и менять угол наклона на несколько градусов. Существуют и такие соотношения, когда вертикальная трещина утыкается в горизонтальный раздел и далее не прослеживается.

Совершенно иные взаимоотношения возникают при сочетании по вертикали вулканических покровов разного состава и разного внутреннего строения. Так, при налегании туфолаво-игнимбритовых покровов на агломератовые вулканические брекчии или другие толщи разнородных пород в этих подстилающих породах сохраняются и прослеживаются по простираанию те же главные системы трещин, что и в вышележащих столбчатых образованиях. Однако меняется облик отдельностей. Столбчатая и глыбово-столбчатая отдельности отсутствуют. Системы вертикальных трещин создают другую глыбовую, неправильную по очертаниям, крупную, иногда скорлуповатую, грубую и часто плохо выраженную отдельность. Следовательно, условия проявления рассматриваемых трещин зависят от физических свойств пород. Столбчатая отдельность особенно типична для кислых по составу и сравнительно изотропных массивов с полого расположенными, выведенными на поверхность на больших площадях их верхними ограничениями (кровлями).

Четырехгранные столбчатые отдельности в верхнеплиоценовых туфолавах и игнимбритах Верхнекавказского нагорья Центрального Кавказа, образовавшиеся в результате пересечения двух взаимно перпендикулярных систем трещин, были описаны Е.Е.Милановским (Милановский, Короновский, 1973). По его мнению, генезис такой "псевдопризматической отдельности" сходен с механизмом возникновения крутых трещин растяжения в интрузивных телах, вследствие сокращения объема при переходе в твердую фазу. На преимущественное развитие в игнимбритовых покровах четырехгранной отдельности указывают Г.Макдоналд (1975) и Г.Е.Энлоус (1963). Последний пишет, что трещины четырехгранной столбчатой отдельности, а

местами пластовой отдельности, повсеместно развитой в покровах кайнозойских спекшихся туфов Чирикауа в Аризоне, являются тектоническими вертикальными трещинами, появившимися в результате дробления блоков, расположенных между обычными разломами.

Важные сведения о формах столбчатой отдельности в базальтах и о генезисе трещин, совпадающие с только что рассмотренными для туфолав и игнимбритов, приводятся П.Банквитцем (Bankwitz, 1978). По его данным, трещиноватость в базальтах, развитых на территории Восточной Германии, определяющая появление столбчатой отдельности, ортогональна в своем первичном виде и не отличается существенно от "нормально" ортогональной трещиноватости, свойственной другим породам. Наряду с четырехгранными квадратными или почти квадратными отдельностями встречаются пластовые (параллелограммы), а также отдельности с большим числом граней. Отдельные плоскости трещин образовались последовательно одна за другой в три стадии (рис. 14).

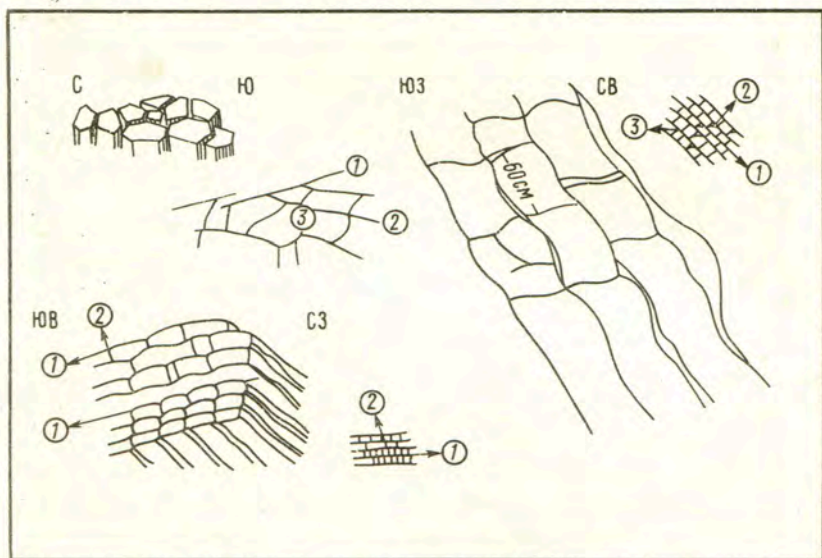


Рис. 14. Столбчатая отдельность в базальтах в сочетании с трещинами разных возрастных генераций (1, 2, 3). По П.Банквитцу (Bankwitz, 1978)

Из сказанного вытекает вывод о том, что особенности морфологии трещин и связанных с ними столбчатых отдельностей, развитых в покровах туфолав и игнимбритов, равно как особенности структуры тех же образований в базальтах, по П.Банквитцу, исключают возможность принятия контракционной гипотезы их происхождения. Равновероятными представляются две другие совершенно различные точки зрения по этой проблеме.

Согласно первой из них, трещины столбчатой отдельности в туфолоаво-игнимбритовых покровах и, очевидно, в каких-то случаях и в покровах базальтов имеют сложное, многоэтапное "первично-тектоническое" происхождение. Обычно наблюдаемые нормальные соотношения трещин с подошвами и кровлями пластов и при горизонтальном и при наклонном (слабонаклонном) залегании последних свидетельствуют о раннем времени их возникновения. Остывающие массивы однородных вулканических пород разбиваются трещинами в фазу разломов, непосредственно следующую за фазой течения, т.е. вулканические покровы начинают трескаться сразу же при их затвердевании под воздействием вертикальных тектонических сил. Далее при изменении наклона покровов трещины также получают некоторый наклон и формируют обширные веерообразные структуры вокруг центров местных поднятий. Следовательно, устойчивые восходящие движения с давлением на массы пород снизу по вертикали являются необходимым условием возникновения рассматриваемых трещин и столбчатой отдельности. Такие трещины представляют собой региональные трещины отрыва и скалывания. Они зарождаются в остывающих покровах и в этом смысле близки к первичным трещинам. Однако общая историко-геологическая обстановка проявления этих трещин указывает на их преимущественно тектоническое происхождение и на широкий, не связанный с тектоникой отдельности частых участков характер рассматриваемого явления. Следует обратить внимание и на то, что трещины столбчатой отдельности во всех массивах вулканических пород, в отличие от первичных плутонических массивов, лишены минеральных проявлений и жильных образований.

Другая точка зрения на образование столбчатой отдельности также основывается на представлении о ведущей роли в этом процессе систем взаимно перпендикулярных трещин. Как мы знаем, трещины с характерными столбообразными видами отдельности встречаются в различных магматических и осадочных породах, получая хорошее выражение при выдержанном на больших площадях составе и изотропном строении соответствующих массивов. Сведения о таких трещинах ("общей трещиноватости", или "планетарной трещиноватости") имеются в работах В.В.Белоусова, А.Е.Михайлова, В.Е.Хаина, С.С.Шульца и др. При принятии этой точки зрения трещины столбчатой отдельности в вулканических породах рассматриваются как частный случай планетарной трещиноватости.

Каково отношение контракционной столбчатой отдельности в базальтах, существование которой не вызывает сомнения у большинства исследователей, к столбчатой отдельности тектонического генезиса? Весьма вероятно, что здесь мы сталкиваемся со своеобразной конвергенцией признаков и проявлением в лавовых покровах морфологически сходных трещин и отдельностей, имеющих на самом деле разный генезис.

II.3.2

Пластовая, шаровая, подушечная и скорлуповатая отдельности и связанные с ними трещины

Пластовые отдельности и трещины, возникающие в дальнейшем по этим отдельностям, хорошо проявляются в массивах вулканических пород кислого состава, наделенных полосчатой текстурой. В вулканических потоках при грубой полосчатости, не испытывающей мелких изгибов, пластовые трещины выдерживаются на протяжении многих метров. В случае развития в полосчатой лаве маленьких складок порода иногда разбивается на черепкообразные отдельности незначительных (в несколько десятков сантиметров по длинной стороне) размеров.

Наряду с пластовыми существуют поперечные, продольные и диагональные трещины, выделяемые по их отношению к линейности. Они могут сравниваться с одноименными первичными трещинами плутонов - с трещинами Q, S и диагональными трещинами систематики Г.Клооса.

Шаровая отдельность проявляется в породах кислого состава и связана со сферолоидными обособлениями. Такая отдельность тесно ассоциирует с полосчатыми лавовыми и туфолаво-игнимбритовыми породами. В некоторых вулканических потоках можно наблюдать лавовые шары правильной круглой формы, заключенные в таком же по составу лавовом цементе. Диаметры шаров от нескольких миллиметров и сантиметров до 20-40 см и даже до 1 м. По шаровой отдельности обычно развиваются вторичные трещины, которые, как и другие вторичные трещины отдельностей разного вида, становятся хорошо заметными в породе при четком выражении соответствующей текстуры в близповерхностных зонах, затронутых выветриванием.

Подушечная отдельность развивается в породах базальтового и андезитового состава при подводных излияниях. Характерная особенность таких отдельностей состоит в том, что они, в отличие от шаровых отдельностей, имеющих лавовую вмещающую массу, разделены осадочным материалом и лишь в некоторых случаях связываются друг с другом узкими лавовыми перемычками. Подушки, как указывает Р.Шрок, могут иметь форму матрацев, караваев, булок, сплюснутых баллонов с направленным вниз "хвостом" или форму деформированного эллипсоида. Они изменяются в размере от нескольких сантиметров и менее до 3 м в поперечнике (Шрок, 1950). Каждое тело обладает зональным строением. Центральные части его имеют структуру, отличную от структуры периферических частей. Пузырьки и миндалины расположены концентрически в соответствии с формой всей подушки. Процесс образования отдельностей подушечных лав (пиллоу-лав) определяется силами поверхностного натяжения жидкой лавы в водной среде. Лавовые потоки, скатываясь по склону морского дна, разбивались на огромные капли, окруженные слоем пара

из вскипающей воды. Газовая оболочка могла возникнуть при соприкосновении с лавой, температура которой, по мнению А.Н.Заварицкого, превышала 300°.

На подушечную отдельность внешне похожа *скорлуповатая отдельность*, формирующаяся в связи с трещиноватостью, накладывающейся на разные породы. Эта отдельность возникает при выветривании вулканических массивов (а также массивов других изверженных или осадочных пород), разбитых пересекающимися трещинами. Выветривание развивается вдоль трещин, и в результате в "ненарушенных" участках обособляются более плотные округлые скорлуповатые тела.

II.3.3 Выводы

1. В массивах вулканических пород развиты первичные трещины, связанные с остыванием расплавов, и трещины, имеющие сложное, многоэтапное "первично-тектоническое" происхождение.

2. Существуют разные соотношения трещин и отдельностей: а) сначала возникают первичные трещины, по которым далее развиваются отдельности (трещины столбчатой отдельности); б) отдельности (пластовая, шаровая, подушечная), определяемые внутренней неоднородностью массива пород, служат причиной появления трещин - первичных или вторичных.

3. Трещины столбчатой отдельности базальтовых покровов имеют, вероятнее всего, контракционное происхождение, но есть работы, указывающие на этапное образование систем крутых нормальных друг к другу трещин, развитых в этих породах.

4. Трещины столбчатой отдельности, развитые в туфолаво-игнибритовых покровах, относятся к сложным первично-тектоническим или собственно тектоническим. Отдельности возникают в результате пересечения региональных систем взаимно перпендикулярных трещин. Их происхождение может объясняться: а) сводовыми поднятиями территории, б) планетарной трещиноватостью.

II.4

Структурный комплекс подводящих каналов (корневые системы вулканических аппаратов)

Вулканические массивы пород комплекса подводящих каналов обнажаются на поверхности при достаточно глубоком денудационном срезе, т.е. преимущественно в древних, палеозойских и мезозойских, вулканических областях. Значительно реже их выходы встречаются в областях кайнозойского новейшего и современного вулканизма.

Описываемые массивы обладают интрузивными контактами с вмещающими их отложениями. Но в отличие от многих массивов плутонических пород они характеризуются маломощными зонами экзо-

эндоконтактовых изменений. Породы, выполняющие подводящие каналы, обладают вулканическим обликом первичных структур и текстур, им свойственны обычные для вулканитов порфировые и стекловатые структуры. Среди текстур широко развиты разнообразные линейные и полосчатые, а также структуры и текстуры вулканических обломочных пород. Полнокристаллические структуры встречаются реже, обычно в массивах пород основного и щелочного составов.

Породы массивов структурного комплекса подводящих каналов связаны с породами вулканических покровов и образуют вместе с ними единые серии (или комплексы). Такие серии соответствуют главным вулканическим эпохам в истории развития тех или других геологических провинций и характеризуются общими структурными, минералогическими и петрохимическими особенностями входящих в их состав вулканических пород.

II.4.1

Субвулканические и жерловые массивы (фации)

Массивы комплекса подводящих каналов по особенностям первичного внутреннего строения и условиям залегания слагающих их пород разделяются на субвулканические и жерловые (Методические указания..., вып.2, 1971; Донских, Залепугин, Кронидов, 1980; Коптев-Дворников, Яковлева, Петрова, 1967; Милановский, 1971; Тихомиров, 1985).

К субвулканическим (или массивам пород субвулканической фации) относятся массивы, возникшие в главных подводящих каналах вулканических аппаратов из расплава, не достигшего поверхности, в замкнутых, слепых ответвлениях от главных каналов и в периферических камерах (рис. 15).

Массивы субвулканических пород характеризуются однородным, выдержанным на разных участках внутренним строением. Они лишены выразительных текстур течения. Эти текстуры представлены спорадически проявляющейся линейностью и еще реже полосчатостью, тяготеющей к контактам с вмещающими породами. Повсеместно развиты однотипные породы массивного строения и равномерно выраженной кристалличности. Вулканические обломочные породы, как правило, не встречаются. Из сказанного можно сделать вывод, что,

* Грессли, как известно, называл фациями участки какой-либо свиты слоев (или слоев), отличающиеся от ее смежных участков определенными особенностями. Термин "фация" обозначает изменчивость разновозрастных пород на площади и в вертикальном (для магматических пород) глубинном разрезе. Закономерные и направленные изменения структуры и текстуры вулканических пород, выявляемые при изучении субвулканических и жерловых массивов, выражают сложную фациальную зональность, присущую системе подводящих каналов. Важно, следовательно, подчеркнуть, что введение понятия "фация" целесообразно при переходе от описательного исследования к более сложной форме - сравнительному анализу интересующих нас (одновозрастных) геологических объектов.

как правило, субвулканические тела кристаллизовались из медленнодвигающегося расплава или из практически неподвижной массы, в которой осуществлялись лишь внутренние перемещения.

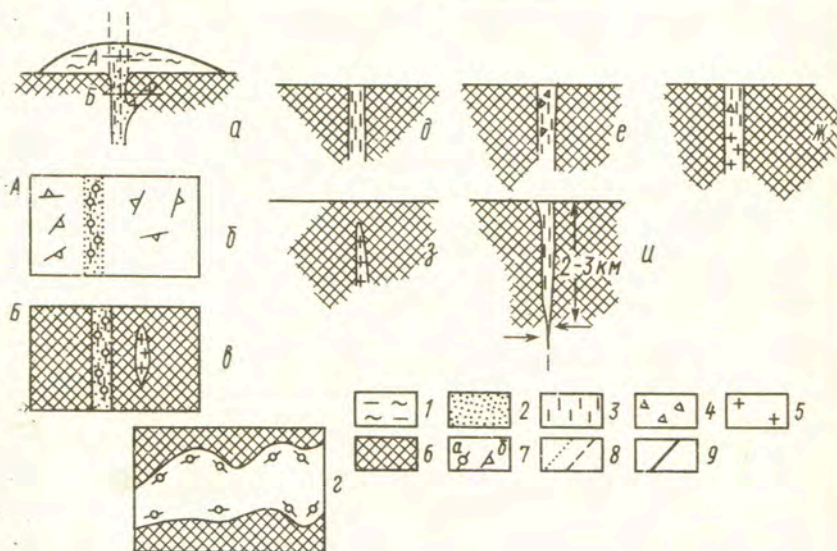


Рис. 15. Соотношения субвулканической и жерловой фаций в разных вулканических массивах:

а - схематический разрез через древний вулканический аппарат; *б, в* - геологические карты на уровнях *А* и *Б*; *г* - карта денудированного вулканического аппарата с полосчатостью, конформной контактам; *д, е* - разрезы через жерловые массивы; *ж* - разрез через массив, в котором жерловая фация вниз по вертикали переходит в субвулканическую; *з* - разрез через субвулканический массив; *и* - выклинивание (пережим) вулканического канала в результате деформации. 1 - вулканический покров; 2, 3, 4 - жерловая фация; 5 - субвулканическая фация; 6 - вмещающие отложения; 7 - полосчатость вертикальная (*а*) и наклонная (*б*); 8 - фациальные границы; 9 - границы активного контакта и налегания потока на подстилающие породы

Породы основного состава, слагающие субвулканические массивы, характеризуются большим разнообразием первичных структур кристаллизации. Субвулканическим телам андезитобазальтового и базальтового состава свойствен в общем вулканический облик пород. Особенно широко развиты породы с порфировыми структурами. Наряду с ними встречаются и породы с диабазовой, долеритовой и габбровой структурами. Габбровые и диабазовые структуры тяготеют к центральным частям тел и замещаются к их периферии интерсертальной, гиалопилитовой и др. Реже встречаются небольшие тела в виде штоков и даек, нацело сложенные полнокристаллическими породами. В этих телах присутствуют хорошо заметные эндоконтактные зоны измененных пород.

Особое место среди вулканических образований, относимых к субвулканическим, занимают массивы пород базальтового состава, нахо-

мощные тела (дайки) длиной до 10 км и более. При переходе к крупным массивам менее строгой геометрической формы и большей мощности возрастает роль жерловых образований. Субвулканические массивы кислого состава, как уже говорилось, отличаются однообразным, выдержанным внутренним строением. В жерловых массивах мы сталкиваемся с большим разнообразием слагающих их пород: с полосчатыми породами, туфолавами или игнимбритами, различными брекчиями (рис. 19).

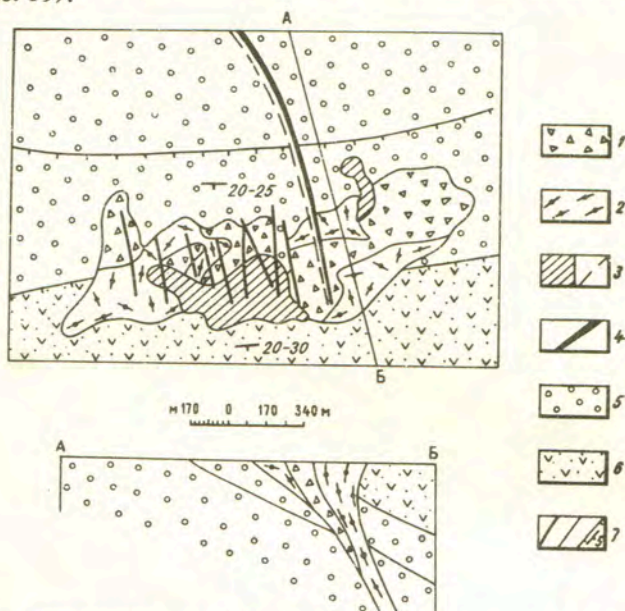


Рис. 19. Схематическая геологическая карта и разрез девонского денудированного вулканического массива. Чингизский мегантиклинорий. Центральный Казахстан (по Т.Н.Голубовской и Б.Я.Журавлеву).

Эйфельские жерловые образования риолитового состава:

1 - лавовые брекчии, 2 - туфолавы; эйфельские субвулканические образования: 3 - риолиты (а - тела неправильной формы, б - жильные образования), 4 - диабазы. Вмещающие породы нижнего девона: 5 - туфогенные конгломераты, 6 - андезиты; 7 - разрывные нарушения (а), геологические границы и структурные линии (б), элементы залегания (а)

Лакколиты и сходные с ними груше-, луковиче- и каплевидные массивы, сложенные породами разного состава, - широко распространенные структурные формы. Такие массивы выявляются, как правило, в кайнозойских или мезозойских вулканических областях в условиях небольшого денудационного среза, когда их форма устанавливается по сохранившимся участкам кровли или легко реконструируется по тем или другим структурным и текстурным элементам массивов (рис. 20). Реже массивы этого типа могут быть установлены, но почти всегда с большой долей условности, в глубокоденудированных складчатых сооружениях, в пределах палеозойских вулканических областей.

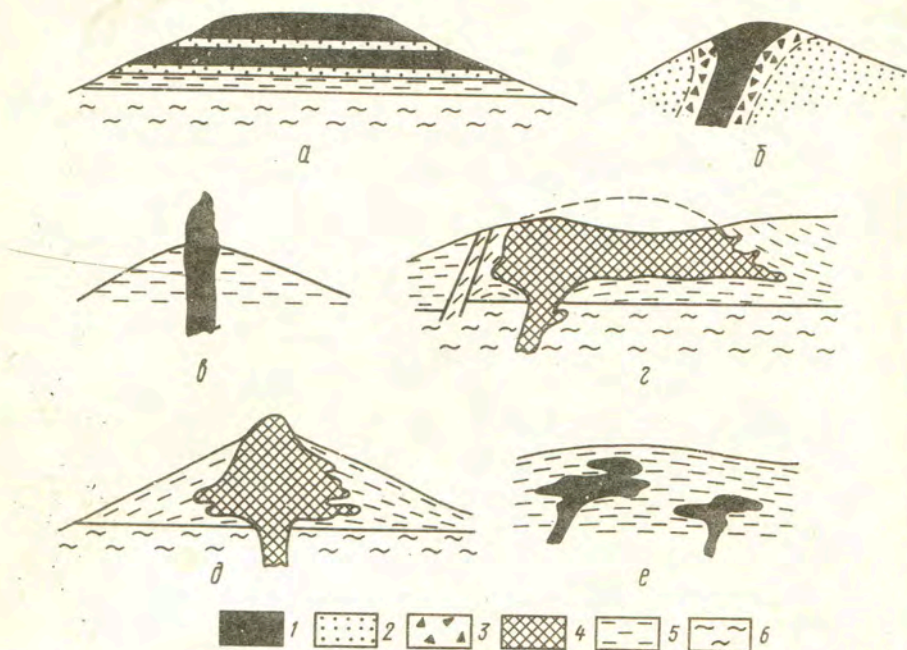


Рис. 20. Примеры форм залегания третичных вулканитов в Чешском Среднегорье и прилегающих областях (схематические разрезы, масштаб не выдержан). По Х.Расту, 1982:

а - эффузивные базальтовые покровы, разделенные прослоями туфов; *б* - вулканическая жерловина; *в* - отпрепарированная жила базальта; *г* - вскрытый эрозией лакколит; *д* - эруптивный лакколит; *е* - интрузивные базальтовые тела. 1 - базальты, 2 - базальтовые туфы, 3 - жерловая брекчия, 4 - фонолит или трахит, 5 - осадочные породы, 6 - кристаллический фундамент

II.4.4

Массивы трубкообразной и цилиндрической формы

Массивы трубкообразной и цилиндрической формы имеют небольшие размеры (не более 2-3 км в поперечнике) и состоят из пород разного состава с различными структурными и текстурными особенностями. В этой группе структурных форм различают:

- вулканические трубки, сложенные брекчиями пород ультраосновного состава с повышенной щелочностью - кимберлитами и брекчиями близких к ним пород;
- вулканические трубки, сложенные брекчиями пород базальтового и андезитобазальтового составов;
- вулканические трубки и жерловины, выполненные как массивными, так и обломочными породами кислого и иногда среднего состава;

- вулканические пробки и некки;
- субвулканические штоки.

Вулканические кимберлитовые трубки алмазоносны* и представляют собой особенно важную группу вулканических структур, тяготеющих к древним платформам. Они связаны, с одной стороны, с дайками и жилами субвулканических пород, а с другой - в ряде случаев и с кольцевыми структурами.

Кимберлитовые трубки характеризуются округлой, овальной, несколько вытянутой и удлинённой, а иногда и более сложной формой (рис. 21). Края трубок имеют часто неровные очертания, осложнены выступами или нишами. Размеры тел варьируют в широких пределах - от нескольких десятков до сотен метров в поперечнике. Так, трубки Якутской алмазоносной провинции имеют размеры от 40-70 до 500-750 м по длинной стороне, африканская трубка "Премьер" - 850х400-450 м. Самая крупная в мире трубка "Мвадуи", находящаяся в Танзании, - 1525х1068 м.

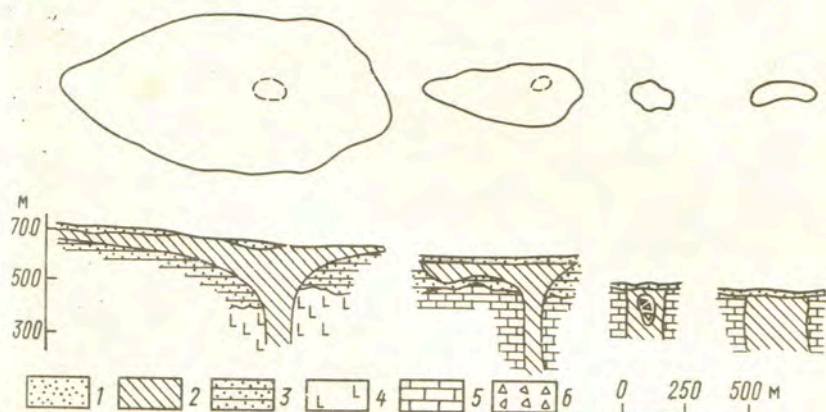


Рис. 21. Форма в плане и разрезе некоторых кимберлитовых трубок поля Бакванга, Центральная Африка. По Мейеру де Стаделхофену (из книги В.А.Милашева, 1984):

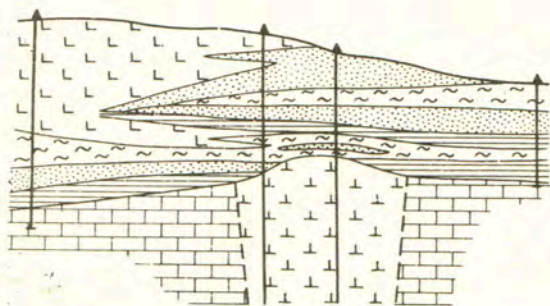
1 - делювиальные отложения, 2 - кимберлитовые брекчии, 3 - мезозойские песчаники, 4 - долериты, 5 - карбонатные породы, 6 - крупные ксенолиты

В вертикальном сечении вскрывается воронкообразная или конусовидная и цилиндрическая форма трубок (рис. 22). В общем трубки сужаются книзу, и поэтому с глубиной закономерно уменьшается площадь их поперечного сечения. Каналы трубок, заполненные брекчиями, прослежены по горным выработкам на глубины до 1000 м и более. В связи с четкой тенденцией убывания степени изометричности поперечного сечения трубок с глубиной и переходом их корневых

* В 70-х годах в Австралии открыт новый промышленный генетический тип алмазоносных, богатых калием и магнием ультраосновных и основных пород - лампроитов, залегающих в виде трубок, штоков, силлов и даек. В.К.Гаранин. Введение в минералогию алмазных месторождений. М., 1989.

частей в дайки различают, как указывает В.А.Милашев (1984), две основные и связанные постепенным переходом группы этих образований: изометричные и овальные в плане кимберлитовые тела и сплюснuto-трубчатые тела (сильно вытянутые и линзовидные в плане). У тел первой группы отношение длинных и коротких осей 1:1 - 1:3, у второй - 1:3 - 1:10.

а



б

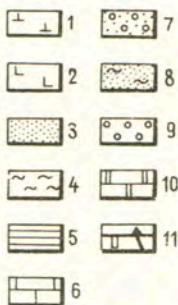
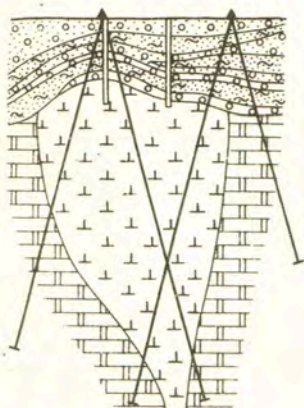


Рис. 22. Схематические разрезы кимберлитовых трубок. По А.Д.Харькину:

1 - кимберлиты; а - трубка "Восток" (2-6): 2 - долериты; пермские - каменноугольные отложения: 3 - песчаники, 4 - алевролиты, 5 - углистые сланцы; 6 - известняки, нижний силур; б - трубка "Имени XXIII съезда КПСС" (7-10); нижняя юра: 7 - песчаники, 8 - алевролиты, 9 - конгломераты; 10 - известковистые породы, нижний ордовик; 11 - шурфы и буровые скважины

Алмазоносные кимберлитовые трубки Африканской платформы развиты в четырех провинциях: Южно-Африканской, Гвинейской, Центральноеафриканской, Восточно-Африканской, или Танзанийской. Кимберлитовые проявления встречаются также в форме жил, даек и пластовых, силловых залежей. Они имеют преимущественно меловой возраст и возникли после образования базальтов системы Карру, охватывающей верхний карбон - нижнюю юру. Кимберлитовые трубки имеют воронкообразную или цилиндрическую форму и обычные диаметры от 25 до 800 м. Трубки располагаются группами и рядами по несколько штук в таких группах. Так, в районе рудника Кимберли на площади радиусом 8,5 км расположено 15 трубок. С

трубчатыми телами связаны жилы и дайки кимберлитовых пород. Трубки часто располагаются в узлах пересечения таких жил и соединяются с ними на глубине в общие системы. Имеются также жилы, пересекающие трубки. С глубиной в трубках появляются "столбы" новых типов кимберлитов и трубки переходят в дайкообразные тела.

Вулканические трубки выполняются кимберлитовыми брекчиями, брекчиевая текстура которых отличает их от массивных кимберлитов субвулканических (или "интрузивных") тел. Последние залегают в виде жил или тел неправильной формы и связаны с трубками. Обломки кимберлитовых брекчий представлены ультраосновными бесполовошпатовыми породами, кристаллическими сланцами, траппами, осадочными породами и собственно кимберлитами. Обломки ультраосновных пород имеют глубинное происхождение. Они обычно обладают изометричной, округлой или вытянутой формой и ровной, как бы отполированной, поверхностью. Оливин, гранат и пироксен этих пород несут следы оплавления. Кристаллическим сланцам свойственна удлинённая форма обломков с шероховатой, покрытой раковинами и кавернами, поверхностью. Обломки осадочных пород имеют угловатую, неправильную форму и почти не обнаруживают следов воздействия магматического расплава или высокотемпературной газовой среды. В трубке "Обнаженная" на Оленекском поднятии найден обломок ростра белемнита юрского возраста, который был перемещен вниз по трубке на несколько сотен метров. Количество обломочного материала в породе колеблется от 5 до 45-50%. Измененная цементирующая масса кимберлитовых брекчий имеет, вероятнее всего, сложный магматический и гидротермальный генезис. О магматическом генезисе свидетельствует присутствие в некоторых трубках Якутии ("Аэромагнитная", "Айхал" и др.) пород, наделенных линейно-плоскостными текстурами, выраженными ориентированными чешуйками флогопита или микролитами разложенного моноклинного пироксена.

Кимберлитовые трубки по морфологии и порядку внедрения расплавов разделяются на простые (однофазовые) и сложные (многофазовые). Простые трубки имеют канал, заполненный расплавом в одну фазу внедрения. Среди сложных трубок присутствуют как одноканальные, так и сдвоенные трубки, выполненные кимберлитовой брекчией разновозрастных фаз внедрения, и трубки, рассеченные жилами массивного кимберлита. Жилы (или дайки) внедряются по трещинам в затвердевшие породы, заполняющие сами трубки, или развиваются в зонах дробления в экзоконтактах трубок.

Трубчатые тела часто сопровождаются отходящими от них апофизами и протяженными пластовыми жильными телами. Их форма зависит от очертаний трещин, связанных с возникновением трубок, и от размеров и формы ослабленных зон около таких трещин. Размеры апофиз и жильных тел, выполненных, как и сами трубки, кимберлитовой брекчией, меняются в широких пределах - от нескольких сантиметров по мощности до десятков и сотен метров по длине. Кимбер-

литовые трубки располагаются в зонах глубинных разломов и в областях сочленения крупных разнородных платформенных структур. Уже давно на примере Африканской алмазоносной провинции установлена закономерность в расположении трубок и даек, сводящаяся к их концентрации на отдельных участках с образованием линейных протяженных зон. В некоторых районах Якутской алмазоносной провинции выделяются линейные зоны, в которых наблюдаются протяженные (длиной более 20 км) цепочки, включающие по несколько (до 10) трубок.

Как вулканические трубки, так и субвулканические жильные кимберлитовые тела относятся к единым циклам кимберлитового магматизма. Цикл начинается обычно с образования жильных тел, сложенных массивными кимберлитами. Далее формируются трубки взрыва, выполненные кимберлитовой брекчией. В конце цикла вновь внедряются расплавы, из которых возникают кимберлитовые жилы, секущие брекчии трубок взрыва.

Очень интересны и заслуживают внимания сведения, приводимые С.М.Саблуковым (1987), о присутствии в кимберлитовой трубке "Маджгаван" в Центральной Индии типичной вулканической породы. Трубка сложена витрокластическим туфом кимберлитов, состоящим в значительной степени из включений измененного кимберлитового шлака и обломков миндалекаменных кимберлитовых лав.

Вторую группу вулканических трубок составляют трубки, выполненные вулканическими брекчиями базальтового и андезитобазальтового составов, часто называемые трапповыми или туфовыми. Эти трубки непосредственно связаны с формацией платформенных траппов и располагаются в пределах площадей их развития. Трубки такого типа широко развиты на Сибирской платформе по рекам Подкаменная Тунгуска, Нижняя Тунгуска, Чуна и в Ангаро-Илимском районе.

Трапповые трубки, как и кимберлитовые, имеют в плане изометричную, овальную, грушевидную или продолговатую (щелевидную) форму, осложненную выступами и заливообразными углублениями. В вертикальных сечениях трубкам свойственны воронкообразная (преимущественно в верхних горизонтах) и цилиндрическая (на большей глубине) формы. С дальнейшим увеличением глубины намечается уплощение формы и переход в дайки (щели) и жилы. Первичные начальные формы трубок были, очевидно, более изометричными и правильными. С течением времени происходило усложнение первичной формы: оползание и обрушение обломков по краям трубок, их различные деформации.

Небольшие трапповые трубки имеют размеры в первые сотни метров, крупные трубки - порядка 1000-2000 м по длинной стороне.

Главная масса пород, заполняющих трубки, представлена трапповыми агломератами (брекчированными траппами), грубообломочными брекчиями, в составе которых основную роль играют обломки траппов размером от миллиметров до 10-12 см. Размер обломков оса-

дочных пород - от мелких частиц до глыб в 10-25 м по длинной стороне. Среди обломков присутствуют породы всех стратиграфических подразделений чехла платформы. Встречаются обломки кристаллических пород фундамента. Глыбы и обломки, залегающие в канале трубки на той или иной глубине, обычно соответствуют коренным породам, окружающим трубку на этом же уровне. Но в некоторых трубках отмечены и большие перемещения глыб размером до 25 м на 300-400 м вниз по вертикали.

Трапповые трубки образуют скопления по несколько штук в одном районе на расстоянии в несколько сотен метров друг от друга. Так, по р.Подкаменная Тунгуска, по данным П.Е.Оффмана, на площади около 40 км² было обнаружено 15 трубок.

Осадочные породы, окружающие кимберлитовые и трапповые трубки, часто раздроблены, трещиноваты, разбиты на блоки и образуют чашевидные прогибы радиусом в несколько сотен метров. На участках экзоконтактов пласты пород около некоторых трубокгибаются вниз под углами от 40-50 до 90°. В других случаях сохраняется горизонтальное залегание или наблюдаются изгибы слоев вверх.

Вулканические трубки и жерловины, выполненные обломочными породами кислого и иногда среднего состава, широко распространены в разновозрастных вулканических областях (Тихомиров, 1985; Федоров, 1963; Фремд, 1971). Простая изометричная в плане форма таких трубок нередко уступает место более сложной. Существуют продолговатые, сплюснутые трубки с извилистыми контурами и сложной структурой крутых контактовых поверхностей. Наряду с однофазовыми встречаются сложные многофазовые трубки. Зоны контактовых изменений, как и у большинства массивов кислых пород, маломощны и непредставительны. Первичные полосчатые текстуры, наблюдаемые в таких трубках, характеризуются крутыми и вертикальными залеганиями.

Вулканические пробки и неки возникают в верхних частях вулканических каналов. Они слагаются породами кислого или среднего состава, кристаллизовавшимися из вязких расплавов. Очень часто такие породы имеют большую прочность, поэтому вулканические пробки сохраняются при разрушении вершин вулканов и выражаются в рельефе в виде башен, колонн, обелисков и игл.

Субвулканические штоки распространены, по-видимому, значительно меньше, чем другие виды изометричных массивов с крутыми и вертикальными контактами. Они возникают в главных каналах вулканов под их жерлами. Массивные, однообразные по строению субвулканические тела, остывшие на некоторой глубине, сменяются вверх по каналу образованиями с текстурными особенностями, типичными для жерловой фации. Кроме того, субвулканические штоки могут формироваться при кристаллизации расплава в канале, не имеющем выхода на поверхность.

II.4.5

Выводы

1. Вулканические массивы пород комплекса подводящих каналов, составляющие корневые системы вулканических аппаратов, обнажаются на поверхности при достаточно глубоком денудационном срезе горно-складчатых или платформенных сооружений. Они обладают активными контактами с вмещающими отложениями. Им свойственны обычные для вулканитов порфировые и стекловатые структуры. Среди текстур широко развиты разнообразные линейные и полосчатые, а также структуры и текстуры вулканических обломочных пород. Полнокристаллические структуры встречаются значительно реже, обычно в массивах пород основного и щелочного состава.

2. Массивы пород комплекса подводящих каналов по особенностям первичного внутреннего строения и условиям залегания слагающих их пород разделяются на субвулканические и жерловые.

3. К субвулканическим (массивам пород субвулканической фации) относят массивы, возникшие в главных подводящих каналах из расплава, не достигшего поверхности, в ответвлениях от главных каналов и в периферических камерах. Породы кристаллизовались из медленнодвигающегося расплава или из неподвижной массы, в которой происходили внутренние перемещения минеральных частиц. Массивы характеризуются однородным изотропным строением. Они лишены выразительных макроскопически легко определимых текстур течения. Вулканические обломочные породы, как правило, не встречаются.

4. К жерловым (массивам пород жерловой фации) относят массивы пород, возникшие в подводящих каналах, непосредственно связанных с поверхностью. Они имеют обычно неравномерное, неоднородное и анизотропное строение. Широко развиты первичные полосчатые и линейные текстуры течения, имеющие начальную крутую ориентировку и значительную степень упорядочения. Массивам жерловых пород свойственны вулканические обломочные породы и среди них в группе щелочно-ультраосновных и основных - брекчии вулканических трубок, а в группе кислых - туфолавы и игнимбриты. Характерны явления пропилитизации и окварцевания.

5. Туфолавы и игнимбриты жерловых массивов прослеживаются в глубь подводящих каналов не менее чем на 1000-2000 м.

6. Массивы комплекса подводящих каналов развиты среди синхронных им вулканических свит и покровов или на более низком стратиграфическом уровне в подстилающих породах. Существуют также автономные субвулканические комплексы, не обнаруживающие прямой связи с вулканическими покровами.

7. Формы залегания вулканических массивов пород структурного комплекса подводящих каналов характеризуются общими чертами с формами залегания интрузивных плутонических пород. К ним относятся: силлы, лакколиты, дайки, гарполиты, хонолиты, штоки, коль-

цевые или центрально-кольцевые структуры. К собственно вулканическим формам принадлежат: вулканические трубки, жерловины, вулканические пробки и некки.

8. Анализ формы вулканических массивов в ее выражении на плоскости в горизонтальных или вертикальных сечениях позволяет выделить четыре морфологические группы массивов: линейные, неправильной формы, трубкообразной и цилиндрической формы, кольцевые и центрально-кольцевые.

Группа линейных массивов представлена прямолинейными и криволинейными дайками, выклинивающимися и ветвящимися жилами, силлами.

К массивам неправильной формы отнесены протяженные массивы, ограниченные неровными поверхностями; массивы амебообразной и лапчатой формы; лакколиты, гарполиты, хонолиты.

Группа массивов трубкообразной и цилиндрической формы представлена вулканическими трубками, жерловинами, пробками, некками и штоками.

Группа кольцевых и центрально-кольцевых массивов - сложных вулканотектонических структур (см. II.7) - образована кольцевыми, коническими и дугowymi дайками, а также массивами разной формы, находящимися внутри кольцевой системы.

II.5 Экструзивные массивы

Экструзивные массивы возникают при извержениях вязкой лавы, выступившей из главного жерла или из побочных жерловин и трещин на склоне вулкана и далее почти не растекшейся по поверхности. Они занимают, следовательно, как бы промежуточное положение между образованиями структурного комплекса подводящих каналов и вулканическими покровами.

Экструзивные массивы имеют обычно куполовидную форму и называются поэтому экструзивными или вулканическими куполами. Но наряду с такими, изометричными в плане, структурами существуют экструзивы неправильной формы и экструзивы, вытягивающиеся вдоль трещин и разломов. Наиболее крупные экструзивные массивы имеют поперечник порядка 2-3 км и высоту в несколько сотен метров. Один из самых больших куполов на Камчатке - купол вулкана Безымянный - имеет диаметр основания 1,5-2,5 км и высоту около 500 м. Средняя высота куполов Камчатки и Курильских островов 150 ± 20 м. Средняя высота куполов разных вулканических областей от 100 до 300 м.

Экструзивным массивам или вулканическим куполам, широко распространенным в областях современного и новейшего вулканизма - в Камчатско-Курильской области, на Большом и Малом Кавказе и в Закарпатье, - посвящены многочисленные работы. Классификации этих форм принадлежат Р.Лейдену (в кн. И.В.Лу-

чицкого, 1971), О.Г.Борисову, В.Н.Борисовой (1974), В.И.Влодавцу (1984), Е.Ф.Малееву (1980), В.В.Наседкину (1975), А.Ритману (1964) и др.

По Е.Ф.Малееву, выделяются три морфологических типа куполов (рис. 23): 1) протрузивные, 2) экструзивные, 3) эффузивные, а в каждом из этих типов - купола с симметричным или асимметричным простым и сложным строением.

Протрузивные купола (купола этого типа называются также белонитами и питонами), среди которых различают два подтипа - купола метло- и пикообразные, формируются из наиболее вязкой лавы, выжимающейся в виде пиков, столбов и колонн, как правило, со значительным превышением высоты над шириной основания.

Экструзивные купола бывают двух подтипов - грибо- и веерообразного (воронкообразного) строения. Вязкость магмы, очевидно, меньше, чем в протрузивных, но больше, чем в эффузивных куполах. В симметричных куполах наблюдаются короткие лавовые потоки, отходящие в разные стороны, в асимметричных - в каком-либо определенном направлении.

Эффузивные купола характеризуются более представительными лавовыми потоками. Различают два подтипа эффузивных куполов: периклинальные (колоколоподобные периклинальные купола называются мамелонами) и луковичные. Периклинальные купола состоят из коротких лавовых потоков. В центре имеется кратер. Луковичные купола формируются из более вязкой, чем периклинальные, лавы. Кратер отсутствует. Структура купола симметричная или несимметричная, состоит из ряда сферических оболочек, сложенных полосчатой лавой. Наибольшее усложнение эффузивных куполов наблюдается при эффузивно-эксплозивном извержении, когда происходит переслаивание лавовых потоков с пирокластикой.

Экструзивные массивы в древних вулканических областях распознаются с большим трудом, поскольку верхняя, собственно "экструзивная" часть вулканического аппарата здесь, как правило, в значительной степени или полностью разрушена. Однако во многих работах имеются указания о широком распространении экструзивных массивов палеогенового и мезозойского возраста в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса, Сихотэ-Алинской складчатой области и в других районах. Значительно реже они описаны в палеозойских орогенных вулканических областях Урало-Монгольского пояса.

Применительно главным образом к древним массивам нами предлагается простая морфологическая классификация, основанная на данных о форме экструзивов и характере присущего им текстурного узора (Тихомиров, 1985). Так, различаются экструзивные массивы по форме: 1) изометричные, 2) линейные, 3) сложной неправильной формы; по особенностям текстурного узора в каждой из этих трех групп: а) с вееро- или воронкообразным текстурным узором, б) с узором, полого ориентированным в центре экструзии, в) с вертикальным (или крутым) текстурным узором, г) с рваным (брекчированным) текстурным узором, д) лишенные текстурного узора.

Основная масса пород, слагающих экструзивные массивы, относится к жерловой фации. Краевые части грибообразных экструзий могут принадлежать к покровной фации. Так, часто наблюдаются короткие, длиной в сотни метров, а иногда и довольно протяженные покровы, непосредственно связанные с экструзиями. В некоторых экструзивных массивах выделяется и субвулканическая фация пород массивного необломочного строения, вверх по каналу сменяющаяся образованиями с текстурными особенностями, типичными для жерловой фации. Из рассмотренного материала следует, что полосчатые верообразные и крутоориентированные узоры являются характерной чертой строения многих экструзивных массивов. Такая полосчатость тяготеет к краевым эндоконтактовым частям экструзивных массивов и возникает, вероятно, из-за различия в скорости движения разных частей быстро охлаждающейся вязкой массы при ее выходе на поверхность.

II.6 Покровный структурный комплекс

К покровному комплексу относятся продукты наземной и подводной вулканической деятельности, совершающейся на поверхности земли. Они могут быть представлены как отдельными вулканическими потоками, так и сложно построенными покровами, состоящими или из ряда потоков, излившихся и остывших в разное время, или из выбросов пирокластического материала. При систематике вулканических потоков и покровов учитываются данные о характере слагающего их материала, их внутреннем строении и механизме формирования. На этой основе выделяются, по Е.Е.Милановскому (1971), лавовые потоки и покровы, туфолоаво-игнимбритовые потоки и покровы, покровы пирокластического материала.

II.6.1 Лавовые потоки и покровы

Лавовые потоки, главным образом потоки базальтовых и андезитобазальтовых лав, хорошо изучены на примерах извержений действующих и сравнительно недавно потухших вулканов.

В основании лавовых потоков возникают особые типы контактов. Они выражаются, как и интрузивные контакты, эндо- и экзоконтактовыми изменениями пород. Но зоны измененных пород обычно не представительны и имеют мощность, измеряемую сантиметрами. В них наблюдаются гематитизированные, хлоритизированные, карбонатизированные и окварцованные участки, обычны также мелкозернистые перекристаллизованные породы. При изучении контактов помимо различий в составе лавы и вмещающих пород следует учиты-

вать, что лава может вытекать и на холодную, твердую поверхность других пород, и на ранее излившиеся, но еще не остывшие потоки. Признаки подошвы и кровли потоков, сложная морфология кровли, виды разных отдельностей и структур, возникающих при течении лавы и ее упорах в обрамляющие возвышенности, хорошо известны и многократно описаны. Обстоятельная и лучшая сводка имеется в книге Р.Шрока (1950).

Верхняя поверхность наземных потоков бывает волнистой, неровной, извилистой, шероховатой с нагромождениями глыб и обломков. Поэтому обычно выделяются волнистые и глыбовые лавы. Хорошо изучены базальтовые лавы Гавайских островов, где волнистые лавы называют пахоэхоэ-лавой, а шероховатые и глыбовые - аа-лавой (рис. 24).

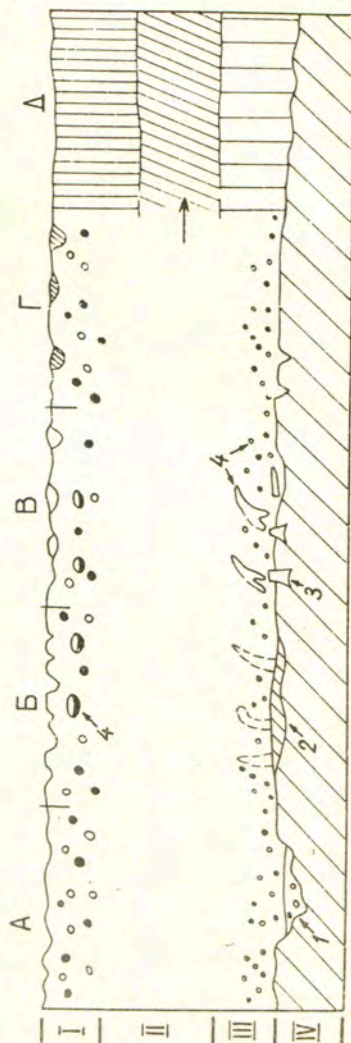


Рис. 24. Схема строения лавового потока:

I - поверхностная зона; II - средняя зона массивного строения; III - базальная зона; IV - подстилающие породы. А - волнистые лавы; Б - глыбовые лавы; В - однородные лавовые брекчии; Г - агломератные лавовые брекчии; Д - часть разреза потока с трехъярусным строением столбчатых отдельностей (стрелка - направление движения лавы); 1 - аллювий древней долины, перекрытой потоком; 2 - остаток древнего потока; 3 - пни и стволы деревьев, погребенных под потоком; 4 - пустоты, миндалины (неполные миндалины заполнены минеральным веществом со стороны подошвы) и трубчатые полости

При излиянии лавы в результате быстрого остывания по краю потока возникает тонкая корка закалики. В древних потоках эта корка может отличаться более мелкозернистой (чем в других участках), сливной структурой породы. Корка на поверхности потока трескается и дробится, опускаясь в неостывшую лаву. Таким образом формируются однородные лавовые брекчии, состоящие из обломков и цементирующей их массы одного и того же состава. На остывающую поверхность потока могут попадать и чужеродные обломки. В таком случае образуются агломератовые, разнородные по составу лавовые брекчии. Обломки, падая на корку потока, могут ее деформировать и образовывать изгибы в полосчатой текстуре породы.

В верхней части лавового потока наблюдаются скопления пустот, возникших при отделении газа, которые в дальнейшем заполняются вторичными минералами, образуя миндалины. В движущейся лаве они вытягиваются вдоль направления движения и приобретают овальную или несколько сдавленную, сплюсненную форму. Наблюдения за миндалинами дают иногда ценные сведения о положении подошвы или кровли потока. В нижней части потока также образуются пустоты или тонкопузырчатые полосы. Пар и другие газы, являющиеся следствием нагрева мокрого субстрата, проникали в лаву. Помимо пустот и миндалин сферической и эллипсоидальной формы в потоках лавы существуют трубчатые и ветвистые пустоты и миндалины. Замечено, что такие образования сходятся вверх и сужаются до меньшего диаметра в том же направлении.

Затвердевшая верхняя корка потока, приближаясь к его краю, может подворачиваться и попадать в основание потока, продолжающего свое движение. Таким образом, в разрезе потока присутствуют, как указывает Е.Е.Милановский (1971), два морфологически и генетически сходных корковых горизонта - в его кровле и подошве (рис. 25).

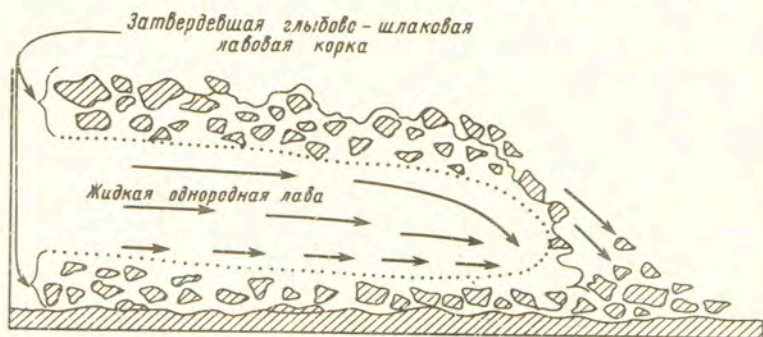


Рис. 25. Перемещение верхней корки лавового потока и образование такой же корки в его основании. По Е.Е.Милановскому, 1971

Несмотря на ясность признаков подошвы и кровли потоков, их выделение в разрезе представляет трудную задачу. Потоки лавы выливаются сразу друг за другом и остывают в одно время, излияния про-

исходят из нескольких жерловин, но образуется единая текущая масса и т.д. Эти обстоятельства в наибольшей степени сказываются в древних вулканических областях, где каждое описание обособленного потока имеет известную научную ценность.

Размеры и формы потоков определяются в первую очередь вязкостью и ее обратной величиной - текучестью (табл. 5, рис. 26).

Рис. 26. Схема расположения замеров вязкости в базальтовом потоке извержения 1951 г. на склоне вулкана Михара, Япония, о.Осима. По Т.Минаками:

I - лава извержения 1951 г.; 2 - более древние лавы в области вулканического конуса; I, II, III, IV - места отбора проб (см. табл. 5)

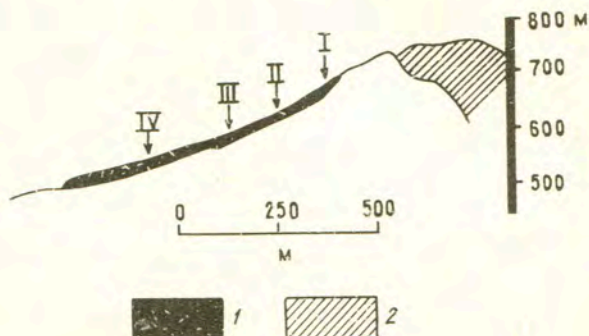


Таблица 5

Замеры вязкости в базальтовом потоке вулкана Михара, март 1951 г.
(по Т.Минаками и С.Сакума)

Места отбора проб	Мощность, см	Ширина, см	Угол склона, град	Скорость потока, см/с	Температура, град	Вязкость, пуазы
I	31	110	35	102 ± 8	1125	$5.6 \cdot 10^3$
II	50	160	27	35 ± 3	1108	$1.8 \cdot 10^4$
III	77	210	16	15 ± 3	1083	$7.1 \cdot 10^4$
IV	130	250	11	8 ± 2	1038	$2.3 \cdot 10^5$

Вязкость лавы зависит от химического состава и температуры, присутствия в расплаве флюидов и твердых частиц (кристаллов, обломков). Хорошо известно, что основные лавы менее вязки по сравнению с кислыми. Важное значение имеют также особенности внутренней структуры остывающих потоков - наличие в них элементов расслоенного строения (см. II.6.4 и II.8). В более общем плане размеры и форма потоков связаны с условиями развития вулканического процесса, определяемыми составом, строением и объемом извергнутого материала, температурой и скоростью движения всей массы, средой извержения и рельефом местности (см. II.8).

Наши знания о морфологии лавовых потоков основывались до недавнего времени почти исключительно на наблюдениях наземных образований. Однако новые материалы, полученные в результате морских и океанских исследований, указывают на существенные различия в формах и условиях залегания потоков, возникших при наземных и подводных излияниях (Кориневский, 1987; Пономарев, 1980; Williams, McBirney, 1979).

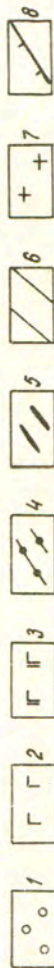
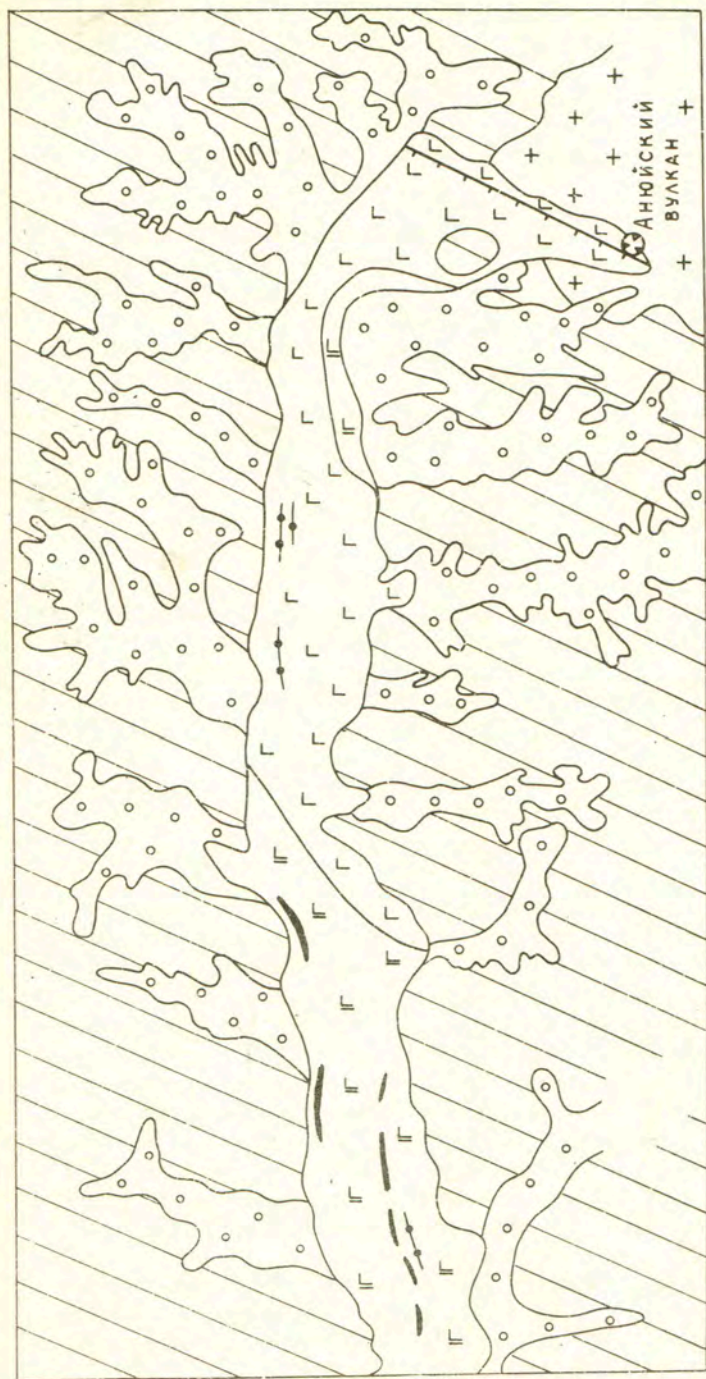


Рис. 27. Геологическая карта базальтового потока Аноийского вулкана в долине р. Монни. Верхно-Чукотская область. По Е.К. Устиеву: 1 - современный аллювий; 2 - лавовый поток центрального извержения; 3 - лавовый поток трещинного извержения; 4 - лавовые валы коробления; 5 - предполагаемые центры трещинных извержений; 6 - пермские и триасовые осадочно-вулканогенные отложения; 7 - гранодиориты и кварцевые диориты; 8 - разрывы

Наземным потокам свойственны пластообразные полосовидные тела с резким превышением длины над шириной или пластообразные тела изометричных в плане очертаний, размеры которых по двум взаимно перпендикулярным горизонтальным направлениям близки друг к другу.

При подводных извержениях наряду с потоками пластовой формы широкое распространение получают ветвящиеся ("кишечные") потоки, состоящие из сложно построенных "запутанных" скоплений. Длина отдельных вытянутых тел от 10-15 до 30-40 м. В поперечных сечениях таких потоков, как и пластовых, вскрываются подушечные формы лавовых тел, составляющих "потоки подушечных лав" - характерных накоплений подводного вулканизма.

Потоки и покровы лав основного состава широко распространены как в областях современного и новейшего вулканизма, так и в древних вулканических областях.

Потоки базальтовых лав отличаются большой текучестью и распространяются на большие расстояния, иногда до 50-100 км и более, от центров вулканов. Мощности потоков изменчивы, но редко достигают большой величины. Средние мощности не превышают нескольких метров, но могут увеличиваться в пониженных участках. Некоторые потоки при мощности менее 1 м занимают площади, исчисляемые квадратными километрами. Для всех базальтовых потоков характерна приуроченность к понижениям в рельефе, к долинам речных систем (рис. 27).

В процессе течения потоки усложняются рядами русел и рукавов. Вдоль оси потока на его поверхности располагается крупноглыбовый материал, у бортов - мелкие глыбы. На поверхности потока развиты складки сжатия, валы коробления, хребты сдавливания и трещины растяжения.

В древних вулканических областях исследователь обычно имеет дело с фрагментами потоков, сохранившимися от разрушения. При этом во многих случаях выделяются скорее всего не отдельные потоки, а покровы, состоящие из нескольких потоков без видимых разделов между ними. В ряде районов в Центральном Казахстане, на Урале наблюдались потоки мощностью от 0,5-2 до 3-5 м и от 5 до 30-50 м. Такие потоки (точнее, части потоков) прослежены по простираанию на несколько километров (Коптев, Яковлева, Петрова, 1967; Кориневский, 1987; Тихомиров, 1985; Фрейд, 1971; Фролова, Бурикова, 1977). Подушечные лавы, развитые в наслоениях разного возраста, хорошо известны по многим работам. В то же время кишкообразные формы их залегания стали известны лишь в последние годы и описаны, как указывает В.Г.Кориневский (1987), в ряде районов в Армении, на Камчатке, в Мугуджарах, на Южном и Среднем Урале.

Выше говорилось, что структура вулканических потоков и их протяженность во многом определяются средой извержения, прямо влияющей на условия кристаллизации расплава и скорость потери текучести, а также рельефом. В этой связи интересны сравнительные дан-

ные о длине земных и марсианских базальтовых потоков, приводимые Вудом. Средняя длина 479 потоков на Земле равна 4,1 км, из них 90% меньше 25 км. Длина марсианских потоков исчисляется сотнями километров. На склонах горы Олимп - грандиозной щитовой вулканической постройки с поперечником около 700 км, возвышающейся над своим основанием более чем на 20 км и занимающей значительную часть области гигантского сводового поднятия Фарсида, - их средняя длина 300-400 км при максимальных значениях, намного превышающих эти цифры

Потоки и покровы лав кислого и среднего состава встречаются реже основных и в большей степени характерны для древних вулканических областей. Они имеют разную, часто незначительную длину, измеряемую сотнями метров или первыми километрами. Мощности таких потоков (особенно по сравнению с длиной) большие и равны десяткам и сотням метров. Наряду с ними известны достаточно протяженные кислые потоки до 10 км и более.

Вулканические потоки и покровы пород андезитового состава по всем своим особенностям занимают, очевидно, промежуточное положение между основными базальтовыми и кислыми дацитовыми и риолитовыми. Так, отдельные лавовые потоки среднего состава достигают длины 10-15 км при ширине до 2 км и могут иметь разную мощность - от 20-100 до 200-300 м.

Потоки лав кислого и среднего состава, как и потоки основных лав, имеют полосовидную, языко- и дельтообразную форму, определяемую во многом очертаниями дна речной долины, заполнявшей ее лавой.

Наши знания о зависимости размеров и формы кислых и средних потоков от особенностей их внутреннего строения нельзя признать достаточными для вынесения определенных заключений. Вероятнее всего, покровы, сложенные неполосчатыми породами, отличаются малой длиной и большой мощностью. Следует даже, пожалуй, высказать сомнение в возможности существования протяженных массивных потоков кислого состава, лишенных элементов полосчатых текстур. Потоки, сложенные полосчатыми породами, могут быть как короткими и мощными, так и протяженными и сравнительно маломощными. Доказана тесная ассоциация полосчатых лав с породами типа туфолав и игнимбритов. Следовательно, потоки и покровы полосчатых лав, с одной стороны, ассоциируют с короткими потоками и экструзиями, с другой - связываются с туфолово-игнимбритовыми покровами, характеризующимися огромной протяженностью.

II.6.2

Туфолово-игнимбритовые потоки и покровы

Породы типа туфолав и игнимбритов создают протяженные сложные покровы, занимающие площади в сотни квадратных километров. Обычны потоки длиной в несколько километров и в несколько десят-

ков километров. Самые протяженные потоки, по данным Р.Смита (1963), удалялись на расстояние до 100-150 км от центра извержения. Мощности потоков меняются в широких пределах - от десятков сантиметров до десятков и сотен метров.

Покровные комплексы туфолово-игнимбритовых пород кислого состава входят в базальт-андезит-риолитовую группу формаций орогенных вулканических поясов разного возраста и тектонического положения. Они развиты в кайнозойских вулканических областях Большого Кавказа и Армянского нагорья, в мезозойском Охотско-Чукотском поясе, в девонском и позднепалеозойском вулканических поясах Центрального Казахстана (Бахтеев, 1987; Белый, 1977; Журавлев, 1966; Курчавов, 1980, 1984; Милановский, Короновский, 1973; Петрография, 1981; Тихомиров, 1985; Федоров, 1965; Фремд, 1971; Шужанов, 1984) и в ряде других геологических провинций. Кроме того, потоки и покровы с хорошо выраженными чертами туфолово-игнимбритового строения развиты в формации щелочных вулканитов кайнозойских рифтовых зон, где они слагаются или кремнекислыми породами (пантеллеритами и комендитами), ассоциирующими с трахитами, или фельшпатоидными породами (фонолитами), в ассоциации с которыми находятся трахиты, базальты и щелочные основные и ультраосновные породы.

Для выяснения генезиса туфолов и игнимбритов первостепенное значение имеют данные о закономерностях распределения первичных полосчатых и линейных текстур в вертикальных и горизонтальных сечениях покрова.

После работ П.Маршалла, а в нашей стране работ А.Н.Заварицко-го утвердилось мнение о четкой вертикальной зональности кайнозойских игнимбритовых потоков. Эта зональность, как принято считать, состоит в последовательном увеличении плотности пород сверху вниз по разрезу и в изменении в том же направлении формы пемзовых включений от округлых в вертикальном сечении к плоским, несколько изогнутым, сжатым, дискообразным (представляющим собой типичные фьямме). Такие изменения плотности пород и их текстуры диктуются давлением вышележащих толщ и приводят к сжатию и увеличению к основанию потока (или покрова) степени спекания пирокластического материала. Очень ясно и четко эти положения сформулированы в книге Г.Макдоналда (1975): "При сжатии происходит закрытие пустот и выжимание большей части содержащегося в них газа, так что обломки пемзы стремятся превратиться в уплотненные диски плотного обсидиана. Степень спекания и сжатия обычно увеличивается книзу - от неспекшейся поверхности к зоне начального, а затем слабого спекания, где пористость все еще высока и зерна, по существу, не деформированы, и далее вниз, через более глубокую зону постепенно увеличивающегося спекания и деформации к зоне, в которой первичные зерна теряют свою индивидуальность и слипаются, образуя слой плотного обсидиана" (с. 161).

Следует отметить, что описываемые особенности изменения строения туфолово-игнимбритовых покровов не имеют общего значения и заменяются другими соотношениями, наблюдаемыми и в молодых и в древних комплексах. Так, по данным И.Гибсона и Г.Тазиева, в игнимбритах пантеллеритового четвертичного вулкана Фанталл (Эфиопия) уплощенные фьямме развиты в разных частях потока от основания до кровли. Они встречаются в пластах разной мощности и в залежах игнимбритов мощностью всего лишь 30 см. По нашим данным, основанным на изучении девонских и верхнепалеозойских туфолово-игнимбритовых покровов ряда районов Центрального Казахстана, в их вертикальных сечениях повсеместно представлены определенные текстурные типы - плоские, вытянутые, линейно ориентированные элементы линзовидной полосчатости. Обычное и простое соотношение состоит в переходе по простираению на маленьком участке продолговатого в плане прослоя в более короткую, но также вытянутую, как и прослой, линзу-фьямме. Такие прослои и линзы-фьямме расположены по всему покрову спорадически или часто, равным образом, около подошвы или кровли какого-либо потока.

Имеющиеся материалы показывают, что такая линейно-полосчатая текстура (ранее описанная в разделе II.2) распространена повсеместно и особенно представительна в частях потоков, примыкающих к центрам излияний. Вместе с тем существуют участки туфолово-игнимбритовых потоков, в которых линейно-полосчатая текстура отсутствует, уступая место более простой текстуре, для которой характерна изометричная в плане форма фьяммеобразных линзовидных обособлений. Сравнивая этот "изометрично-полосчатый" текстурный тип с линейно-полосчатым, мы должны прийти к выводу, что он связан в своем происхождении или с замедленным движением расплава, или с явлениями горячей седиментации, спекания (или сваривания) в понимании П.Маршалла. Очевидно, что подобная первичная седиментационная текстура, отличающаяся от первичной линейно ориентированной текстуры течения, могла возникнуть при выбросах расплава, распространяющихся над текущей массой, и должна тяготеть к краевым, фланговым частям потоков.

Другая закономерность, также уже отмеченная выше (см. II.2), заключается в явлениях замещения туфолов и игнимбритов полосчатыми лавами, лишенными обломочного строения. Полосчатые кислые эффузивы или непосредственно туфолавы и игнимбриты могут замещаться неслоистыми лавовыми массивами, находящимися в сложных сочетаниях друг с другом и образующими тела разных размеров. Туфолово-игнимбритовые породы обладают в одних случаях отлично выраженной линзовидно-полосчатой текстурой, в других - представлены мощными толщами пород, состоящих из осколков кристаллов и неправильных по форме участков лавовой породы или грубых брекчий, среди которых элементы игнимбритовой текстуры проступают в небольших выходах или бывают совсем незаметны. Следовательно, кроме переходов от туфолов и игнимбритов к полосчатым или бес-

структурным лавовым породам существуют и другие взаимные переходы по простиранию от туфолаво-игнимбритовых образований к обломочной вулканической породе, лишенной ориентированной текстуры.

II.6.3

Покровы пирокластического материала

Пирокластические покровы образуются из ювенильного глубинного материала и материала резургентного, возникающего при разрушении вулканических построек. Рыхлый материал - тефра - представлен вулканическими глыбами, бомбами, лапиллями, песком, пеплом. Его аккумуляция сочетается с переносом и переотложением. Обломочные частицы испытывают механическую обработку, окатываются и смешиваются с экзогенным материалом невулканического происхождения. В конечном итоге после диагенетических и катагенетических преобразований из рыхлой тефры формируется обычный ряд пород: вулканических брекчий, туфов, туффитов, туфогенных песчаников.

При наземных извержениях хорошо проявляется гравитационная дифференциация, выражающаяся в разделении тефры по крупности, удельному весу и агрегатному состоянию. В прикратерной зоне отмечаются большие глыбы, обломки и вулканические бомбы. Для отложения этой зоны характерно отсутствие сортировки материала по крупности. В промежуточной и удаленной зонах наблюдается лучшая дифференциация. Вулканический пепел в газовой-пирокластических облаках, возникающих над вулканами, поднимается на высоту в несколько десятков километров (выбросы больших камней - 250-300 м; лавовые струи, по расчетным данным, - до 300-350 м; облака, насыщенные тяжелым пеплом, - до 2000 м; пепловая туча вулкана Сент-Хеленс при извержении 18 мая 1980 г. - более 20 км; облака, насыщенные тонкораспыленным материалом, - до 80 км) и далее разносятся на расстояние в десятки, сотни и тысячи километров. Выпадение пепла вулкана Сент-Хеленс наблюдалось более чем в 1500 км к востоку от него.

По составу продуктов, особенностям строения и условиям залегания различаются пирокластические покровы, возникшие:

- при осаждении выброшенного в окружающую среду твердого, остывшего материала и обрывков и частиц распыленной лавы;
- в результате излияний пирокластических потоков и выбросов раскаленных лавин, состоящих из высокотемпературной смеси газа и твердых обломков и реже обрывков жидкой лавы;
- в результате течения грязевых водных потоков (лахаров), спускающихся по склонам вулканов.

Среди покровов, формировавшихся из материала, выброшенного в окружающую среду, можно выделить: покровы, связанные с ненап-

равленным свободным перемещением обломочного материала, и покровы, возникающие при эксплозивных извержениях с направленным перемещением материала, т.е. при извержениях типа направленных взрывов.

Покровы, возникающие при ненаправленном свободном перемещении материала, представлены разнообломочными неокатанными накоплениями, в которых иногда намечается распределение обломков по размерности и удельному весу. Слоистость отсутствует или проявляется нечеткими редкими слоями, не выраженными в обнажениях, но заметными на некотором расстоянии от наблюдаемых объектов или на обычных фотографиях и аэрофотоснимках.

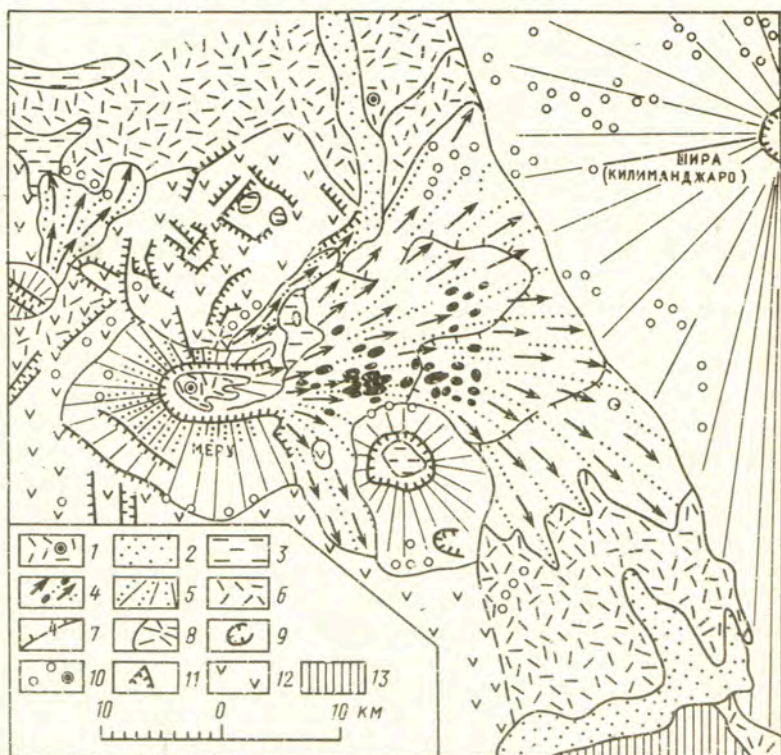


Рис. 28. Верхнеплейстоценовые (?) отложения направленного взрыва у подножия вулкана Меру. Восточно-Африканская рифтовая система. По Е.Е. Милановскому:

1 - позднеголоценовые лавы и туфы внутреннего конуса Меру; 2 - верхнечетвертичные аллювиальные отложения; 3 - верхнечетвертичные озерно-болотные отложения; 4 - верхнечетвертичные отложения направленного взрыва (черное - озера между холмами и грядами); 5 - чехол верхнечетвертичных пирокластических образований на западном склоне Меру, сингенетичный (?) отложениям направленного взрыва; 6 - селевые (лахаровые) и пролювиально-делювиальные образования - продукты перемыва отложений направленного взрыва и других пирокластических накоплений; 7 - изогипсы поверхности равнины направленного взрыва (в тысячах туфов); 8 - склоны крупных плейстоценовых вулканов; 9 - стенки плейстоценовых кальдер; 10 - четвертичные моноконические вулканические конусы (в том числе с кратерными углублениями); 11 - четвертичные сбросы; 12 - верхнеплейстоценовые - нижнеплейстоценовые вулканические основания вулкана Меру; 13 - докембрийский фундамент

В покровах направленных взрывов отсутствуют (или почти отсутствуют) сортировка материала и слоистость. Эти образования представлены, как и в предыдущем случае, несортированным обломочным материалом из хаотичной смеси песка, пепла и обломков всевозможных размеров до 1,5-2 м в поперечнике. Перемещение выброшенной из кратера или трещины массы происходило в горизонтальном направлении или под углом до 30-40°. Отличительная черта этих накоплений - ориентированное веерообразное расположение обломков и сложенных ими гряд рельефа с типичным "взрывным" структурным рисунком (рис. 28). Другая характерная черта этих покровов - образование ими полей полос- и языковидной формы, подобной форме вулканических потоков.

Пирокластические потоки и раскаленные лавины во время их извержений состояли из смеси газов, твердых частиц разной размерности - от пылевых частиц до глыб в 2-3 м ("газотвердая смесь") - и реже обрывков не вполне остывшей и не потерявшей пластичность лавы. Состав андезитобазальтовый, андезитовый и дацитовый. Температура от 200-300 до 600° и, вероятно, больше. Обломочный материал, как правило, оскольчато-угловатый. Иногда наблюдается некоторая обработка обломков: скалывание углов с образованием отдельных частей, похожих на валуны и гальку, а также окатывание кусков лавы. Для пирокластических потоков не характерны слоистые накопления твердых продуктов, а также, что особенно важно, первичная полосчатая текстура туфолово-игнимбритового типа. Но в некоторых случаях может проявиться спекание наполнителя около крупных глыб и вторичная термальная переработка мелкообломочных частиц.

Длина пирокластических потоков свыше 10-20 км, мощность изменчива и может достигать 40-50 м(?). Пирокластический поток, возникший при мощном боковом взрыве на вулкане Сент-Хеленс 18 мая 1980 г., распространился в секторе, охватывающем половину круга на расстояние до 28 км от центра извержения и покрыл площадь 550 км².

Лахаровые потоки и покровы (лахар - индонезийское название грязевого потока на склоне вулкана) широко развиты в областях современного вулканизма (рис. 29) и в древних вулканических областях.

Различают горячие и холодные лахары. Первые из них связаны с извержениями и отдачей тепла в окружающую среду. Потоки воды, влекущие обломочный материал, возникают вследствие таяния льда и снега и в результате дождей, выпадающих из облаков, формирующихся над вулканами. Конденсация пара происходит при его подъеме в верхние холодные слои атмосферы. Высказываются также предположения, что в зоне действующего вулкана может происходить мобилизация грунтовых вод: их нагревание, превращение в пар и выталкивание на поверхность. Вторые - холодные лахары, как и горячие, сложены рыхлым вулканическим материалом, но порождающие их потоки непосредственно не связаны с процессом извержения.

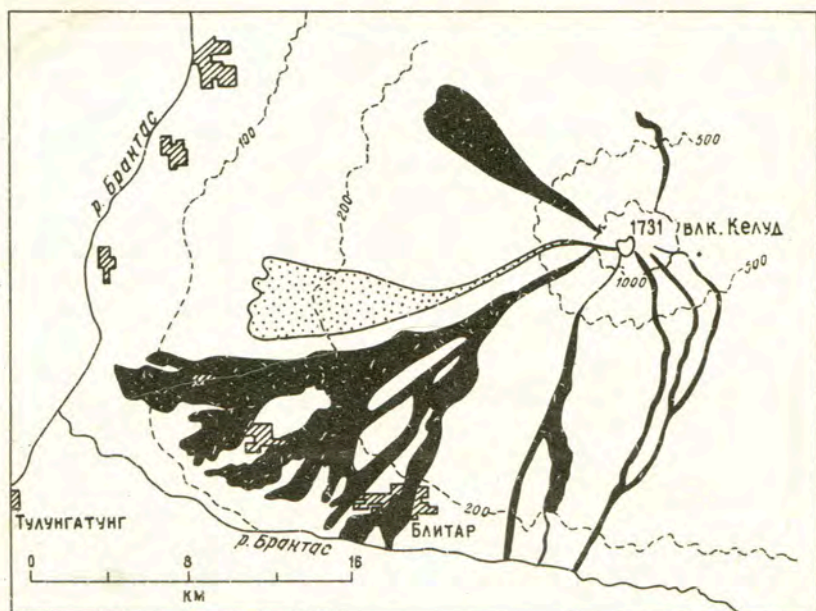


Рис. 29. Лахаровые потоки вулкана Келуд, о.Ява. По Кеммерлингу:
1 - поток 1919 г.; 2 - более древние лахары

Характерные черты лахаровых покровов: 1) сложение грубыми вулканическими накоплениями, лишенными примеси постороннего материала; 2) обычно отсутствие слоистости, иногда плохо проявленная слоистость - слои течения обводненной обломочной массы; 3) полосовидные поточные формы залегания; 4) гряды грубого материала по краям отдельных потоков. Протяженность лахаровых потоков очень велика и может превышать 100 км. Так, длина потоков вулкана Безымянный при извержении 1956 г. равнялась 80-85 км, длина наиболее крупного лахара извержения вулкана Сент-Хеленс 18 мая 1980 г. составляла 120 км. Мощности лахаровых покровов или потоков приближаются к 100 м.

Различия между пирокластическими покровами разных типов хорошо заметны в областях действующих и недавно потухших вулканов. Так, очевидно, только при условии хорошей сохранности первичного положения вулканических выбросов мы сможем разделить покровы ненаправленных и направленных выбросов, поскольку последние устанавливаются по ориентированному расположению выраженных в рельефе вулканических гряд.

В то же время структурные характеристики покровов, возникших в результате выбросов и из пирокластических потоков, достаточно близки друг к другу, и поэтому те и другие едва ли могут различаться в разрезах древних вулканических областей. Материал лахаров не со-

держит посторонней примеси и поэтому похож на материал пирокластических потоков и выбросов. Необходимы надежные данные для отделения отложений лахаров от собственно вулканических.

Покровы пирокластического материала подводных извержений несут большую, по сравнению с наземными, примесь "постороннего" осадочного материала. Породы характеризуются лучшей дифференциацией частиц по размеру и удельному весу. Для этих покровов в большей степени свойственны переходы по простиранию от неслоистых вулканических брекчий к слоистым туффитам и туфогенным песчаникам.

II.6.4

Соотношение вулканических покровов с подстилающими образованиями

Хорошо известно, что при денудации горно-складчатых сооружений происходит многократное перераспределение продуктов их разрушения, сопровождаемое выравниванием земной поверхности. В геологические разрезы переходит и закрепляется в сериях слоистых отложений некоторая конечная суммарная картина распределения фаций, отвечающая в общем случае состоянию пенеплена. Захоронения рельефа под более молодыми отложениями - ингрессивные залегания - встречаются довольно редко. Они могут закрепиться в разрезах и структурах вследствие быстрых нисходящих тектонических движений, сопровождающихся погружением и погребением под осадками уцелевших форм рельефа.

В вулканических областях, естественно, также развиваются процессы денудации и осреднения во времени фаций осадочных и вулканогенно-осадочных отложений, но характер накопления самих вулканических продуктов в соотношении с режимом тектонических движений и подстилающей структурой оказывается принципиально иным. Так, во многих континентальных вулканических областях накопление вулканических продуктов происходит при восходящих тектонических движениях и мощности вулканитов не являются (как в осадочных толщах) отображением суммы нисходящих вертикальных движений. Вулканические расплавы, извергающиеся в виде потоков, заполняют пониженные участки. Они текут по долинам, двигаясь вниз по уклону, прислоняются к склонам возвышенностей и закрывают, "запечатывают" рельеф. Так возникают своеобразные "вулканические несогласия", характеризующиеся общей дискордантностью потока по отношению к подстилающим структурам, и "ингрессивные вулканические залегания". Лавовые базальтовые и туфолаво-игнимбритовые покровы создают прочнейшие панцири изверженных пород, которые не испытывают в дальнейшем переотложения, подобно рыхлым осадкам.

Базальтовые лавы распространяются на огромные расстояния, обнаруживая большую текучесть. По существу, каждый базальтовый

поток, если он располагается в более или менее отчетливо выраженном понижении, дает пример захоронения предвулканического рельефа.

Можно полагать, что текучесть и подвижность туфолаво-игнимбритовых потоков не меньше текучести базальтов, а вероятно, и превосходит ее. Такие потоки заполняют понижения, прислоняются к склонам возвышенностей, но не захватывают их. Важная структурная особенность туфолаво-игнимбритовых потоков и покровов состоит в первичном почти горизонтальном положении поверхностей, отвечающих их кровлям. Кровли наслоений могут быть расположены на одной высоте, и тогда создается впечатление, что вулканы, подобно жидкости, заполняли долины до определенного уровня, образуя пласты выдержанной мощности. Размах высотных относительных отметок древнего рельефа, заполненного такими потоками, достигает сотен метров (рис. 30).

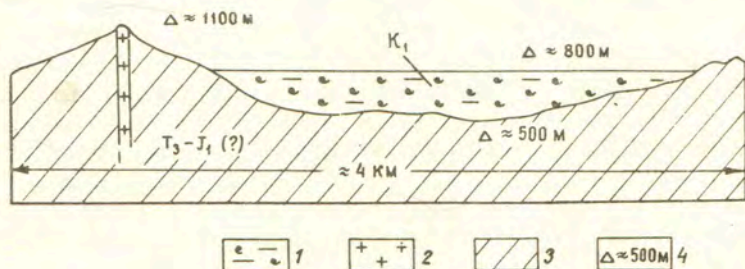


Рис. 30. "Ингрессивное" залегание полосчатых риолитов и туфолаво-игнимбритовых пород нижнего мела на триасовых и нижнеюрских осадочно-вулканогенных отложениях в одном из районов Охотско-Чукотского пояса на Чукотке:

1 - нижнемеловой вулканогенный комплекс; 2 - шток диоритов; 3 - складчатый триасово-юрский фундамент; 4 - высотные отметки

Тефра, пирокластические потоки и лахаровые потоки, рождающиеся во время сильнейших извержений, перекрывают понижения и возвышенности, погребая, иногда с удивительной быстротой, населенные пункты и вызывая многочисленные жертвы. Так, слоями тефры общей мощностью около 4 м при извержении Везувия в 79 г. был засыпан древний город Помпеи. Лахаровые потоки того же извержения затопили г.Геркуланум; лахаровые потоки, идущие от вулкана Келуд, в 1919 г. перекрыли населенные пункты на расстоянии более 20 км; поток извержения 13-14 декабря 1985 г. вулкана Руис в Колумбии протяженностью 50 км двигался со скоростью до 25 км/ч и перекрыл г.Армаро и несколько деревень слоем грязи мощностью до 6 м и т.д. Неровности подстилающего рельефа в древних вулканических областях могут обнаруживаться и по высотным отметкам, когда молодые покровы залегают значительно ниже древних.

II.6.5

Выводы

1. Вулканические потоки и покровы по внутреннему строению, структурно-морфологическим особенностям и механизму формирования делятся на лавовые, туфолаво-игнимбритовые и пирокластические.

2. Лавовые потоки характеризуются, как правило, хорошо выраженной вертикальной зональностью, обусловленной неравномерным остыванием их нижних и верхних частей, сопровождаемым движением лавы и отделением летучих, разным взаимодействием расплава с подстилающими породами и с окружающей поверхностной средой.

3. Размеры и форма потоков определяются текучестью (вязкостью) расплава, его составом и строением, скоростью потери текучести - условиями кристаллизации расплава, массой и скоростью движения всего вулканического материала, а также физико-географической обстановкой извержения.

4. Потоки основных базальтовых лав характеризуются большой текучестью и подвижностью и растекаются на расстояние до 100-150 км от места извержения. Потоки кислых лав массивного строения гораздо менее текучи. Их длина едва ли превышала 5-10 км.

Потоки кислых лав полосчатого строения и потоки связанных с ними туфолав и игнимбритов обладали текучестью и подвижностью, сравнимой с текучестью базальтов. Максимальная длина их потоков до 100-150 км и даже до 300 км для потоков фолитовых щелочных игнимбритов.

5. Наиболее характерная черта строения туфолаво-игнимбритовых потоков и покровов - присутствие первичной обломочно-линзовидно-линейно-полосчатой текстуры течения, развитой по всему разрезу, и, как было показано выше (см. II.4), глубинной (очевидно, ликвационной), возникшей в системе подводящих каналов. Наряду с ней встречается, но распространена незначительно первичная линзовидно-полосчатая текстура (переходящая иногда в грубую неориентированную текстуру), лишенная линейной составляющей. Эту текстуру можно рассматривать как текстуру горячей седиментации или текстуру спекания и сваривания.

6. Пирокластические покровы образуются из ювенильного глубинного материала и из материала резургентного, возникающего при разрушении вулканических построек.

7. Среди наземных пирокластических покровов можно различать образования, возникшие в связи с тремя различными процессами:

- при осаждении выброшенного в окружающую среду твердого остывшего материала;
- в результате излияний пирокластических потоков, состоящих из высокотемпературной смеси газа, твердых обломков и реже - обрывков жидкой лавы;
- в результате течения грязевых водных потоков - лахаров, спускающихся по склонам вулканов в прилегающие долины.

8. Важная черта структуры вулканических покровов - их соотношение с подстилающими образованиями, выражающееся захоронением расчлененного, "предвулканического" рельефа. Потоки лав, туфов и игнимбритов или пирокластики, распространяясь по понижениям, создавали пласты бронирующих пород, сохранявших "вулканические ингрессивные" залегания.

II.7

Центрально-кольцевые и близкие к ним по форме вулканотектонические структуры

Кольцевые и центрально-кольцевые магматические структуры широко распространены на платформах и в складчатых поясах, обычно в пределах их консолидированных зон. Они слагаются производными разных расплавов как щелочноземельного, так и щелочного ряда. Известны центрально-кольцевые структуры, образованные ассоциациями вулканических или плутонических пород, и сложные вулканоплутонические структуры, в строении которых принимают участие обе эти ассоциации (см. гл. V).

При описании рассматриваемых структурных форм используются разные термины: "кольцевая структура", "кольцевой комплекс", "структура (или комплекс) центрального типа". Нами далее будет применяться наиболее общий термин "центрально-кольцевая структура".

Значительная часть центрально-кольцевых структур представляет собой в разной степени денудированные кальдеры проседания, возникшие при опускании блоков пород по разломам кольцевой и близкой к ней формы. Структуры такого типа называют вулканотектоническими впадинами или депрессиями. Вывод о единстве центрально-кольцевых структур и вулканических кальдер был сформулирован еще в начале этого столетия на примере кайнозойских магматических комплексов Шотландии.

II.7.1

Основные особенности строения

Центрально-кольцевые структуры в типовом случае состоят из кольцевых и конических даек, отходящих под разными углами от центрального массива, расположенного на большой глубине и имеющего изометричную в плане форму (рис. 31).

Часто наблюдаются сложные сочетания разновозрастных кольцевых и конических даек и вулканических покровов. С известной долей условности считают, что в зависимости от глубины среза на поверхности могут обнажаться кольцевые и конические дайки, дайки и центральный массив или только центральный массив. Последний также характеризуется элементами кольцевого и концентрического строения.

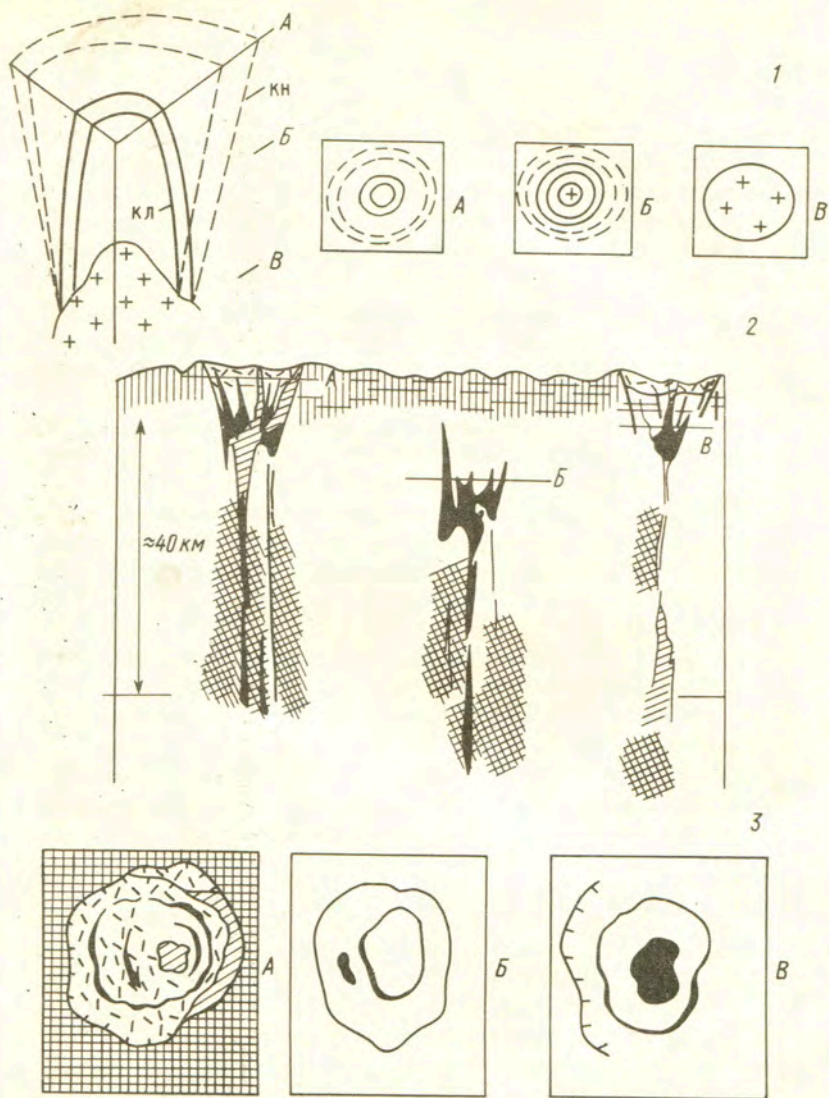


Рис. 31. Схема строения центрально-кольцевых структур и кальдер:

1 - центрально-кольцевая структура (по Дж.Ричи) на блок-диаграмме и ее изображение в плане (на карте) на разных (А, Б, В) уровнях среза. Крестиками показан центральный массив, кл - кольцевые дайки, кн - конические дайки. 2, 3 - кальдеры в разрезе (2) и плане (3) на разных (А, Б, В) уровнях среза. На рис. 2: слева - кальдера без четко выраженного периферического очага; в центре - "глубинная субвулканическая кальдера" (образование субвулканического автономного комплекса); справа - кальдера с периферическим очагом

Конические дайки, выделенные А.Харкером еще в начале этого века в шотландской структуре о.Скай и названные наклонными залежами, характерны для образований вулканического происхождения. Среднее падение конических даек 45° . Дайкам, расположенным около центра, свойственны более крутые (до 70°), а внешним - пологие (до 30°) углы падения. Конические дайки развиты вместе с кольцевыми, но соотношения тех и других мало изучены. Очевидно, что многие крутопадающие залежи возникли при заполнении расплавом сложных, длительно развивавшихся разрывов, меняющих свою ориентировку. Поэтому такие залежи на одних участках могут, вероятно, рассматриваться как кольцевые, а на других - как конические.

Таким образом, полно выраженная центрально-кольцевая вулканотектоническая структура характеризуется присутствием следующих составных элементов:

- 1) кольцевых и конических (полукольцевых, дуговых) даек, сложенных субвулканическими и редко - жерловыми образованиями;
- 2) кольцевых, часто спорадически проявленных разломов;
- 3) одного, а иногда нескольких субвулканических и жерловых массивов; они окружаются "внешними" кольцевыми дайками или разломами и могут находиться в разных частях "внутренней" структуры;
- 4) вулканотектонической впадины, определяемой по проседаниям центрального блока;
- 5) вулканических покровов, выполняющих вулканотектоническую впадину.

Центрально-кольцевые вулканотектонические структуры широко развиты во многих древних вулканических областях. Показательны в этом отношении территории Урало-Монгольского складчатого пояса и в первую очередь Центрального Казахстана (Абдулин, Абдрахманов, Авдеев, 1972; Журавлев, Успенский, 1971; Тихомиров, 1975, 1985; Федоров, 1965; Шарпенко, 1979; и др.). По данным А.А.Абдулина, К.А.Абдрахманова, А.В.Авдеева, в позднепалеозойском орогенном вулканическом поясе этой страны имеется несколько десятков таких структур. Значительная их часть сосредоточена в Токрауской впадине. Ряд центрально-кольцевых структур наблюдается в Бетпакадалинской и Чингизской ветвях девонского вулканического пояса.

В этих структурах внутри кольцевой системы расположены массивы субвулканической или жерловой фации. Существуют денудированные массивы, лишенные покровов, и структуры с покровным комплексом, залегающим внутри кольца или около него. В их строении принимают участие породы кислого и реже основного состава. Размеры структур меняются в широких пределах. Сложно построенная девонская Машанская структура (рис. 32) имеет размеры 23×17 км, Кояндинская - 16×9 км, Огузтауская - более 15 км в поперечнике. Одна из самых крупных - Каргалинская структура - вытянута по длинной стороне на 35 км (35×25 км) и т.д.

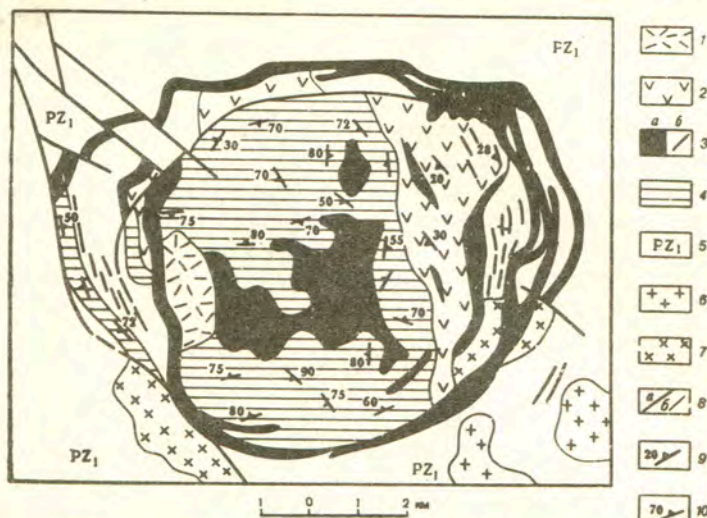


Рис. 32. Геологическая карта Машанской центрально-кольцевой структуры. Центральный Казахстан. Составил В.Г.Тихомиров с использованием материалов Р.А.Борукаева, Л.Г. Никитиной, С.Г.Самыгина и др.

Покровный комплекс нижнего-среднего девона:

1 - риолиты верхней толщи; 2 - андезиты и дациты нижней толщи. Структурный комплекс подводящих каналов раннего-среднего девона: 3 - трахириолиты, риолиты и дациты субвулканических массивов неправильной формы (а) и даек (б); 4 - полосчатые риолиты и туфолавы, иногда андезитодациты, жерловых массивов; 5 - нижний палеозой; 6 - гранитоиды позднепалеозойские; 7 - гранитоиды послесилурийские; 8 - разрывные нарушения и геологические границы; 9 - ориентировка полосчатости в покровном комплексе; 10 - ориентировка полосчатости в жерловых массивах

По всей вероятности, существуют и более крупные вулканотектонические формы, близкие по природе к центрально-кольцевым и связанные с опусканиями обширных площадей. Их протяженность достигает многих десятков и сотен километров, но контуры и границы менее определены. Так, по мнению В.С.Авдаловича, огромная Тунгусская синеклиза на Сибирской платформе может рассматриваться как единая депрессионная структура вулканотектонического происхождения.

Амплитуды опускания отдельных блоков в центрально-кольцевых структурах достигают больших значений. Обычны глубины опускания 1000-2000 м. В хорошо известных кальдерных кольцевых депрессиях Нью-Гэмпшира в Северной Америке перемещение вниз излившихся лав вместе с цилиндрическими блоками превышало 5000 м. Как правило, опускания центральных блоков, окруженных кольцевыми разломами, связаны с освобождением вулканических каналов или промежуточных периферических очагов, расположенных непосредственно под вулканами. Однако следует иметь в виду, что часто общая величина проседания земной коры в поверхностных частях вулканической области определялась выходом магмы из глубинных очагов, площади которых значительно превышали площадь отдельно-

го вулканического аппарата. В таких "внешних" вулканотектонических депрессиях (к ним относятся и крупные структуры, упомянутые выше) диаметр участка опускания во много раз больше вертикальной амплитуды, и поэтому последняя, как указывает Е.Е.Милановский (1971), может не ощущаться ни в рельефе, ни в структуре.

К вулканотектоническим следует относить некоторые структуры, лишенные вулканических покровов, непосредственно связанных с кольцевой системой. К таким структурам, представляющим собой глубокоденудированные вулканы, принадлежит, например, известная структура о.Малл в Шотландии. Глубина ее среза, по оценкам английских геологов, до 3000-4000 м.

II.7.2

О систематике вулканотектонических центрально-кольцевых структур и механизме их образования

Вопросы систематики и классификации центрально-кольцевых магматических структур затрагиваются в работах И.В.Луцицкого (1971, 1985), Е.В.Свешниковой (1973), Л.Н.Шарпенюк (1979), В.А.Невского, А.А.Фролова (1985) и др.

Классификация "кольцевых магматических комплексов" с выделением семи морфологических типов предложена Е.В.Свешниковой (рис. 33).

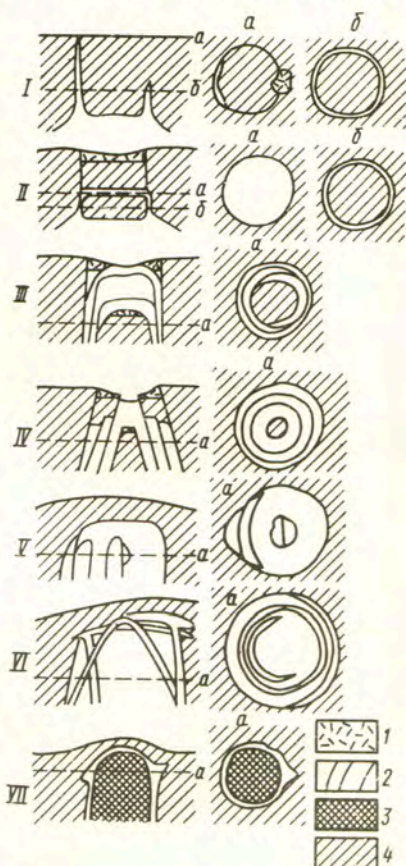
Тип I объединяет структуры, в которых образование кольцевого разлома не вызвало заметного перемещения внутрикольцевого блока, разлом контролирует вулканические проявления центрального и трещинного типов, трубки взрыва и т.д. Типы II-IV показывают соотношения, возникающие при опусканиях внутрикольцевого блока с образованием различных кальдер. Тип V - формирование купола, вызываемое поднятием магмы. Тип VI отвечает структурам, возникающим при опускании внутрикольцевого блока и заполнении освободившегося пространства магмой. Тип VII связан с поднятием по кольцевому разлому блока глубинных пород и последующим внедрением магматических расплавов. Очевидно, что с вулканотектоническими структурами, описываемыми в этом разделе, и с вулканоплутоническими структурами, которым посвящена глава V, связываются I-IV типы, поскольку их кольцевые разломы имеют выражение на поверхности и вызывают вулканические проявления. Типы V-VII объясняют условия формирования плутонических кольцевых комплексов.

Условия становления и механизм образования кальдерообразных вулканических проседаний и центрально-кольцевых структур рассматривались многими исследователями. По представлениям английских геологов К.Клауфа, Г. Мауфе, Э.Бейли, образование структур типа Глен-Ко (см. рис. 18) объясняется обрушением блока земной коры цилиндрической формы или формы усеченного конуса, расширяю-

щегося книзу. Освобождающееся пространство заполнялось магмой. Возникающие при развитии такого процесса структуры глубинного проседания были названы подземными кальдерами. В 20-х - 50-х годах появились работы Б.Эшера, Р.Беммелена, Д.Рейнолдс и др., а еще позже работы А.В.Авдеева, А.И.Петрова, В.А.Невского, К.Чепмена. Наиболее известны исследования Э.Андерсона, опубликованные в 20-х - 40-х годах и посвященные рассмотрению механизма возникновения кольцевых и конических разломов и даек. Достаточно подробное изложение его взглядов, базирующихся на полевых геологических наблюдениях и подтвержденных математическими выкладками, имеется в работах И.В.Лучицкого (1971) и Г.Макдоналда (1975). Подчеркнем, что, по нашему мнению, гипотеза Э.Андерсона имеет наиболее общий характер и привлекает своей простотой и естественностью.

Рис. 33. Морфологические типы (I-VII) кольцевых магматических комплексов (схематизированные разрезы и планы субгоризонтальных поверхностей на разных уровнях). По Е.В.Свешниковой, 1973:

1 - вулканогенные образования; 2 - кольцевые и внутрикольцевые интрузивные тела; 3 - столбообразный блок глубинных пород или более ранний интрузив глубинных магм; 4 - вмещающие толщи (без указания их реальных структур)



По представлениям Э.Андерсона, магматический резервуар, имеющий шлемовидную или аркообразную форму, испытывал пульсации, приводящие к изменению давления. При увеличении давления на величину, превышающую давление со стороны рамы, во вмещающих породах возникают конические трещины, по которым устремляется магматический расплав. При уменьшении давления возникают кольцевые трещины, также заполняющиеся расплавом, а далее центральный блок опускается в магматический очаг. Трещины могут достигать поверхности, и тогда происходят излияния лавы и проседание центрального блока. Так формируется вулканическая кальдера. В другой ситуации, если магматический резервуар расположен на большей глубине, трещины не выходят на поверхность, но происходит опускание центрального блока, общая плотность которого выше плот-

ности подпирающей магмы. Магма поднимается по периферии погружающегося блока, заполняя пустоту над ним. Таким образом возникают, по уже упоминавшимся представлениям К.Клауфа и др., подземные кальдеры.

Следует заметить, что исследования и расчеты, выполненные И.В.Лучицким и П.М.Бондаренко, подтверждают правильность построений Э.Андерсона. Но ряд особенностей центрально-кольцевых структур требует нового объяснения. Так, существующие представления не объясняют происхождения вертикальных кольцевых структур больших размеров, относящихся, очевидно, к особой группе образований компенсационного обрушения над обширными магматическими очагами.

II.8

Краткие сведения о механизме и условиях становления массивов вулканических пород

Особенности первичного внутреннего строения и формы залегания массивов вулканических пород определяются течением остывающих расплавов, происходящим в глубинных каналах и камерах, и их перемещением на поверхности земли до полной кристаллизации и затвердевания породы.

Базальты, как говорилось выше (см. II.6.1.), характеризуются малой вязкостью и способностью растекаться на большие расстояния. Кислые расплавы, в отличие от них, обладают значительно большей вязкостью. Это положение, однако, достаточно условно и относится лишь к части кислых (неполосчатых или массивных?) образований. Дело в том, что туфолаво-игнимбритовые потоки и покровы, состоящие из пород с хорошо проявленной полосчатой текстурой, обладали в жидком состоянии во время излияний текучестью, сравнимой с текучестью базальтов.

Высокая подвижность кислых туфолаво-игнимбритовых расплавов определяется флюидно-магматическим взаимодействием, вызывающим их ликвацию, сопровождаемую сложными внутренними структурными изменениями. Общие закономерности развития этих процессов рассмотрены А.А.Маракушевым и др. (Петрография, 1976, 1981), а применительно к кислым лавам - А.А.Маракушевым и Е.Б.Яковлевой (1975).

Подробный разбор физических и химических факторов, влияющих на подъем и кристаллизацию магмы, с анализом разнообразных физико-химических диаграмм и кривых солидуса (начала плавления) и ликвидуса (полное плавление) был выполнен П.Харрисом, У.Кеннеди, К.Скарфом (1972) и др. При рассмотрении диаграммы (рис. 34) следует обратить особое внимание на линии В-В' и G-G', дающие представление о процессе подъема насыщенных водой базальтовой и гранитной магм.

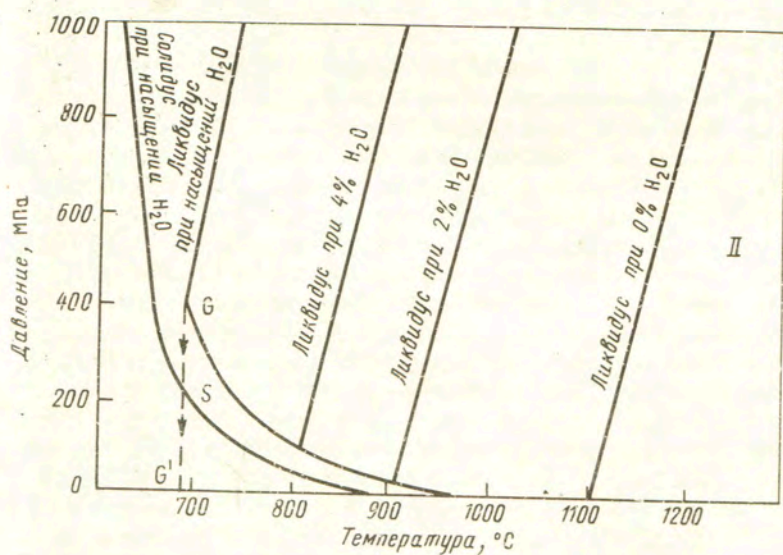
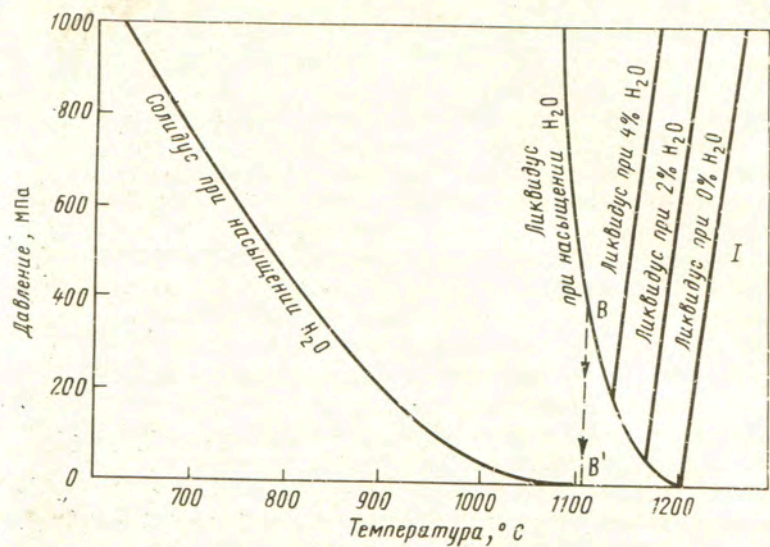


Рис. 34. Физико-химические диаграммы. По П.Харрису, У.Кеннеди, К.Скарфу, 1972:

I - кривые ликвидуса (в безводном состоянии и при насыщении водой) и солидуса (при избытке воды) базальта. Вертикальная штриховая линия - солидус безводного базальта при атмосферном давлении. II - кривые ликвидуса (в безводном состоянии и при насыщении водой) и солидуса (при избытке воды) гранита. Вертикальная штриховая линия - солидус безводного гранита при атмосферном давлении

В базальтовой магме при уменьшении давления от В до В' будет отделяться вода и начнется кристаллизация расплава. Из графика следует, что и при атмосферном давлении базальт (поскольку линия В-В' не пересечется с линией солидуса) сохранится в частично жидком состоянии и будет течь по земной поверхности. В гранитном расплаве (движение по G-G') полная кристаллизация произойдет при достижении условий точки S значительно ниже поверхности земли. Отверждение его начнется при давлении более 2 кбар (200 МПа) на глубине порядка 7-10 км.

Принципиальные выводы формулируются П. Харрисом, У. Кеннеди и К. Скарфом таким образом: "Сохранению магмы в жидком состоянии до атмосферных условий благоприятствуют:

- 1) небольшое содержание воды и других летучих;
- 2) химический состав, обуславливающий минимальное понижение ликвидуса растворенной в магме водой;
- 3) большой интервал температур между ликвидусом и солидусом.

Кристаллизации магмы на глубине способствуют:

- 1) высокое содержание воды и других летучих;
- 2) максимальное понижение ликвидуса в результате растворения в магме воды под давлением;
- 3) небольшой интервал температур между ликвидусом и солидусом" (1972, с. 165).

Данные о механизме и условиях становления массивов вулканических пород, рассматриваемые далее, основываются на изучении кислых пород, обладающих выразительными текстурными признаками.

Полосчатая текстура течения кислых вулканических пород имеет, как мы знаем, глубинное ликвационное происхождение: излившиеся расплавы обладали вполне сложившимся неравномерным расслоенным строением. По мере движения в подводящих каналах "слои расплава" ориентировались вдоль их стенок, согласно по отношению к внешнему контакту. Неравномерность движения и быстрота подачи расплава на поверхность приводили к изменениям условий кристаллизации, что выражалось широко представленной коррозией (резорбцией) минералов, появлением зональных плагиоклазов, плагиоклазов разной основности в одной породе, стекловатых структур. В процессе движения сложно построенной, в той или другой степени уже раскристаллизованной вулканической массы происходила переработка начальной полосчатой текстуры: разрывы слоев (полос), их вытягивание и разлинзование - появление фьяммевидной текстуры, дробление, растаскивание и ориентировка обломков кристаллов и породы рядами в соответствии с положением слоев.

На поверхности земли полосчатая текстура течения вулканических потоков преобразуется под воздействием гравитационного фактора. Суть этого преобразования сводится к появлению новых менее упорядоченных узоров, отображающих свободное течение расплавов по склонам вулкана. Характерная черта внутреннего строения туфолоаво-игнимбритовых потоков - повсеместное развитие в слагающих

их породах линейно-полосчатой текстуры. Последняя служит надежным признаком направленного течения расплава.

Очевидно, что при туфолаво-игнимбритовых извержениях образовывались раскаленные лавины с высокой, большей, чем при извержениях пелейского типа, температурой извергнутого материала. Характерная черта лавинного процесса состоит в совмещении явлений течения расплава и переноса его частиц над текущей массой в воздушной или газовой среде. В результате в области лавинообразования наряду с текстурами течения при осаждении частиц расплавленного материала могла возникать полосчатая текстура горячей седиментации (сваривания, спекания), принципиально отличающаяся от полосчатой текстуры течения. Главная особенность этой текстуры: округлая, изометричная в плане форма линзовидных, фьяммеобразных обособлений и отсутствие совмещения с линейной текстурой. Подчеркнем, что доминирующее значение при туфолаво-игнимбритовых извержениях имеет течение расплава, и текстуры течения пользуются поэтому наибольшим или исключительным распространением.

Часть материала, извергнутого вулканом, отрывается от потоков и лавин, выбрасывается в воздухе и переносится на значительное расстояние. Осаждение такого материала (тефры) в виде остывших твердых продуктов приводит к образованию покровов, характеризующихся маловыразительной, подчас почти совсем незаметной слоистостью. В дальнейшем происходит многократное переотложение "первичной", слабослоистой тефры с появлением хорошо выраженной слоистой текстуры осадочных отложений, свойственной туффитам и туфогенным песчаникам.

Таким образом, мы приходим к принципиальному выводу о существовании в вулканических областях взаимосвязанного ряда текстурных элементов разного генезиса - от первичных глубинных, возникающих в подводящих каналах, к первичным, развитым на поверхности в потоках, затем к текстурам переходным, совмещающим в себе признаки первичных магматических и седиментационных текстур, т.е. к текстурам горячей седиментации, и, наконец, к текстурам, свойственным осадочным отложениям.

Вулканический взрыв, определяемый снятием всестороннего давления, а также резким, на два-три порядка, увеличением при выходе на поверхность объемного отношения газа в расплаве, происходит в том случае, если внутреннее давление растворенных в расплаве газов превысит давление, идущее на расплав от рамы, заключающей вулканическую камеру и каналы.

Давление, характеризующее вулканический процесс, определяется гидростатическим (литостатическим) давлением, передающимся на расплав и флюиды. Это давление у подошвы земной коры равно 1000-1300 МПа, а на глубине 100 км - кровли астеносферы на континентах - около 3000 МПа. Следовательно, в "равновесной" вулканической системе величины давлений меняются от этих значений к меньшим, вплоть до атмосферного давления. Величина давления и

вызываемые им напряжения контролируются прочностью вмещающих пород - "условно мгновенной" прочностью материала тектоносферы. Но максимальные экстремальные давления, возникающие при вулканических взрывах, могут отличаться гораздо большими по сравнению с литостатическим значениями.

Таким образом, главные факторы, благоприятствующие вулканическим проявлениям, это высокий тепловой режим (тепловой поток) понижение или снятие всестороннего давления, обстановка растяжений в тектоносфере, повышающих проницаемость земной коры.

Из сказанного вытекает также, что подъем расплава и его взаимодействие с рамой в вулканическом процессе имеет сосредоточенный характер. Можно с известной долей условности говорить о линейной сосредоточенности (контроль линейными разломами), кольцевой сосредоточенности (контроль кольцевыми разломами) и точечной сосредоточенности. В последнем случае имеется в виду подъем флюидизированной массы или твердогазовой смеси ("газовой струи") - процесс, приводящий к образованию трубок взрыва.

Сумма сведений о геологии вулканических трубок приводит большинство исследователей к выводу о взрывном механизме их возникновения. Существуют и другие точки зрения. Однако общим является представление о ведущей роли прорыва на поверхность под большим давлением газов в виде газовой струи. Последовательные этапы образования вулканических трубок взрыва включают несколько разных геологических и физических явлений.

1. Разломы фундамента платформы, открывающие путь расплавам и газу.
2. Прорыв "газовой струи", вызываемый взрывом и сопровождающийся дроблением вмещающих пород, их изгибами вверх, дроблением остывающего расплава.
3. Подъем по каналу флюидизированной обломочной массы; изгибы слоев возможны и во время этого процесса.
4. Неоднократные внедрения расплавов, идущих по каналу и по контактовой зоне вдоль разломов, окаймляющих трубку.
5. Проседания материала, заполнившего трубку, с захватом обломков рамы. Такие проседания и обвалы глыб из стенок трубки достигали амплитуды в несколько сотен метров. Они возникали в результате выхода магмы и освобождения пространства на глубине или при резком падении давления, следующем сразу после взрыва.

Исходная магма характеризовалась, очевидно, большим (более 10%) содержанием летучих - воды, двуокиси углерода и др. Открытие системы происходит на глубинах до 40 км(?), отвечающих предполагаемому наибольшему проникновению "зияющих трещин", при давлении, превышающем 1000 МПа. Высокое давление воды определяет низкую температуру ликвидуса и быструю кристаллизацию входящего расплава. Подъем флюидизированной массы мог сопровождаться многократными, мигрирующими вверх по каналу, взрывами развивающимися вследствие дегазации системы.

К настоящему времени имеется большое число данных о температурах лав действующих вулканов. Температуры меняются в интервале от 690 до 1200°C с отклонениями до $1350\text{--}1400^{\circ}$. Наиболее обычны температуры лав порядка $1000\text{--}1150^{\circ}$. При подъеме с глубины 100 км, где температура равна $1300\text{--}1500^{\circ}$, расплав (базальтовая магма) теряет в среднем около $300\text{--}400^{\circ}$, но иногда он выливается на поверхность при незначительной потере температуры - порядка 100° .

Важные сведения о потерях вулканического тепла, происходящих при подъеме магмы, содержатся в работе Л.К.Грейтона (1949), интересной в методическом отношении и не потерявшей и сейчас своего значения. По его расчетам, температура материала (магмы, обогащенной летучими), поднимающегося с глубины 40 км (температура 1200°), падает медленно во всей нижней части канала на протяжении 39 км подъема, теряя $101,5^{\circ}$. На последнем километре подъема теряется $356,75^{\circ}$, т.е. происходит увеличение падения температуры более чем в 3 раза. Особенно мощный эффект охлаждения имеет место в верхних частях канала, в интервале последних 250 м. Таким образом, принципиальные изменения в вулканической системе, связанной с поверхностью, обусловленные падениями температуры, происходят на глубинах менее 1 км.

Выделение кристаллов из расплава осуществлялось в значительной степени, а по мнению ряда исследователей, - полностью или почти полностью при его выходе на поверхность. Так, А.П.Хренов (1982) полагает, что кристаллизация и рост вкрапленников происходят не на глубине, а на уровне отделения газовой фазы в результате декомпрессии и в период извержения. Кристаллизация микролитов основной массы осуществляется главным образом в эффузивную стадию. Преимущественно стекловатое состояние первых порций расплава, составляющих нижние горизонты потоков, свидетельствует, что магма в момент подготовки извержения почти не содержит кристаллической фазы. В то же время данные о присутствии пород вулканического облика с деформированными вкрапленниками в подводящих каналах древних вулканических сооружений указывают на их интрателлурическое происхождение. Сведения об интрателлурическом происхождении ранних вкрапленников плагиоклаза и пироксена в базальтовых породах девона восточного склона Урала приводят Т.И.Фролова и И.А.Бурикова (1977). По их же данным, кристаллизация вкрапленников в породах кислого состава силурской формации одного из районов Урала имела место в разных физико-химических условиях при давлениях порядка $100\text{--}300$ МПа.

ПЕРВИЧНОЕ СТРОЕНИЕ И ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАССИВОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД УЛЬТРАОСНОВНОГО И ОСНОВНОГО СОСТАВА

Массивы plutonic пород ультраосновного и основного состава развиты в пределах главных структурных элементов земной коры - на древних платформах, или кратонах, и в складчатых поясах, связываясь в историко-геологическом отношении с различными, как с ранними, так и с поздними, этапами и стадиями их развития.

III.1

Структурный комплекс массивов автономных анортозитов

В настоящем разделе описываются особенности первичного строения и формы залегания автономных анортозитов, к которым, согласно А.Баддингтону, А.П.Лебедеву, О.А.Богатинову, относятся крупные самостоятельные хорошо обособленные массивы этих пород, залегающие в толщах метаморфического докембрия древних платформ и имеющие архейский или протерозойский возраст*.

Анортозиты, а также габбро-анортозиты, нориты и габбро в массивах рассматриваемого типа составляют единую серию пород, связанных постепенными переходами, различаются лишь количественными соотношениями породообразующих минералов. Резко преобладают анортозиты: лабрадоровые и андезиновые, слагающие от 70-75 до 90% площади массивов, на долю габбро-анортозитов приходится до 20%, норитов и габбро - 5%, остальные в сумме не превышают 1%. Расположением всех этих пород определяется свойственная описываемым массивам грубая, отчетливая зональность. Их центральные части могут быть сложены почти исключительно анортозитами с низким содержанием цветных компонентов, краевые зоны обогащены мезо- и меланократовыми породами (габбро-анортозитами и габброидами). Рудосодержащие породы, входящие в ассоциацию: рудное габ-

* Анортозиты входят также в состав дифференцированных габброидных лополитов (см. III.3), обычно в виде отдельных пластов в ритмично построенных расслоенных сериях. Кроме того, в особую группу выделяются анортозиты еще одного, не рассматриваемого в настоящей книге структурного подразделения - "дискордантных" массивов протерозойской анортозит-рапакивигранитной ассоциации. Массивы этого типа (Коростенский, Выборгский и другие на Восточно-Европейской платформе) имеют секущие активные контакты с вмещающими докембрийскими образованиями, не несут признаков регионального метаморфизма и слабо деформированы.

бро, рудные перидотиты, пироксениты, ильменит-титаномagnetитовые породы, представляют собой обособленную группу. Взаимоотношения пород анортозитовой и рудосодержащей групп сложны и неоднозначны. Линзо- и дайкообразные тела габброидов, ультрабазитов и ильменит-титаномagnetитовых пород, рассекающие анортозиты, часто в свою очередь секутся жилами анортозитов. Контакты между породами этих групп могут быть либо четкими, либо расплывчатыми с наличием зоны переходных пород. Анортозиты сопровождаются, как правило, мангеритами, сиенитами, граносиенитами и гранитами.

Массивы автономных анортозитов имеют огромные размеры и группируются в зоны, протягивающиеся на сотни километров. Так, Джугджурский массив юго-восточной части Алданского щита при длине 450 км и видимой ширине до 30 км занимает площадь более 5000 км². Длина всего Восточно-Азиатского (или Джугджуро-Станового) анортозитового пояса, в который кроме Джугджурского входят Верхнеундытканский, Лавлинский, Сехтагский и другие массивы (рис. 35), превышает 1000 км.

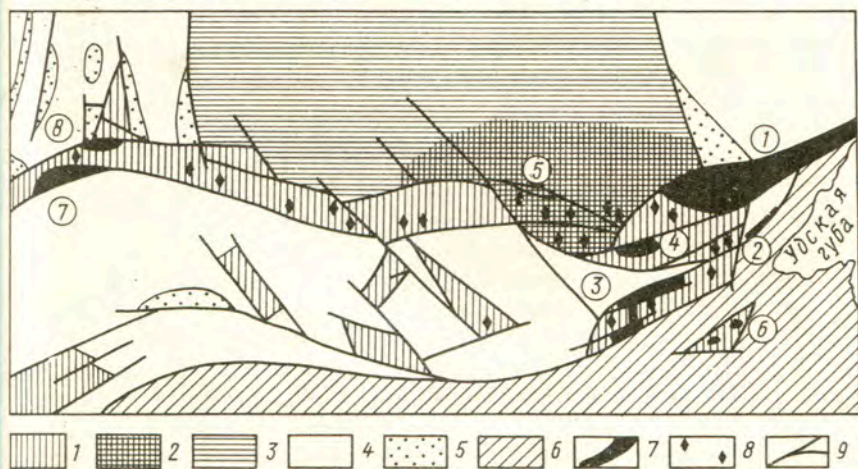


Рис. 35. Анортозиты Джугджуро-Станового пояса и метаморфические комплексы Алданского щита и его складчатого обрамления. По И.Н.Дагелайской и В.Н.Мошкину, с учетом данных В.М.Кастрыкиной, Л.П.Карсакова и др. (из книги А.М.Ленникова, 1979):

1-3 - нижний архей; комплексы: 1 - курультино-гонамский, 2 - тимптоно-желтулинский, 3 - алданский; 4 - верхний архей: становой комплекс и его аналоги; 5 - средний докембрий; 6 - Монголо-Охотская область; 7 - анортозитовые массивы (цифры в кружках: 1 - Джугджурский, 2 - Лавлинский, 3 - Сехтагский, 4 - Кун-Маньенский, 5 - Верхнеундытканский, 6 - Баладекского выступа, 7 - Имангакитский, 8 - Арбагасский); 8 - участки развития жильных анортозитов; 9 - разломы

Не менее грандиозен анортозитовый пояс провинции Гренвилл юго-восточной части Канадского щита. Пояс протягивается более чем на 1500 км вдоль края щита при северо-восточных простирациях, совпадающих с простирациями главных тектонических элементов, и состоит из 8 массивов общей площадью около 19 000 км². Наиболее из-

вестный из этих массивов - Адирондакский - занимает площадь 3000 км².

Джугджурский архейский или раннепротерозойский массив, принадлежащий к числу крупнейших в мире, обладает характерными для образований рассматриваемого типа чертами строения (Лебедев, Павлов, 1957; Ленников, 1968, 1979). Вмещающие толщи докембрия имеют субширотное простирание и северо-западные падения, довольно близкие, как указывает А.М.Ленников, к простираниям и падениям ориентированных текстур, развитых в анортозитах. Полосчатость, хорошо проявляющаяся в обеих частях массива (Геранской - западной и Лантарской - восточной), вытянута вдоль их внешних субширотных ограничений. Контакты массива тектонические. Внутреннее его строение, по А.П.Лебедеву и Н.В.Павлову (1957), определяется существованием трех зон, прослеживающихся по всему массиву: зоны лабрадоритов (северо-западной), зоны анортозитов (центральной) и зоны габбро-норитов и норитов (юго-восточной). В разных частях массива наблюдается несколько полос смятия шириной до 100-200 м, в которых залегают гнейсовидные катаклазированные породы. В одном районе были описаны породы мигматитового облика (анортозитовые мигматиты). Массив представляет собой, очевидно, пластообразное тело, падающее на северо-запад под углами порядка 35-70°, что подтверждается и гравиметрическими исследованиями.

Выходы автономных анортозитов тяготеют к мобильным, долгоживущим зонам и контролируются разломами глубокого заложения. Внутри таких зон анортозиты ассоциируют с наиболее древними образованиями, слагающими их цоколь и приподнятыми в виде выступов. Характерна их приуроченность к краевым частям щитов (Джугджурский массив), к шовным структурам, лежащим в участках сочленений мегаблоков кратонов (анортозиты Лапландско-Кандалакшской зоны Балтийского щита). Вмещающими породами для массивов анортозитов Сибирской и Восточно-Европейской платформ (как и для других древних платформ) служат кристаллические сланцы и гнейсы гранулитовой фации повышенных давлений и реже амфиболитовой фации.

Важная характерная черта строения анортозитовых массивов - развитие полосчатой и пятнисто-полосчатой текстуры, обусловленной полосами - слоями и шлирами анортозитов, габбро-анортозитов, габбро, норитов, рудных габброидов и ультраосновных пород. Протяженность шлировых обособлений измеряется иногда несколькими километрами при мощности слоев в сотни метров. Размерность и количество слоев и шлиров, как правило, увеличиваются к периферии массивов. Степень раскристаллизации также изменяется от центральных участков, где развиты крупно-, грубо- и даже гигантозернистые породы, к краевым мелкозернистым разностям. Зональность нередко подчеркивается линейностью (в центральных и краевых частях массивов) и полосчатостью (главным образом в краевых их частях). Линейность обусловлена субпараллельной ориентировкой кристаллов пла-

гиоклаза, размеры которых, по некоторым данным, могут достигать 1 м. Полосчатость помимо чередования лейко- и меланократовых разностей выражается также наличием закономерно ориентированных ксенолитов пласто- и линзообразной формы. Последние представляют собой скиалиты - реликты почти нацело превращенных в анортзиты ("анортитизированных") кристаллических сланцев. Полосчатость развита и в габброидных породах краевых частей массивов (рис. 36).

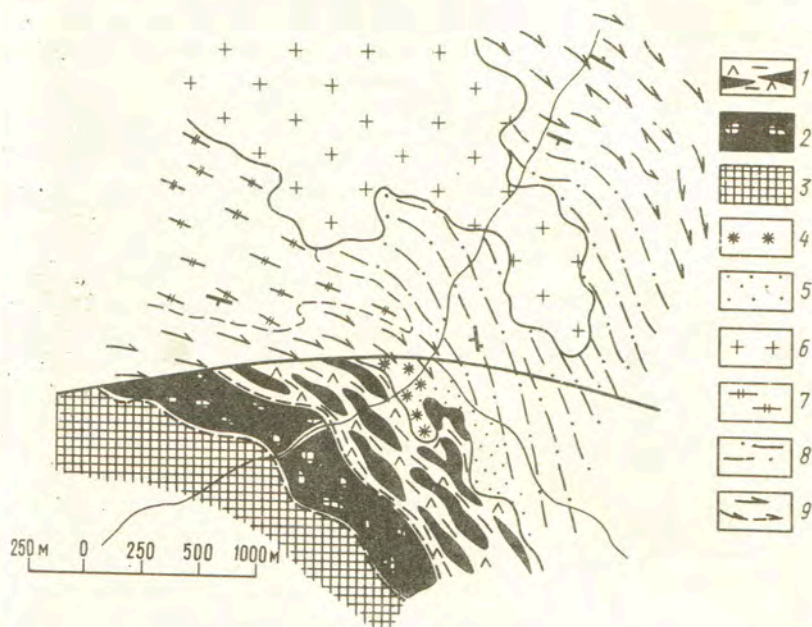


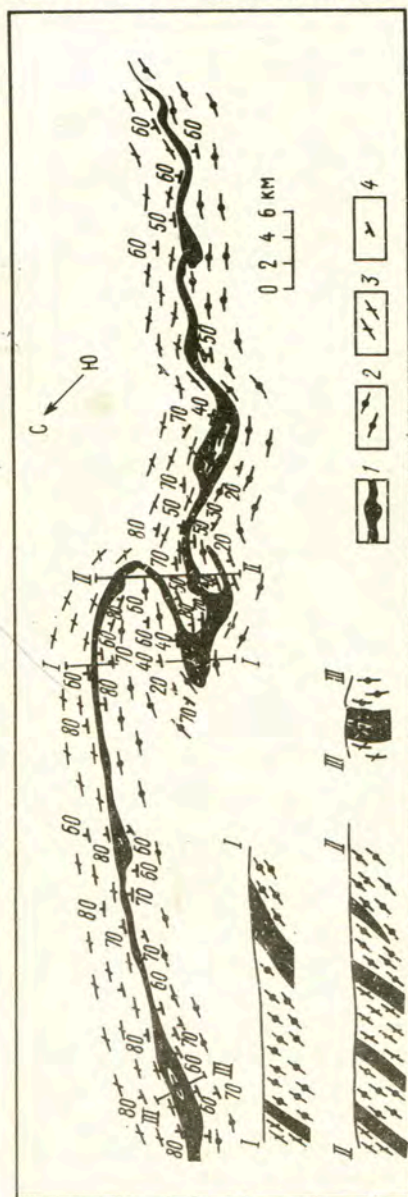
Рис. 36. Контактные взаимоотношения Каларского массива (7 и 8 на рис. 35) и архейских кристаллических сланцев в верховьях р.Имангракан. По В.Н.Быховеру, Н.Н.Лавровичу, 1980:

1 - полосчатые габбро; 2 - лабрадоризованные габбро; 3 - габбро-лабрадориты; 4 - пироксен-роговообманково-плагноклазовые породы; 5 - пироксен-кордиерит-гранатовые породы; 6 - аляскитовые граниты; 7 - чарнокиты; 8 - гранат-биотитовые сланцы; 9 - пироксеновые сланцы

В Адирондакском массиве линейность и полосчатость указывают на наличие куполообразных вздутий в его кровле. В некоторых массивах наблюдается ритмичная расслоенность. Так, в массиве комплекса Фискенассет, находящемся в Гренландии (длина массива до 500 км при максимальной мощности всего порядка 2 км), развита четкая ритмичная расслоенность с мощностью слоев от нескольких сантиметров до нескольких метров. Расслоенность параллельна контактам массива.

Контактное воздействие анортзитовых массивов выражается либо ороговикованием и скарнированием вмещающих пород (например,

обширные зоны скарнов на контакте Адирондакского массива с известняками серии Гренвилл), либо постепенными переходами к гнейсам через "зону анортитизации". Ф.Тернер и Дж.Ферхуген отмечают, что "...контактные явления на границах анортозитового тела чрезвычайно сильно напоминают явления, обычно развитые в краевых зонах гранитных батолитов" (1961, с. 284).



Формы залегания анортозитовых массивов - пологонаклонные ($20-30^\circ$) и крутозалегающие пласто- и линзообразные тела, протягивающиеся на десятки километров. Мощность их в большинстве случаев неизвестна, но, вероятно, как указывает Э.Раген (1972), может достигать 5 км. Хорошим примером подобных интрузивов является Ачинский массив на Кольском полуострове. Он представляет собой пластинообразное тело длиной около 100 км при ширине от первых километров до десятков метров. В плане массив имеет лентообразную неправильную форму (рис. 37).

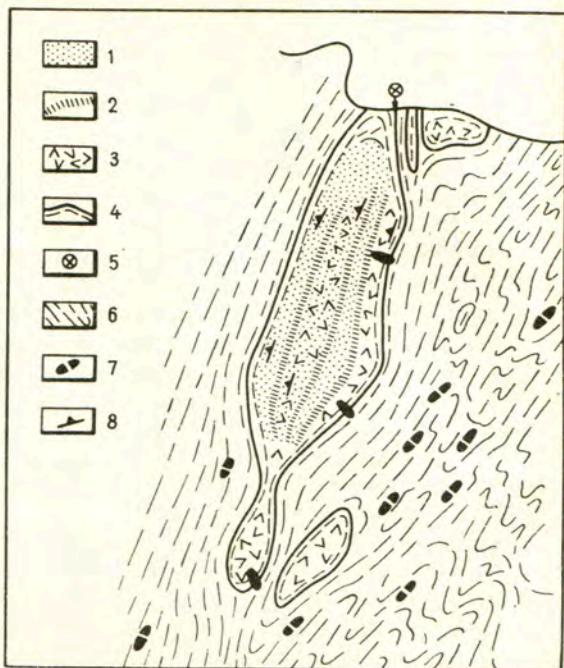
Линейность и полосчатость в массивах рассматриваемого типа обычно следуют вдоль их внешних ограничений и имеют преобладающее падение, совпадающее по ориентировке с падением внешних контактовых поверхностей. Общий план расположения полосчатости совпадает также с планом простираний вмещающих метаморфических толщ. Эта черта строения анортозитов проявляется как в крупных массивах, так и особенно наглядно - в небольших телах (их размеры от 6-2 до 0,8-0,1 км²) габбро-анортозитов дружитового комплекса Кольского полуострова (рис. 38).

Рис. 37. Схематическая геологическая карта и разрезы Ачинского массива. По Б.А.Юдину, с дополнениями Е.В.Шаркова (из кн. "Анортозиты Земли и Луны", 1984).

1 - метабазиты; 2 - гнейсы; 3 - олигоклазовые гранитогнейсы Мурманского блока; 4 - элементы залегания сланцеватости

Рис. 38. Схема геологического строения Пежостровского массива на Кольском полуострове. По В.Л. Дуку (из кн. "Анортозиты Земли и Луны", 1984):

1 - анортозиты; 2 - среднезернистые анортозиты; 3 - габбро-анортозиты; 4 - рассланцованные габбро-анортозиты и амфиболиты; 5 - эруптивная брекчия с обломками гиперстеновых порфиров; 6 - гнейсы и мигматиты; 7 - ортоамфиболиты; 8 - ориентировка трахитоидной текстуры



Таким образом, "анортозитовые тела обнаруживают полное согласие своей формы и внутренней структуры с формой и структурами вмещающих пород рамы" (Мошкин, Дагелайская, 1978, с.219).

Массивы автономных анортозитов представляют собой типичные доскладчатые и соскладчатые образования. После формирования они подверглись мощной вторичной переработке - метаморфизму и сложным деформациям, были рассланцованы и смяты в складки (как, например, Ачинский массив, массив Фискенассет) вместе с вмещающими породами. Поэтому часто первичные структурные и текстурные элементы имеют реликтовый характер. Широко распространены явления общей внутренней деформации, дробления, испытываемые породой на конечных этапах ее кристаллизации, - протоклаз. Также повсеместно отмечаются катаклаз и милонитизация (катакластические и милонитовые структуры). В то же время ориентировка вторичных текстур, как отмечают О.А.Богатиков, Е.В.Шарков и М.К.Суханов (1985), в целом параллельна первичным.

III.2

Структурный комплекс массивов альпинотипных ультраосновных и основных пород

Массивы ультраосновных и основных плутонических пород являются важным элементом строения складчатых областей, характеризующихся сложной альпинотипной тектоникой. Они группируются в протяженные габбро-гипербазитовые пояса, контролируемые разломами глубокого заложения, и входят в состав обширных офиолитовых покровов и глубинных офиолитовых швов.

При историко-геологическом анализе среди рассматриваемых геосинклинальных образований обычно различают две магматические формации (ассоциации пород, связанные парагенетическими отношениями): гипербазитовую (другие ее названия: дунит-перидотитовая, дунит-гарцбургитовая, габбро-перидотитовая), пользующуюся повсеместным распространением, и габбро-пироксенит-дунитовую (дунит-клинопироксенит-габбровую), полно выраженную, по-видимому, только в Платиноносном поясе Урала.

Породы этих формаций (породы габбро-гипербазитового комплекса) принадлежат более крупному сообществу - офиолитовой ассоциации, выделенной Г.Штейнманном в 1905 г. ("Триада Штейнманна" - ультраосновные породы, превращенные в серпентиниты, габброиды, основные вулканы) и в современном широком толковании включающей: 1) комплекс ультраосновных измененных "тектонизированных" пород, или, по Р.Колману (1979), комплекс метаморфических перидотитов, располагающийся в основании разреза; 2) комплекс ультраосновных (дуниты, верлиты, клинопироксениты) полосчатых пород, постепенно переходящих вверх по разрезу в 3) габброидный полосчатый комплекс; 4) комплекс (свиту) параллельных даек основного состава; 5) вулканический комплекс основного состава (подушечные лавы). Нужно добавить, что офиолиты залегают среди кремнистых, яшмоидных, песчано-глинистых и иногда карбонатных отложений. В офиолитовом разрезе часто присутствует также габбро-амфиболитовый комплекс, включающий в разной степени метаморфизованные породы.

В Средиземноморском альпийском поясе - одной из провинций распространения альпинотипных гипербазитов офиолитовой ассоциации - эти породы развиты в ряде примечательных, хорошо изученных к настоящему времени районов. Среди них могут быть названы: Лигурийская складчатая область (область Лигурийских тектонических покровов) Северных Апеннин, где Г.Штейнманном был описан ис-

* Термин "офиолит" введен в 1813 г. А.Броньяром, назвавшим так породу, состоящую преимущественно из серпентина с добавлением других минералов, таких, как диаллаг, гранат и др. С.И.Томкеев. Петрологический словарь. Т.2. М., 1986.

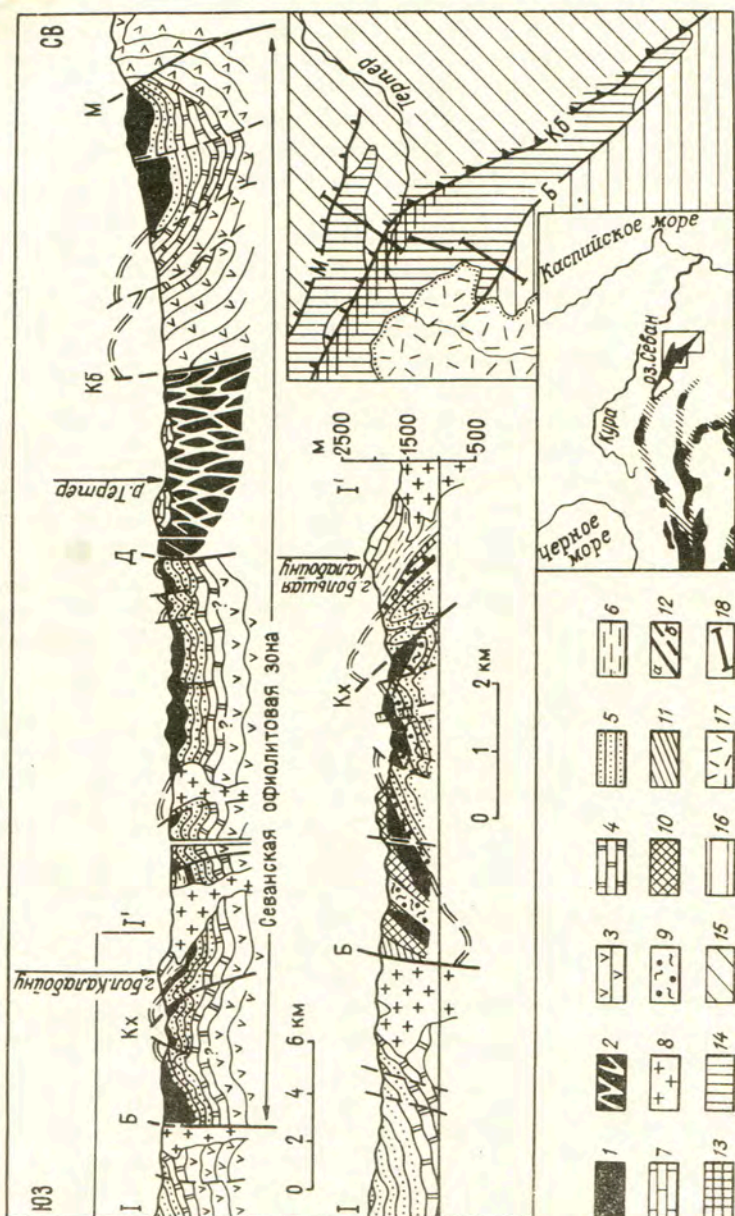
ходный тип офиолитовой триады; Динариды и Эллиниды Карпато-Балкано-Динарской области; складчатая область Омана на Аравийском полуострове в южной периферийной части альпийского пояса; Малокавказская складчатая область, офиолиты которой описывались С.Б.Абовяном (1979), Г.Аб.Гасановым (Офиолиты Малого Кавказа, 1985), А.Л.Книппером (1975), М.Г.Ломизе (1983), В.Е.Хаиным (1984) и др.

На Малом Кавказе, согласно описаниям М.Г.Ломизе (1983), серпентинизированные гипербазиты и габброиды обнажены в Севанской и Вединской зонах в виде полос распространения офиолитовых аллохтонов, тяготеющих к глубинным офиолитовым швам (рис. 39).

Севанская офиолитовая зона шириной на одном из сечений до 35 км делится на осевую полосу, южное и северное крыло. На обоих крыльях офиолиты аллохтонны и надвинуты на севере на край Закавказской плиты, на юге - на край Кафанского блока. Осевая полоса маркирует глубинный шов, оставшийся на месте офиолитового прогиба. На северном крыле офиолиты слагают три аллохтонных пластины, ограниченные тектоническими контактами. Нижняя и верхняя сложены габброидами и серпентинизированными гипербазитами, средняя - цветным меланжем. Видимая мощность аллохтона порядка 500 м. В осевой полосе развит тектонический меланж. Предполагается, что эта структура продолжается на глубину нарушениями, рассекающими континентальную литосферу.

Очень эффектно образования офиолитовой ассоциации представлены в Оманских горах (Книппер, 1975; Савельева, 1987; Хаин, 1984; Nicolas et al., 1988). Гипербазиты и базиты входят здесь в состав сеноман-туронского офиолитового покрова (покрова Самайль), вскрывающегося, как указывает В.Е.Хаин (1984) со ссылкой на Р.Колмана, в полосе длиной около 450 км, шириной до 100 км и мощностью 15-17 км. Строение разреза покрова (в последовательности от его основания): тектонизированные перидотиты (гарцбургит, дунит) мощностью 9-12 км; кумулятное (полосчатое) габбро, сверху сменяющееся менее мощным некумулятным габбро - около 5 км; пластинчатые (параллельные) дайки - 1,5 км; пиллоу-лавы толеитовых базальтов с прослоями кремней - 0,5 км.

Другой крупнейший комплекс гипербазитов, входящий, подобно гипербазитам альпийского пояса, в сложную мезозойско-кайнозойскую складчато-покровную структуру, находится в Новой Каледонии. Самый большой массив перидотитов слагает всю юго-восточную часть острова и занимает площадь более 4000 км², общая площадь выходов перидотитов (всего 12 массивов) порядка 6000 км². Массив характеризуется аллохтонным залеганием и надвинут по относительно ровной недеформированной поверхности на меловые или (и) эоценовые толеитовые подушечные базальты и осадочные отложения (рис. 40).



По данным Ж.Гийона и других исследователей, тектоническая структура юго-западного побережья Новой Каледонии, где обнажены автохтонные по отношению к перидотитам породы, также представляет, по-видимому, зону надвиговых пластин.

Рис. 39. Профиль Севанской офиолитовой зоны в Тутхунско-Майданчайском пересечении. По М.Г.Ломизе (северное крыло - по Д.И.Панову), 1983:

1 - тутхунский и майданчайский аллохтонные офиолитовые комплексы (на профиле), ультрабазиты (на фрагменте профиля); 2 - тектонический меланж; 3-5 - породы аутохтона: средняя юра (3), верхняя юра (4) и альб-сеноман (5); 6-7 - чехол отложений нижнего сенона (6) и верхнего сенона (7); 8 - гранитоиды палеогена; 9-11 - элементы тутхунского офиолитового комплекса на фрагменте профиля: олистостромы (9), габброиды (10), базальты и радиолариты (11); 12 - главные (а) и второстепенные (б) разрывные нарушения (Б - Башлыбельский разлом, Кх - Караханджалинский надвиг, Д - Джомартский разлом, Кб - Карабахский и М - Мровдагский взбросо-надвиги); 13-18 - на тектонической схеме: 13 - осевая полоса Севанской офиолитовой зоны; 14 - ее южное и северное крылья; 15 - Сомхето-Карабахская зона; 16 - Акеринская зона; 17 - Кельбаджарская наложенная мульда; 18 - линия профиля

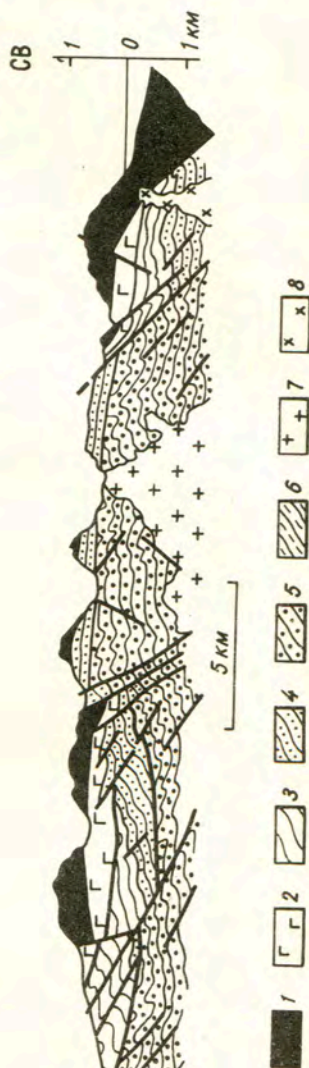


Рис. 40. Схематический геологический разрез через Новую Каледонию. По Ж.Гийону:

1 - ультраосновные породы; 2 - базальты; 3 - эоцен: осадочные породы; 4 - верхний мел: известняки, аргиллиты, песчаники, конгломераты; 5 - триас-юра: граувакки, сланцы; 6 - пермь: туфы кислого состава; 7 - диориты; 8 - граниты, кварцевые диориты

В пределах нашей страны разновозрастные офиолиты широко развиты в складчатых сооружениях Урало-Монгольского и Тихоокеанского поясов. Так, в Уральской герцинской области, данные о которой взяты за основу для дальнейшего описания, на всем ее протяжении обнажаются хорошо изученные и известные по многим публикациям (Денисова, 1990; Ефимов, 1984; Кашинцев и др., 1976; Кузнецов, 1964; Малахов, 1979; Морковкина, 1967; Москалева, 1974; Москалева, Богидасева, Колбанцев, 1979; Пейве и др., 1971; Перфильев, 1979; Савельева, 1987; Щербаков, 1989; и др.) массивы ультраосновных и основных пород офиолитовой ассоциации, обычно объединяемые в ряд габбро-гипербазитовых поясов с различными названиями. Среди них могут быть выделены крупные массивы площадью до нескольких сотен и даже тысяч квадратных километров (так, Войкаро-Сыньинский массив Полярного Урала имеет длину более 150 км при ширине до 15 км и более и занимает площадь около 2000 км²) и массивы небольших размеров площадью в десятки (до сотни) квадратных километров.

В строении массивов гипербазитовой формации участвуют дуниты, гарцбургиты и лерцолиты, как правило, интенсивно или даже полностью серпентинизированные; в некоторых массивах присутствуют верлиты и пироксениты. Обычно преобладают гарцбургиты с подчиненным количеством дунитов, лерцолиты встречаются в незначительных объемах. С гипербазитами ассоциируют габбро и габбро-диабазы и иногда натровые гранитоиды (плагιοграниты), представленные мелкими телами неправильной формы и дайками. Габброиды имеют резко подчиненное распространение (1:10, 1:20 по отношению к ультраосновным породам) и характеризуются интрузивными контактами, представляя собой по отношению к гипербазитам или более молодые, или более древние образования. Вопрос об их генетической связи окончательно не решен, но пространственная сопряженность и повторяемость в разновозрастных комплексах служит основанием для представлений о парагенетических соотношениях.

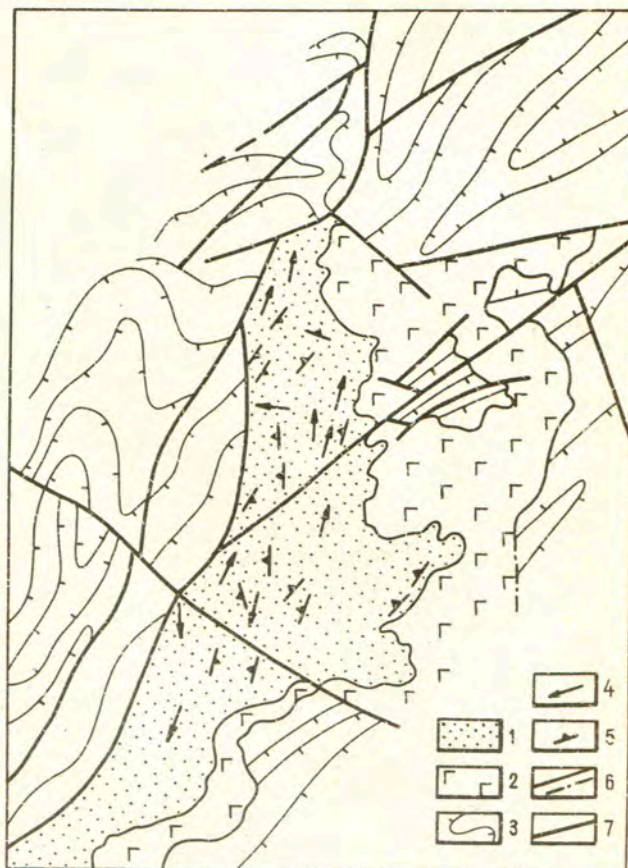
С гипербазитами и габбро связаны два типа даек основных пород. Одни дайки сравнительно малой протяженности выполняют трещины, возникшие при остывании массивов, и не выходят за их пределы. Другие представляют собой упоминавшуюся выше серию параллельных даек офиолитовой ассоциации. Они прорывают породы этой ассоциации и имеют с ними различные, иногда весьма сложные, соотношения. Характерный элемент альпинотипных гипербазитовых массивов - хромитовые руды, приуроченные к телам дунитов или к дунитовым обособлениям среди гарцбургитов. Отмечается также постоянное присутствие платиноидов в дунитах, обогащенных хромшпинелидами.

Альпинотипные гипербазиты претерпели многоэтапные метаморфические и гидротермально-метасоматические преобразования, среди которых доминирует серпентинизация. Практически все массивы сложены в разной степени серпентинизированными породами. Широ-

ко развиты также тальк-серпентинитовые, тальк-карбонатные, кварц-карбонатные (листвениты) породы, родиниты, вторичные пироксениты и амфиболиты, глаукофановые сланцы. "Связь гипербазитов и метаморфизма, по-видимому, структурная: гипербазитовый магматизм и восходящие потоки натриевых метаморфизирующих растворов связаны с единой зоной разломов глубинного заложения" (Петрография, ч.2, 1981, с.44).

Рис. 41. Структурная схема северной части Иджимского массива. Западный Саян. По Р.В.Колбанцеву (из кн. "Магматические формации СССР", т.1, 1979), с упрощениями:

1 - ультраосновные породы; 2- габбро; 3 - вмещающая толща; первичные тектурные элементы: 4 - линейные, 5 - плоскостные; 6 - геологические границы; 7 - разрывные нарушения



Ориентированные тектурные элементы в рассматриваемых магматических массивах характеризуются большим разнообразием и сложным, часто не вполне ясным генезисом. Линейная текстура обычно выражена параллельно вытянутыми веретенообразными обособлениями зерен пироксенов, плагиоклазов, хромшпинелидов и нередко хромитовых руд. Полосчатая текстура почти во всех случаях представлена чередованием полос (слоев) дунита и гарцбургита при разных количественных соотношениях оливина и ортопироксена или (в гарцбургитах) переменным (от 10 до 40%) содержанием ортопи-

роксена в прослоях. Мощность слоев и прослоев - от нескольких сантиметров и дециметров до первых метров. Полосчатость - ритмичная с переходом по вертикали от дунитов к перидотитам и далее к пироксенитам и габброидам. Некоторые хромитовые тела, хорошо обособленные от окружающих пород, образуют пластиноподобные и линейно вытянутые шпильки протяженностью до нескольких сотен метров, округлые овоиды и слои, параллельные другим полосчатым элементам.

Остановимся на более подробной характеристике ориентированных текстур и их рисунков, развитых в массивах офиолитовой ассоциации.

Существуют по крайней мере три вида ориентировки линейной текстуры. В первую очередь должна быть названа линейность, характеризующаяся пологим или слабонаклонным положением и протягивающаяся вдоль гипербазитового массива в соответствии с генеральным простиранием структур вмещающей рамы (рис. 41, 42). Этот вид

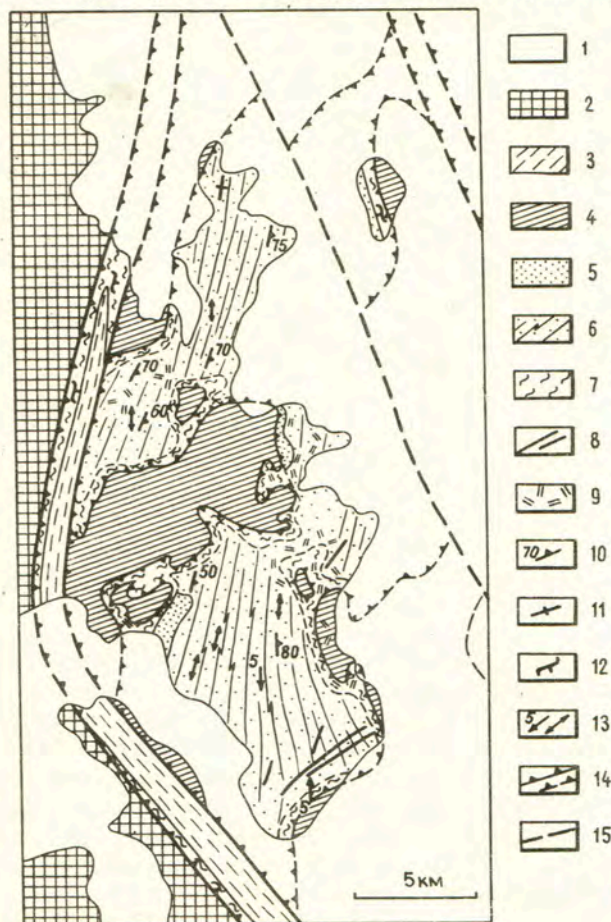


Рис. 42. Структурно-геологическая карта Халиловского массива Южного Урала. По С.А.Шербакову (с упрощениями), 1988:

- 1 - мезозойско-кайнозойские отложения; 2 - доордовикские образования; 3 - раннепалеозойские осадочные породы; 4 - среднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы; 5 - амфиболиты; 6 - полосчатые гарцбургиты; 7 - серпентинитовый меланж; 8 - дайки габбро-диабазов; 9 - жилы габбро; 10 - полосчатость гарцбургитов; 11 - сланцеватость в гарцбургитах; 12 - сланцеватость серпентинитов; 13 - линейность; 14 - надвиги; 15 - прочие разрывы

линейности можно, очевидно, сравнивать с линейностью типа штрекунга, свойственной гранитоидам (см. I.1) и связанной по условиям формирования с тектоникой рамы. Второй, также примечательный, вид рисунка линейности, сочетающийся с полосчатой текстурой, описан А.Николасом и др. (Nicolas et al., 1988) в гипербазитах Омана. Линейность и полосчатость этих пород, имеющие горизонтальные или пологие и вертикальные ориентировки, определяют здесь структуру в виде ряда диапиров диаметром порядка 10-15 км, расположенных через 50 км друг от друга вдоль всей 450-500-километровой полосы выходов гипербазитов и фиксирующих, как полагают авторы описания, область океанического спрединга. Третий вид рисунка линейности, отличающий ее произвольным положением по отношению к смежным структурным элементам, менее определен и в большинстве случаев связывается с перемещением консолидированных массивов или их отдельных частей (блоков), т.е. имеет вторичное происхождение.

Полосчатая текстура гипербазитовых пород, как и линейная, отличается многообразием и интенсивностью проявления (см. рис. 41, 42, 43, 44). Один из распространенных рисунков полосчатости характеризуется его общим подобием контурам массива и совпадением преобладающих простираций полосчатых элементов с простираанием протяженных внешних интрузивных контактов и с простираанием вмещающих структурных форм. В то же время во многих частях массивов могут развиваться сложные изгибы полосчатости, группировки энергичных складок (изоклинальных, острых готических, расплющенных и сжатых), значительно усложняющие их внутреннее строение. Таким образом, в этом виде рисунка ориентированной текстуры (с частыми сочетаниями линейности и полосчатости) выражены как элементы конформности внутренней и внешней структуры, а иногда и структуры рамы, так и элементы их дисконформности. При другом соотношении, например в массиве Южный Крака (см. далее), рисунок полосчатости несогласен не только по отношению к внешнему контакту, но и к внутренним фациальным границам. Существуют также соотношения, описанные в некоторых массивах альпийского пояса (например, в массиве Вуринос в Греции), когда сохраняется несогласие к внешнему контакту, но в отличие от предыдущего примера, полосчатость в перидотитах расположена в общем параллельно простираанию границ между телами разного состава.

Важно отметить, что выражение ориентированных текстур в перидотитах и габбро существенно различно. В первых из них, и особенно в тектонизированных перидотитах, развиты, как уже говорилось, энергичные изоклинальные складки, разрывы, пережимы и выклинивания слоев, будиажные структуры, пересечения слоев. Породы часто гнейсированы, в них наблюдается тектонитовая микроструктура (деформационная полосчатость в зернах оливина и др.). Во-вторых - признаки деформации присутствуют, но менее представительны. Полосчатая текстура габбро (ее описание дано в разделе III.3), обычно

называемого кумулятивным, едина по своей природе, лишена элементов дисгармоничного строения и обладает ясными признаками первичной текстуры, возникшей при дифференциации расплавов. К настоящему времени мы располагаем данными о существовании таких соотношений между этими членами офиолитовой ассоциации: 1) согласных соотношений рисунков полосчатости, наблюдаемых в массивах тектонизированных перидотитов и в массивах кумулятивных габброидов, т.е. общей гармоничности их внутреннего строения (см. рис. 43); 2) резких несогласий между рассматриваемыми образованиями (дискордантность сопряженных рисунков полосчатости), могущих возникнуть в результате: а) интрузий разнородных расплавов; б) тектонических разрывов и срывов расслоенного материала с его последующим движением по границам (или вдоль периферии) ранее сформированных перидотитовых (гарцбургитовых) тел (см. рис. 44).

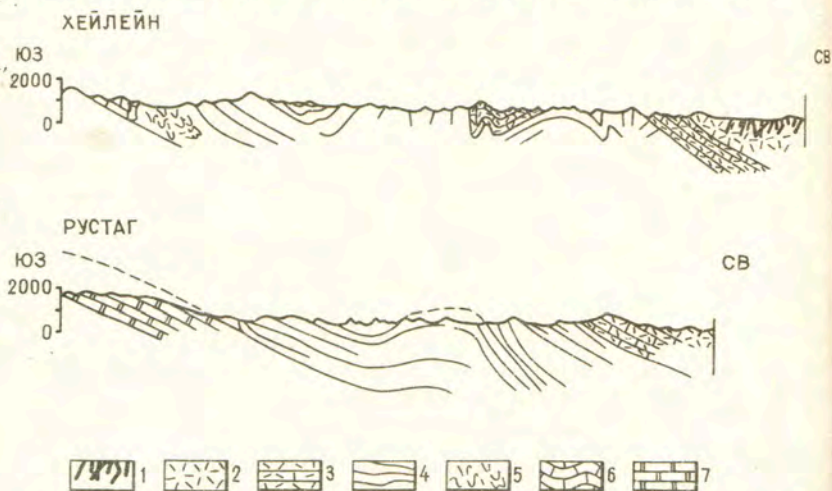


Рис. 43. Разрезы через южную часть массива Хейлейн и через массив Рустаг Оман. По А.Николасу и др. (Nicolas et al., 1988):

1 - комплекс-пластинчатых (параллельных) даек; 2 - изотропное массивное габбро; 3 - слоистое (полосчатое) габбро; 4 - расслоенные гарцбургиты ("складчатый рисунок определяется высокотемпературной полосчатой текстурой и линейностью); 5 - меланж; 6 - формация Хавазина; 7 - автохтон

Во многих крупных массивах сравнительно слабо серпентинизированных пород можно видеть вертикальную зональность. Она обусловлена тем, что в нижней части преобладают дуниты и гарцбургиты, которые вверх по разрезу сменяются лерцолитами, верлитами, троктолитами и оливиновыми габбро. В некоторых случаях отмечается также скрытая вертикальная зональность, выраженная изменениями состава оливинов, пироксенов, хромшпинелидов.

Хорошим примером вертикальной зональности может служить уральский массив Южный Крак, описанный Г.Л.Кашинцевым и др. (1976). В строении массива участвуют дуниты, гарцбургиты, лерцо-

литы и плагиоклазовые лерцолиты, связанные постепенными переходами по вертикали. В наиболее эродированных частях массива вскрывается дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс, представленный субпараллельными полосами - слоями дунитов и гарцбургитов. Мощность таких слоев колеблется от нескольких сантиметров до первых метров. Местами отмечается плоскостная ориентировка ортопироксенов. Полосчатость под углами $30-40^\circ$ погружается на восток, северо-восток. Вертикальная видимая мощность полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса оценивается в 120-150 м. Вверх по разрезу дунит-гарцбургитовый комплекс постепенно переходит в равномернозернистые гарцбургиты, образующие горизонт мощностью 50-70 м. Ориентировка полосчатости не совпадает ни с контактами массива, ни с границами горизонтов ультраосновных пород, имеющими пологое залегание.

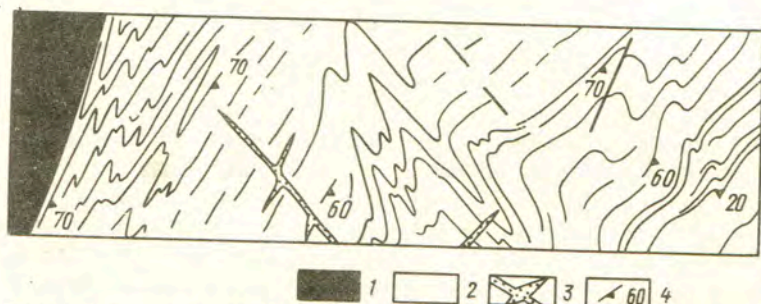


Рис. 44. Деформации габбро на контакте с дунитами в Воикаро-Сыныинском массиве. Полярный Урал. По Г.Н.Савельевой, 1987:

1 - дуниты; 2 - габбро; 3 - жилы троктолитов, синхронные с деформациями; 4 - залегание полосчатости габбро

Выше по разрезу ввиду появления клинопироксенов гарцбургиты переходят в лерцолиты, образующие горизонт мощностью 100-120 м. Полосчатость в этой зоне (по орто- и клинопироксенам) и ориентировка цепочек хромшпинелидов остаются такими же, как и в гарцбургитовой зоне. Выше в наиболее высоких гипсометрических пунктах массива в виде изолированных останцов залегают плагиоклазовые лерцолиты, видимая вертикальная мощность которых не превышает 25-30 м. Полосчатость обусловлена распределением и ориентировкой орто- и клинопироксенов, линейность - цепочками плагиоклазов. Границы зон в целом имеют залегание, близкое к горизонтальному, с небольшим погружением к северо-востоку. Полосчатость дунит-гарцбургитового комплекса и ориентировка орто- и клинопироксенов не совпадают с залеганием самих горизонтов - зон. В заключение указывается, что первично-магматическая природа Кракинского массива определяется по следующим признакам: 1) существованию вертикальной зональности, 2) реликтам активных контактов, 3) связью состава минералов с положением в том или ином горизонте, 4) петроструктурной ориентировкой оливина, совпадающей с субгоризонтальным положением зон вертикальной зональности.

Активные контакты и первичные интрузивные формы залегания альпинотипных гипербазитов описывались в разные годы рядом исследователей. Согласно этим описаниям, экзоконтактовые высокотемпературные зоны представлены пироксен-плагноклазовыми рогами, средне- и низкотемпературные - родингитами. Широко проявляются процессы эпидотизации, цоизитизации, биметасоматоза на контактах с кислыми породами: образование флогопитовой оторочки, сменяемой зоной актинолита в самих гипербазитах, а во вмещающих

зон десиликации, сложенных корундовыми плагноклазитами и шпинелевыми породами. Войкаро-Сынынский и Хадатинский массивы Полярного Урала, по мнению Н.П.Хераскова, представляют собой гигантские воронко- или лакколитообразные тела с узкими подводящими каналами, расположенными в зоне глубинного разлома. Под массивами Крака и Кемпирсайским на Южном Урале (рис. 45), по мнению некоторых ученых (Москалева, Богидаева, Колбанцев, 1979; Павлов, Кравченко, Чупрынина, 1968; Петрография, 1981), основанном на анализе геофизических материалов, расположены крутонаклонные подводящие каналы. Сходные данные приводятся в отношении альпинотипных гипербазитов Алтае-Саянской области (Москалева, Богидаева, Колбанцев, 1979).

Интересный и важный пример, касающийся совершенно другой геологической провинции, имеется у Ф.Тернера и Дж.Ферхугена (1961). Они указывают, что в Береговых хребтах Калифорнии Н.Таллаферро, Х.Хессом и другими были описаны крупные, мощные, до сотен метров, и тонкие ветвящиеся силлы перидотитов, имеющие интрузивные контакты с вулканогенно-осадочной юрско-меловой францисканской серией. Характерно полное соответствие между удлиением плоских и линзовидных интрузий и простиранием слоистости или сланцеватости вмещающих пород.

Безусловно, однако, что преобладающим распространением в структурном комплексе альпинотипных ультраосновных и основных пород пользуются тектонически контролируемые линзовидные, клиновидные и пластинообразные залежи, ориентированные, как правило, в соответствии с общим простиранием структур в районе и ограниченные разрывными нарушениями. Более того, многими исследователями (Морковкина, 1967; Москалева, 1974; Савельева, 1987; и др.) ставится под сомнение или даже совсем отрицается сама возможность существования интрузивных контактов (особенно высокотемпературных обширных ореолов) гипербазитов с вмещающими породами.

Общепринятыми в настоящее время являются представления преимущественно механическом внедрении гипербазитов в виде протрузий (термин "протрузия" предложен Ч.Лайелем в 1857 г.). Факты подтверждающие протрузивное внедрение в твердом состоянии, в В.Ф.Морковкиной (1967), состоят в следующем: 1) обычное отсут-

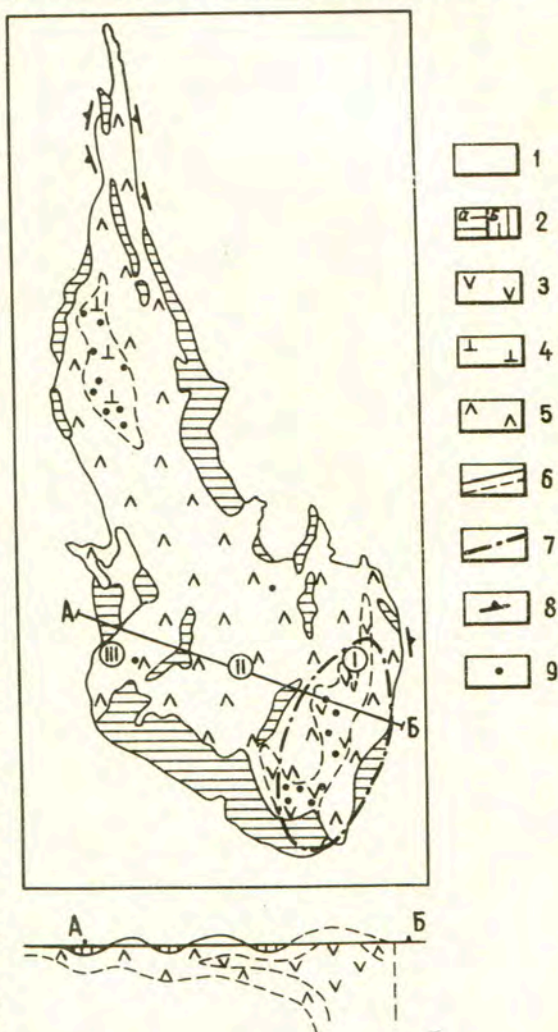
* По другим представлениям, рассматриваемым далее, практически все гипербазиты Урала находятся в аллохтонном тектоническом залегании.

вие или лишь слабые следы контактового метаморфизма; 2) наличие мощных зон рассланцевания, дробления и милонитизации, приуроченных к краевым частям гипербазитовых массивов; 3) явления будинажа, проявляющиеся в полосчатых разностях пород; 4) расчленение массивов с отделением крупных блоков; 5) ломаный и ступенчатый характер краевых пограничных поверхностей массивов, подчиненных простиранию тектонических зон; 6) развитие амфиболитизации и серпентинизации преимущественно по периферии гипербазитовых поясов; 7) соприкосновение гипербазитов с различными по возрасту, степени и характеру метаморфизма вмещающими породами.

Офиолитовые ассоциации Урала, как и офиолиты складчатых областей альпийского пояса и других подвижных поясов, образуют огромные офиолитовые тектонические покровы, надвинутые ("обдурченные") из эвгеосинклинальных зон в сторону смежных миогеосинклинальных зон и жестких платформенных глыб (в Уральской

Рис. 45. Структурно-петрографическая схема Кемпирсайского ультраосновного массива. Южный Урал. По Н.В.Павлову и др., 1968 (с упрощениями):

1 - вмещающие допалеозойские и палеозойские отложения; 2 - габбро-амфиболиты (а - на карте, б - на разрезе); интрузивные породы: 3 - серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, 4 - серпентинизированный дунит-гарцбургитовый шлирово-полосчатый комплекс, 5 - серпентинизированные перидотиты (гарцбургиты и др.); 6 - геологические границы и структурные линии (на разрезе); 7 - контур проекции подводящего канала; 8 - направление падения контактов интрузива; 9 - месторождения хромитовых руд; сводовые поднятия в массиве: I - Юго-Восточное, II - Тагашсайское, III - Юго-Западное



системе с востока на запад), т.е. характеризуются аллохтонными, параавтохтонными и редко автохтонными залеганиями (Камалетдинов, Казанцева, 1983; Пейве и др., 1971б; Перфильев, 1979; Руженцев, 1976; Савельева, 1987; и др.).

По мнению Г.Н.Савельевой (1987), в современной структуре Урала среди магматических форм, принадлежащих офиолитовой ассоциации, могут быть выделены две особенно представительные группы:

- 1) крупнейшие массивы ультраосновных пород (Кракинские, Хабарнинский, Кемпирсайский, Рай-Из, Войкаро-Сыньинский и др.) с полными слабонарушенными разрезами, наращиваемыми верлитами, пироксенитами, габброидами; эти массивы входят в состав краевых аллохтонов, шарьированных из эвгеосинклинальной зоны Восточного склона;
- 2) массивы ультраосновных пород (Учалинский, Халиловский, Нуралинский и др.), имеющие вид крутозалегающих маломощных линз, тектонических клиньев или пластин, сопровождаемых серпентинитовым меланжем; массивы этого типа представляют собой реликты корневых зон, расположенных на сочленении Уралтауского и Башкирского мегаантиклинорий с западным крылом Магнитогорского мегасинклинория.

Структура многих ультраосновных массивов отличается, таким образом, большой сложностью. Так, "...структуру Хабарнинского массива можно представить себе в виде лежащей складки, в ядре которой находятся гипербазиты, а амфиболиты и габбро-амфиболиты слагают их оболочку" (рис. 46; Пейве и др., 1971б, с.22). Эта складка в свою очередь рассматривается как ядро более крупной лежащей складки, сложенной тектоническими пластинами ордовикских, силурийских и девонских пород обширного Сакмарского тектонического покрова.



Рис. 46. Схематизированный разрез через южную половину Хабарнинского массива. Южный Урал. По А.В.Пейве и др., 1971б:

1 - гипербазиты; 2 - амфиболиты; 3 - серпентинитовый меланж; 4 - нижний-средний ордовик; 5 - кембрийские (?) отложения; 6 - среднепалеозойские отложения сакмарских покровов; 7 - тектонические контакты; 8 - предполагаемые продолжения границ

Преимущественно перемещенные гипербазит-габбро-амфиболитовые комплексы офиолитовой ассоциации первоначально представляли собой меланократовый фундамент эвгеосинклиналей (эвгеосинклинальных серий) и отвечают по составу и порядку сочетаний разре-

зам океанической коры или даже материалу верхней мантии (Москалева, 1974; Пейве и др., 1971а, 1977; Раген, 1972; Хаин, Михайлов, 1985).

Возвращаясь к альтернативной постановке вопроса о возможной первичной магматической природе структурных форм альпинотипных гипербазитов и существовании глубинных корней интрузивов или, напротив, их протрузивном, аллохтонном и тектоническом залегании, отметим, что многое в этой проблеме представляется не до конца решенным, спорным и требующим дальнейших исследований. Так, особенности внутренней структуры Иджимского и Халиловского массивов (см. рис. 41, 42) - присутствие линейности, простирающей которой совпадает с простираемостью вмещающих форм (результат давления со стороны рамы во время консолидации массивов), как и элементы согласия структуры Иджимского массива и вмещающих складчатых форм, - служат доказательством становления на месте своего залегания. Можно также сказать, что в нашем распоряжении нет надежных данных, позволяющих категорически отрицать существование глубинных масс ультраосновных пород под Кракинскими массивами (по М.А.Камалетдинову, Т.Т.Казанцевой, 1983, Кракинским аллохтоном, состоящим из трех перекрывающих друг друга пологих тектонических пластин суммарной мощностью до 6-7 км) и тем более под Кемпирсайским массивом, глубинная крутопадающая структура которого в его юго-восточной части представляется весьма вероятной. Кемпирсайский массив, как указывает В.Г.Кориневский (1979), прорывается серией позднесилурийских даек габбро-диабазов, образующих пояс широтного простираения, уходящий за пределы массива в западном направлении на расстояние до 4 км. Существование таких соотношений, подчеркивающих стабильность массива и рамы, ставит, конечно, под сомнение аллохтонность всей структуры (перемещение в позднем палеозое!), включающейся другими исследователями, как и Хабаровский массив, в состав Сакмарского покрова. Еще одним доказательством автохтонности гипербазитов западного склона Южного Урала служит, по мнению В.Г.Кориневского, присутствие продуктов размыва этих пород в "автохтонной" фаменско-гурнейской зилаирской серии.

В строении массивов габбро-пироксенит-дунитовой формации, выделенной впервые на Урале Ф.Ю.Левинсон-Лессингом и подробно охарактеризованной в работах О.А.Воробьевой и др. (1962), А.А.Ефимова, Л.П.Ефимовой (1967), А.А.Ефимова (1984), Ю.А.Кузнецова (1964), И.А.Малахова (1979), принимают участие дуниты, верлиты, клинопироксениты, горнblendиты, габбро (роговообманковые и оливиновые), габбро-нориты. Количественные соотношения пород в конкретных массивах меняются широко, однако основные породы (габброиды) постоянно преобладают над ультраосновными. Наряду с ними обычно встречаются и породы среднего (габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты) и кислого (плагиограниты) состава. Согласно подсчетам С.Ф.Соболева, общая площадь, занятая массивами габбро-

пироксенит-дунитовой формации, составляет более 12 000 км², на основные породы приходится около 70% площади, на ультраосновные - 6, средние - 9, кислые - 13%. Взаимоотношения пород определяются в одних, по-видимому, чаще встречающихся, случаях, последовательными интрузиями расплавов, в других - процессами их дифференциации. Наиболее ранними интрузивами являются ультрабазиты (в частности, дуниты), габбро и габбро-нориты прорывают эти породы и содержат их ксенолиты. Дуниты большей частью залегают в габбро и окаймлены полосой клинопироксенитов, но иногда образуют самостоятельные тела среди пород рамы. Плагииграниты и сиениты также являются самостоятельными интрузивами, прорывающими габброиды, а их апофизы распространены и во вмещающие породы. Часто кислые породы образуют внешние зоны крупных сложно построенных массивов. В дифференцированных массивах прослеживается резкая смена пород: дуниты → оливиниты → оливиновые клинопироксениты и верлиты → магнетитовые клинопироксениты → горнблендиты → амфиболовые габбро.

Массивы габбро-пироксенит-дунитовой формации Платиноносного пояса Среднего Урала приурочены к зоне Главного Уральского разлома и образуют цепь выходов на протяжении более 700 км. Принято различать дунит-клинопироксенитовую более раннюю и габбровую позднюю ассоциации. В составе первой из них отсутствуют гарцбургиты, но все исследователи указывают на черты сходства с гипербазитовой формацией, выраженные общностью вещественных характеристик дунитов.

По размерам и форме выходов различают три группы массивов: крупные резко удлиненные массивы, вытянутые согласно общеплатинской субмеридиональной структуре (Чистопский ≈ 120×12 км; Ивдельский ≈ 70×10; Тагильский ≈ 120×22; Ревдинский ≈ 100×12 км и др.); менее крупные массивы изометричных и неправильных очертаний (Денежкин Камень; Кумбинский; Кытлымский, Качканарский; их средние размеры от 20-25 до 5-10 км по длинной стороне); массивы небольших размеров разной (в плане) формы.

Практически все массивы в той или иной мере обладают чертами зонального строения. Зональность определяется наличием в их центральных частях дунитов, которые к периферии преобразовываются в оливиниты и далее сменяются оливиновыми клинопироксенитами. Последние не только окаймляют дуниты, но и нередко секут их, образуя жилы. Контакты клинопироксенитов с дунитами резкие. На контактах иногда встречаются зоны верлитов небольшой мощности. Периферическая часть массивов обычно сложена магнетитовыми клинопироксенитами. В других случаях клинопироксениты сменяются либо горнблендитами, сначала бесполовошпатowymi, а затем плагноклазовыми и, наконец, амфиболовыми габброидами либо плагноклазовыми клинопироксенитами и затем мелано- и мезократовыми габбро. Породы наружных зон обычно формируются позднее внутренних. В некоторых случаях во внешних зонах появляются сиениты и гранодиориты.

ты. Последнее относится главным образом к массивам с широким участием габброидов. Примером тел, в которых зональность выражена не столь отчетливо, но в то же время присутствуют все главные разновидности пород, является Качканарский массив (рис. 47). Здесь в двух разобренных выходах видно строение центрального дунит-пироксенитового ядра и периферических частей от оливиновых пироксенитов до габбро.

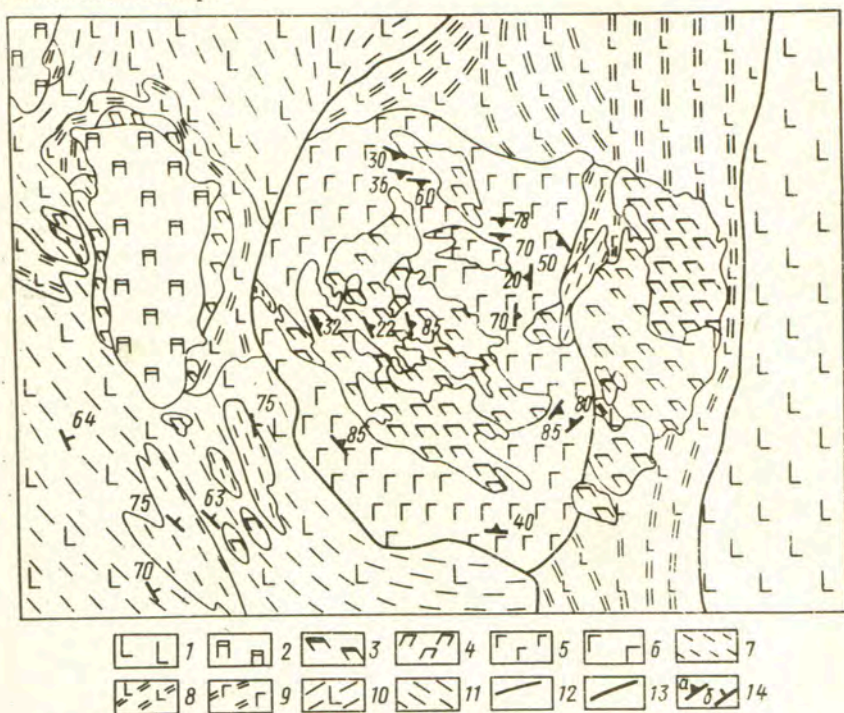


Рис. 47. Схема геологического строения Качканарского массива. По В.А.Решитко:

1 - основные эффузивы; 2 - дуниты и перидотиты; 3 - оливиновые пироксениты; 4 - пироксениты; 5 - оливиновые габбро и троктолиты; 6 - габбро; 7 - роговообманковые породы; 8 - амфиболиты по эффузивам; 9 - амфиболиты по габбро; 10 - метаморфические сланцы по основным эффузивам; 11 - слюдяные и слюдисто-кварцитовые сланцы; 12 - геологические границы; 13 - тектонические контакты; 14 - элементы залегания (α - полосчатость, β - сланцеватость)

Как в ультраосновных, так и особенно в основных породах широко развиты первично ориентированные текстуры и прежде всего полосчатость, выражающаяся чередованием мелано- и лейкократовых разностей. В удлиненных массивах больших размеров описана полосчатость, параллельная контактам и характеризующаяся, таким образом, преобладающими субдолготными общеуральскими простирациями. В массивах с изометричными очертаниями, как, например, в Кумбинском (рис. 48), наблюдается воронкообразный (или конформальный) узор полосчатости. Это овальное, вытянутое с юго-запада

на северо-восток тело, сложенное в основной своей массе габброидами и обладающее отчетливым зональным строением. Массив конформен вмещающей его пологой брахисинклинали, сложенной базальтами и туфами силурийского возраста. В его юго-западной части обособляется небольшое тело дунитов, относимых к первой фазе, восточнее располагаются габброиды главной фазы, обнаруживающие отчетливую расслоенность. Внутренняя часть массива сложена оливковыми габбро, в низах которых обособляется горизонт пироксенитов и меланократовых габбро, а внутри - линзы лейкократовых габбро и плагиоклазитов. В краевой северо-восточной части массива выделяется зона габбро, габбро-диоритов и диоритов. Местами сохранилась прикровельная часть массива, сложенная мелкозернистыми габбро с ксенолитами пироксен-плагиоклазовых роговиков. В заключительную фазу сформировались штокообразные тела сиенито-диоритов и гранодиоритов. Простирание полосчатости, имеющей наклон к центру массива, следует вдоль его внешнего контакта. Следует отметить, что в этом массиве (в отличие от массива Южный Крак) ориентировка полосчатости совпадает с ориентировкой фациальных границ, разделяющих габброидные разновидности.

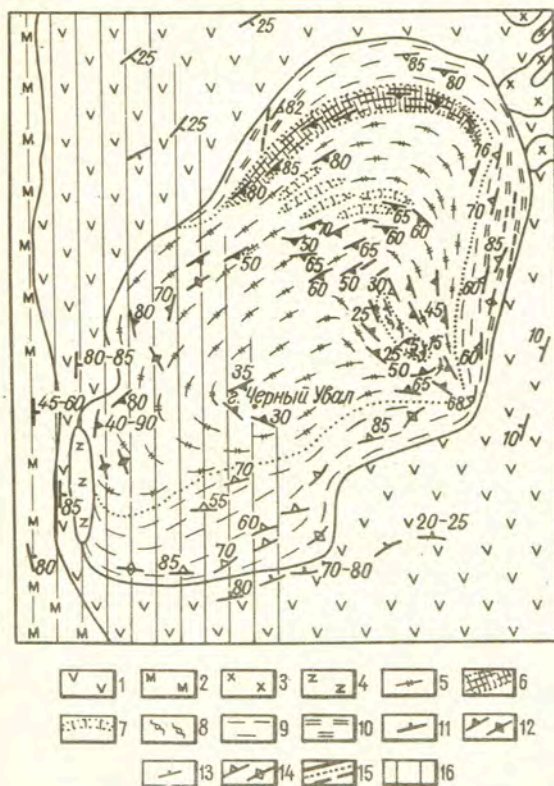


Рис. 48. Схема строения Кумбинского габброидного массива. По Е.В.Свешниковой:

1 - порфириды и туфы зеленокаменной толщи (верхний силур); 2 - метаморфические породы свиты М; 3 - сиенито-диориты и гранодиориты; 4 - дуниты; 5 - мезократовые габбро внутренней зоны; 6 - пироксениты и меланократовое габбро внутренней зоны; 7 - лейкократовое габбро и плагиоклазиты внутренней зоны; 8 - габбро прикровельной зоны; 9 - габбро краевой зоны; 10 - габбро-диориты и диориты краевой зоны; 11 - элементы залегания зеленокаменных и метаморфических пород; 12 - элементы плоскостной текстуры пород прикровельной зоны; 13 - элементы плоскостной текстуры пород внутренней зоны; 14 - элементы плоскостной текстуры пород краевой зоны; 15 - геологические границы, разломы и зоны дробления; 16 - полоса амфиболитизированных пород

Еще более сложным строением отличается Кытлымский массив (Воробьева, Самойлов, Свешникова, 1962; Ефимов, 1977; Ефимов, Ефимова, 1967; Перфильев, 1979). В его пределах выделяется несколько пологих брахиструктур, определяемых по полосчатости в габбро и вписывающихся в первом приближении в общую структуру массива. В то же время в полосчатой текстуре представлены и более сложные образования: мелкие складки со сближенными крыльями, нарушения сплошности слоев и их выклинивания, будинажные структуры, свидетельствующие о деформации в пластичном состоянии.

Активные контакты массивов габбро-пироксенит-дунитовой формации описаны разными исследователями. По О.А.Воробьевой, Н.В.Самойловой, Е.В.Свешниковой (1962), интрузивные соотношения массивов Платиноносного пояса с вмещающими породами доказываются: 1) присутствием в контактовых зонах пироксен-плагиоклазовых роговиков, 2) образованием кытлымитов - своеобразных инъекционных мигматитов основного состава (о мигматитах см. IV.1); 3) амфиболизацией эффузивных пород кровли. Добавим, что, очевидно, с интрузиями габброидов связаны вторичная оливинизация, пироксенизация и фельдшпатизация пород.

Крупные удлиненные массивы обнаруживают в вертикальных сечениях пластовую, пластинообразную форму и погружаются в восточном направлении при преобладающих, как считалось до недавнего времени, крутых падениях. Новые комплексные геофизические исследования (сейсморазведка МОВ, гравиразведка, магниторазведка), по данным В.Б.Соколова (1989), показали, что такие массивы (Ревдинский, Тагильский) являются бескорневыми телами, приуроченными к падающей на восток под углами $20-30^{\circ}$ зоне интенсивно расланцованных пород, которыми выражен здесь надвиг Главного Уральского разлома. На сейсморазрезах вырисовывается нижняя часть (подошва) массивов, залегающая на глубине 12-16 км. Таким образом, массивы габбро Платиноносного пояса представляют собой, как полагает В.Б.Соколов, либо тектонические отторженцы от глубинной массы, либо сформировались за счет энергии, выделившейся в зоне разлома при шарьировании в западном направлении (динамотермальные образования в последнем случае?).

Сложение крупных плутонов, в строении которых наряду с преобладающими габброидами участвуют гипербазиты и более кислые породы диорит-гранитового и сиенитового рядов, характеризуется некоторыми общими особенностями. Так, ультраосновные породы тяготеют к западным частям массивов, располагаясь нередко в непосредственном контакте с вмещающими породами лежащего бока интрузивов, причем дуниты обычно окаймляются полосой пироксенитов. Напротив, диориты, гранодиориты, плагиограниты, сиениты располагаются вдоль восточного контакта массивов, иногда образуя и самостоятельные тела, залегающие среди вмещающих эффузивов рамы.

Изометричные (в плане) массивы, как, например, Кумбинский, обладают, очевидно, воронкообразной, иногда (Кытлымский массив) очень усложненной формой. Нижние части (подводящие каналы) таких структурных форм могут быть срезаны пологими разрывами. Так, по А.С.Перфильеву (1979), кытлымиты представляют собой высокотемпературный тектонит, формировавшийся в подошве гипербазит-габбрового аллохтона.

В отношении историко-геологического положения массивов габбро-пироксенит-дунитовой формации Платиноносного пояса существуют разные точки зрения.

1. Массивы габбро-пироксенит-дунитовой формации по особенностям внутреннего строения, формам и условиям залегания, а также по породным сочетаниям близки к массивам гипербазитовой формации, образуют вместе с этой формацией генетически единое сообщество габбро-гипербазитовых комплексов Урала, и поэтому при широком рассмотрении эти магматические образования должны включаться в офиолитовую ассоциацию и относиться, как это сделано в настоящей работе, к одному крупному структурному подразделению альпинотипных ультраосновных и основных пород.

2. Массивы формации характеризуются по сравнению с альпинотипными гипербазитами не только различиями в составе, но и меньшей степенью деформации и других вторичных изменений, являющиеся более поздними образованиями и представляют собой переходную ступень к комплексу стратиформных платформенных массивов ультраосновного - основного состава - дифференцированным габброидным лополитам и этмолитам, рассматриваемым в следующем разделе.

III.3

Структурный комплекс дифференцированных габброидных лополитов и этмолитов

Массивы дифференцированных существенно габброидных лополитов и этмолитов и массивы близкой к ним формы развиты в пределах жестких стабилизированных элементов земной коры. Ю.А.Кузнецовым (1964) сходная по составу и структурным характеристикам ассоциация пород выделяется как формация дифференцированных габбровых и норитовых интрузий древних платформ, а Д.М.Орловым (1979), при более широком толковании состава и объема всего подразделения, как перидотит-пироксенит-норитовая формация. Описываемые магматические образования часто называют также стратиформными или расслоенными основными интрузивами.

По историко-геологическому признаку в рассматриваемом структурном комплексе могут различаться такие группы массивов:

- 1) массивы архейского и протерозойского возраста, возникшие в раннюю стадию становления консолидированной структуры древних платформ (Бушвелдский на Африканском кратоне, мас-

сивы Дулут, Садбери и Маскокс на Канадском щите, Мончегорский, Мончегундровский массивы Балтийского щита);

2) массивы палеозойского возраста, связанные с тектономагматической активизацией срединных массивов и ядер консолидации подвижных поясов (Златогорский и другие массивы Кокчетавской глыбы в Северном Казахстане, массивы Алтае-Саянской области);

3) массивы кайнозойского возраста Атлантической провинции, возникшие в связи с базальтовым вулканизмом океанических окраин (Скергаард в Восточной Гренландии, Карлингфорд на Британских островах).

Отличительная особенность структуры рассматриваемых массивов - хорошая или сравнительно хорошая сохранность первичных форм залегания, что объясняется значительным отрывом во времени их становления от складчатости и метаморфизма вмещающей рамы.

Главная роль в строении габброидных массивов обычно принадлежит габбро-норитам (до 70% объема тел), далее следуют оливиновые габбро, габбро, троктолиты и анортозиты. Ультраосновные дифференциаты представлены дунитами, гарцбургитами, бронзититами, кислые - диоритами, кварцевыми диоритами, вплоть до гранитов. В разрезах дифференцированных серий ультраосновные породы, тяготеющие к их нижним горизонтам, вверх закономерно сменяются породами с меньшей основностью. Чаще всего присутствуют породы всех групп: ультраосновной, основной, средней и кислой, однако полнота представительства различна, так как определяется глубиной денудационного среза - нижние горизонты вскрыты далеко не полностью (или не вскрыты), верхние - в значительной мере могут быть уничтожены.

Одна из наиболее примечательных черт строения описываемых плутонов состоит в присутствии хорошо выраженной полосчатой текстуры или расслоенности, эффектно проявляющейся в вертикальных сечениях расслоенных серий. Расслоенность в наибольшей степени свойственна габброидным породам, для которых она настолько типична, что, по мнению Л.Уэйджера и Г.Брауна, "... при обнаружении действительно нерасслоенного крупного габброидного интрузива мы столкнемся с совершенно новой самостоятельной проблемой" (Уэджер, Браун, 1970, с.519).

Разрезы расслоенных серий состоят, как указывает Е.В.Шарков (1980), из двух частей: 1) мощных слоев однородных пород и 2) пачек сравнительно тонкого ритмичного переслаивания, располагающихся между этими слоями. Такие пачки занимают 15-30% мощности всего разреза. Ритмическая полосчатость определяется закономерно повторяющимся чередованием слоев, в каждом из которых присутствуют в разных соотношениях породообразующие минералы, в габброидах - это оливин, пироксен, плагиоклазы. Ритмы имеют двух-, трех- и даже четырехкомпонентное строение. При переходе от одного элемента ритма к другому, равно как и снизу вверх по разрезу, меняются соот-

ношения названных минералов, их химический состав, а соответственно и состав образуемых ими слоев. В том же направлении, от слоя к слою, наблюдается смена высокотемпературных минеральных ассоциаций более низкотемпературными. Границы между ритмами, как правило, резкие, смена по составу внутри ритмов также резкая или постепенная и менее четкая.

Принято выделять мегаритмы мощностью в сотни метров, макро-ритмы - в десятки метров и тонкую полосчатость с мощностями отдельных слоев до нескольких миллиметров. Для макро- и мегаритмов характерно преобладание меланократовых и ультраосновных дифференциатов в нижних частях разреза серии и лейкократовых и относительно более кислых габброидов - в верхних. В нижних горизонтах расслоенных серий преобладают оливиниты, дуниты, перидотиты (они слагают нижние части ритмов), выше во все большем количестве появляются слои пироксенитов, троктолитов, габбро-норитов и габбро. Нужно заметить, что слои расслоенных серий нередко выдерживаются на очень значительном расстоянии. Так, в Бушвелдском массиве отдельные слои прослежены на многие десятки километров.

В расслоенных массивах проявляется также скрытая расслоенность, которая выражается изменением химизма породообразующих минералов в разных частях разреза расслоенной серии. Обычно снизу вверх по разрезу возрастает железистость оливина и пироксена и уменьшается основность плагиоклаза.

В большинстве хорошо изученных массивов выделяются две главные группы пород: краевая и центральная, собственно расслоенная. Краевая группа представляет собой как бы оболочку массива. В ней выделяются, кроме того, боковая, верхняя, а иногда и нижняя группы. Мощность боковой краевой группы составляет десятки или первые сотни метров. Для ее узкой (несколько метров) внешней эндо-контактной зоны характерно тонкозернистое габбро. К этой зоне примыкают полосчатые породы, падающие под углами 60-70° внутрь массива. В верхней краевой группе, мощность которой может достигать 1000 м, также проявляются элементы расслоенного строения.

Центральная группа обладает автономной структурой, независимой от внешних ограничений массива, и характеризуется пологим залеганием магматических слоев с падениями к его центру. Таким образом, рисунок расслоенности имеет часто чашеобразный облик ("конфокальное строение"), и вся структура напоминает стопку поставленных друг на друга "блюдец" меняющегося диаметра. Магматические слои залегают согласно и в совокупности представляют собой непрерывную серию дифференциатов, которая в очень редких случаях нарушается подачей новой порции расплава (новой фазой), при остывании которого может образоваться еще одна расслоенная серия. Наблюдаемая мощность расслоенной серии в центральной группе достигает 8-10 км, а глубина залегания нижней кромки некоторых массивов по геофизическим данным составляет 10-15 км.

Скергаардский габброидный расслоенный массив (рис. 49), детальное описание которого, имеющее опорное эталонное значение, было выполнено Л.Уэйджером и Г.Брауном (1970), в плане имеет овальные очертания (10,5х7,5 км), а по форме представляет собой перевернутый конус, ось которого наклонена в южном направлении.

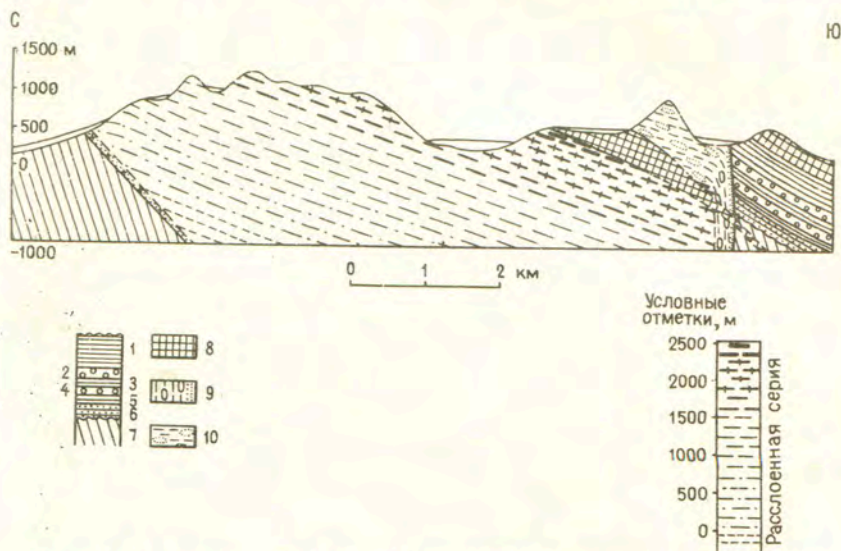


Рис. 49. Меридиональный разрез Скергаардского интрузива. По Л.Уэйджеру, Г.Брауну, 1970.

Вмещающие породы:

1 - базальты, 2 - грубозернистые туфы, 3 - базальты, 4 - туфы, 5 - базальты, 6 - осадочная серия Кангердлугтссуак, 7 - метаморфический комплекс; 8 - силл Базистоппен и силлы во вмещающих базальтах. Скергаардский интрузив: 9 - породы боковой краевой группы, 10 - породы верхней краевой группы. Центральная группа - расслоенная серия - показана на колонке в правой части рисунка

Расслоенная серия массива, вскрытая мощность которой равна 2500 м, первично залегала почти горизонтально, и лишь в зоне примыкания к боковой группе наклон составлял 20-30°. Расслоенная серия делится на 3 зоны: нижнюю (800 м) оливиновую - оливиновое габбро и родственные породы, среднюю (800 м) безоливиновую - безоливиновое габбро и верхнюю (900 м) с железистым оливином - ферродiorиты (феррогаббро, троктолит). В верхней части расслоенной серии (верхняя зона) развиты корытообразные структуры (вогнутые участки полосчатости шириной 10-40 м), располагающиеся радиально по отношению к контурам массива. Предполагается, что они фиксируют положение наиболее интенсивных потоков расплава у дна камеры, направленных от стенок к центру. О существовании магматических потоков свидетельствуют также зоны косой слоистости, расположенные на расстоянии около 100 м от контакта с боковой группой, т.е. в зоне, где субгоризонтальная слоистость центральной части сменяется более крутонаклонной при примыкании к породам боковой

группы. Их образование трактуется как результат осаждения кристаллов из потоков, двигавшихся с большой скоростью и направленных сверху вниз.

Скергаардский массив непосредственно контактирует и по условиям образования тесно связан с одновозрастными базальтами. Проявления третичного вулканизма, как указывает Э. Раген (1972), прослеживаются вдоль Гренландского побережья в пределах полосы протяженностью около 1000 км.

Глубинная структура лополитов и этмолитов под центральной расслоенной серией изучена недостаточно хорошо. В этом отношении большой интерес представляют данные о строении массива Маскоккс (Канада), приводимые Т. Ирвином, К. Смитом и др. Массив имеет в плане вид узкого тела длиной около 65 км при максимальной ширине 11 км. В поперечном сечении вскрывается воронко- или синклиналеобразная форма, причем противоположные (западный и восточный) контакты падают под углами от 5 до 20° (рис. 50).

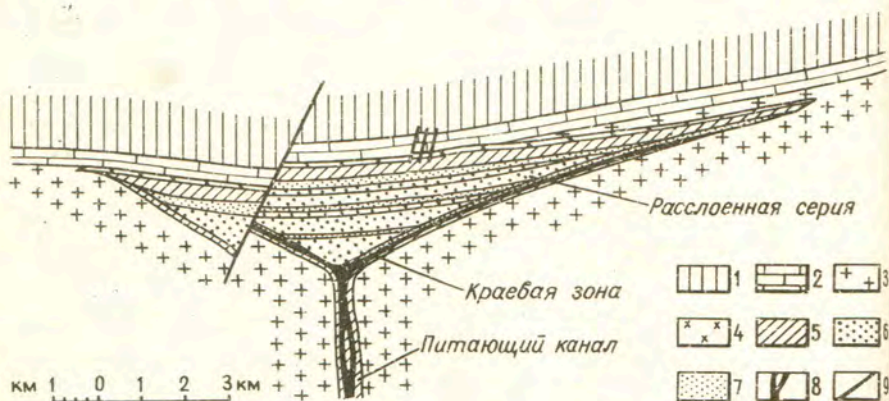


Рис. 50. Реконструированный поперечный разрез обнаженной части расслоенной ультраосновной интрузии Маскоккс. Северо-Западные территории. Канада. По Т. Ирвину, К. Смигу:

1 - базальты; 2 - доломиты и кварциты; 3 - граниты и метаморфические породы; 4 - гранофиры; 5 - габбро; 6 - дуниты; 7 - перидотиты; 8 - пикриты; 9 - разрывные нарушения

К. Смит выделяет в массиве четыре составные структурные части: 1) почти вертикальная подводящая дайка мощностью 150-600 м, состоящая из полос (слоев) бронзового габбро и пикрита, ориентированных параллельно стенкам тела; 2) краевая зона мощностью 60-350 м, сложенная габбро, перидотитами и дунитами, располагающаяся параллельно контактам интрузива, падающим внутрь под углом 23-57°; 3) центральная расслоенная серия мощностью 2000 м, состоящая примерно из 35 слоев (их мощности от 3 до 330 м) дунитов, перидотитов, габбро и других пород; 4) верхняя краевая зона мощностью до 60 м, сложенная габбро, переходящим вверх в гранофиры.

Данные о соотношении первичной внутренней и внешней структуры габброидных массивов, т.е. рисунка ориентированных текстурных элементов - полосчатости или расслоенности и формы залегания, сводятся к следующему.

1. Во многих массивах (по мнению ряда исследователей, практически во всех) внутренняя структура в части, доступной наблюдению, имеет автономный характер: пологозалегающий полосчатый комплекс (центральная расслоенная серия) упирается в крутые внешние контакты.

2. В Мончегорском (рис. 51), Бушвелдском (рис. 52) и некоторых других массивах в определенных вертикальных сечениях наблюдается совпадение общей ориентировки преимущественно пологозалегающей расслоенной серии с ориентировкой также пологого внешнего контакта.

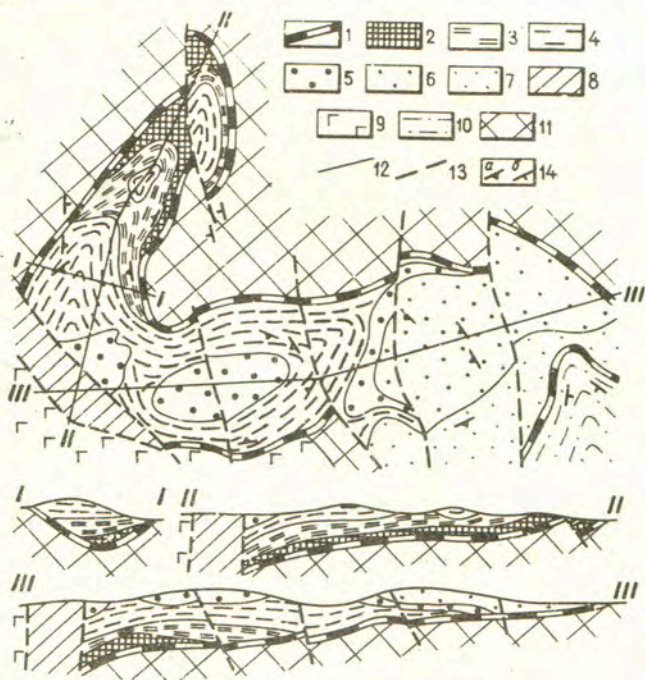


Рис. 51. Схема геологического строения Мончегорского массива, по В.С.Ланеву, Е.К.Козлову, Д.М.Орлову (из кн. "Магматические формации СССР", т.1, 1979), с упрощениями:

1-7 - Мончегорский массив: 1 - габброиды нижней краевой группы; 2-4 - нижний мегаритм расслоенной серии: 2 - нижняя часть мегаритма: оливиниты и перидотиты, 3 - средняя часть мегаритма: полосчатый комплекс (перидотиты, пироксениты), 4 - верхняя часть мегаритма: бронзититы и меланократовые нориты; 5-7 - верхний мегаритм расслоенной серии: 5 - нижняя часть мегаритма: полосчатый комплекс (оливиниты, перидотиты, пироксениты, нориты), 6 - средняя часть мегаритма: нориты и габбро-нориты, 7 - верхняя часть мегаритма: габбро-нориты; 8 - зона перемежаемости ультрамафитов, габброидов и гнейсов; 9 - метагаббро и метагаббро-нориты; 10 - протерозой, имандра-варзугская серия: диабазы, туфы, сланцы; 11 - архей, кольская серия: гнейсы; 12 - границы; 13 - разрывы; 14 - элементы залегания: а - в массиве, б - во вмещающих породах

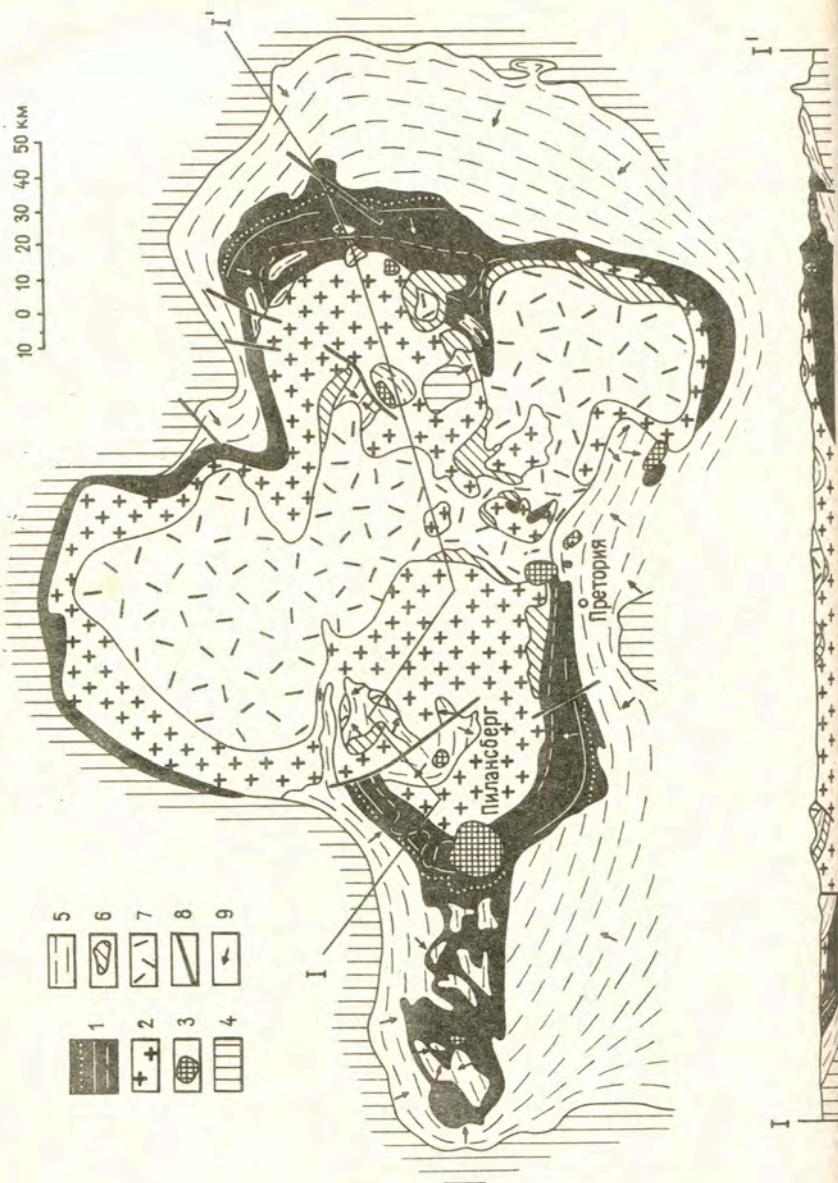


Рис. 52. Геологическая карта Бушвелдского массива. По Дж. Уиллемсу (из книги Л. Уэйджера, Г. Брауна, 1970):

1 - основные породы, точки - главный хромитовый слой, сплошная линия - рудный слой Меренского (нориты с платиноносными сульфидами), пунктир - главный магнетитовый слой; 2 - бушвелдские красные граниты; 3 - постватербергские щелочные породы; 4 - древний дотрансваальский фундамент; 5 - трансваальская система; 6 - лептиты; 7 - фельзиты Ройберг; 8 - разломы; 9 - падение

3. Особого внимания заслуживает пример массива Маскоккс, в подводящем канале которого устанавливаются элементы первичной внутренней структуры, согласные с его внешним контактом.

Обращаясь к определению структурных форм, называемых лополитами, мы можем заметить, что один из признаков - приуроченность к синклинальному прогибу (см. I.2) - в значительной степени условен и находит частичное выражение только в некоторых структурах, как, например, в Дулутской или Бушвелдской. Однако и последняя, по данным Э.Рагена, Дж.Уиллемса и других, дискордантна к вмещающим отложениям и отличается сложным строением с несколькими подводящими каналами (внедрение магмы из нескольких зон). Таким образом, Бушвелдский "классический лополит" (а также лополит Садбери) имеет в действительности сложную воронкообразную форму, т.е. какие-либо принципиальные различия между формами, называемыми лополитами и этмолитами, фактически отсутствуют. Близки к воронкообразной и от нее мало отличимы гарполитообразная (Мюнчегорский массив) и конусовидная (Скергаардский массив) формы. К структуре Маскоккс - своеобразной линейной воронке - близка, очевидно, структура Великой дайки Зимбабве, состоящей из нескольких слившихся воронкообразных или конусовидных тел. По отношению к этому огромному (протяженность 540 км при ширине выхода от 3 до 11 км) массиву основных и ультраосновных пород применим термин "абиссолит", предложенный Р.Дэли для обозначения особенно крупных "бездонных" интрузивных масс.

На основе изучения дифференцированных габброидных массивов и прежде всего Скергаардского массива, во многом благодаря трудам Л.Уэйджера и Г.Брауна (1970), была разработана теоретическая концепция образования расслоенных пород в результате процессов кристаллизации и гравитационной дифференциации в движущемся расплаве. Расслоенность в соответствии с этой кристаллизационно-гравитационной конвекционной концепцией обусловлена механизмом осаждения кристаллов в порядке их формирования, связанным с постепенным охлаждением первоначального расплава и аккумуляцией этих кристаллов в придонной части массива (магматической камеры).

Породы, сформировавшиеся в результате осаждения кристаллов, получили название *магматических кумулатов*. На ранней стадии кристаллизации выделяется совокупность кристаллов, называемая *кумулясом*. Такие кристаллы, имеющие идиоморфный габитус, формируют массивную или полосчатую (планпараллельную) текстуру породы, согласную с нижними и верхними ограничениями слоев. Более поздний *интеркумуляс* представлен ксеноморфными зернами, располагающимися в промежутках между зернами кумулула. Эти зерна имеют обычно округлую форму и ориентированы случайным образом. Схема формирования Скергаардского массива, по Л.Уэйджеру и Г.Брауну, вкратце сводится к следующему (рис. 53). После

внедрения магмы в камеру в условиях покоя выкристаллизовалась боковая однородная группа пород с плохо выраженной расслоенностью.

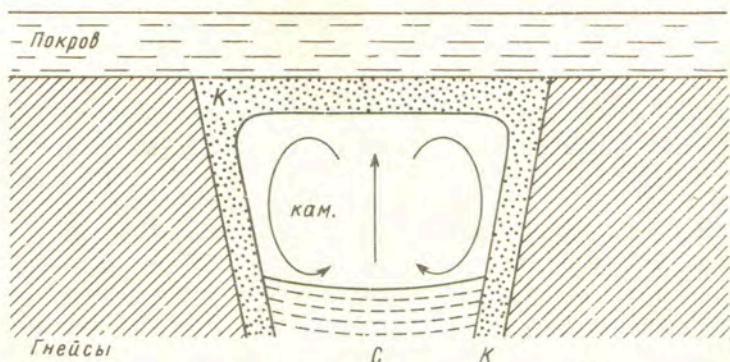


Рис. 53. Гипотетическая схема конвекционных течений, перемещавших материал магматического расплава в процессе кристаллизации интрузивного массива Скергаарда. По Э. Рагену, 1972:

К - фации обрамления массива; С - стратифицированные габброидные породы, постепенно нарастающие снизу вверх в результате отложения раскристаллизованной фазы; кам. - магматическая камера во время кристаллизации

По расчетам авторов, при мощности 70 м эта группа пород могла сформироваться за 1500 лет. Расслоенная серия с ритмической расслоенностью, перемежаемой однородными породами и корытообразными структурами косой слоистости, представляет собой результат взаимодействия двух конвективных потоков. Первый возникал вследствие образования под сравнительно быстро остывающей кровлей плотной, охлажденной жидкости со взвешенными кристаллами. Накапливаясь до критической величины, определяемой гравитационным равновесием, эта жидкость затем, после нарушения равновесия, "скатывается" вниз вдоль стенок камеры с относительно большой скоростью, формируя ритмическую полосчатость, косую слоистость в зоне перегиба и корытообразную полосчатость под струями турбулентных потоков (размыв накопившегося "осадка" и утонение откладываемого слоя кристаллов в зоне наибольшей скорости), направленных к центру камеры. Этот процесс мог происходить неоднократно. Второй, медленный поток магмы, в котором также медленно осаждались кристаллы, растекаясь от центра к стенкам, формировал однородные породы. Авторами рассчитана возможная скорость обоих потоков: медленного - 2 м/день и быстрого - 2000 м/день. Предполагается, что инъекция магмы при образовании Скергаардского массива происходила в виде единичного катастрофического процесса. Объем plutона оценивается в 500 км³ при условии, что вскрытые породы составляют 30%. Первоначальный состав расплава отвечал высокоглиноземистому оливиновому толеиту.

III.4

Общие выводы о структуре, механизме и условиях становления массивов ультраосновных и основных пород

1. Важная особенность первичного внутреннего строения массивов ультраосновных и основных пород, их трех главных рассматриваемых нами структурных подразделений - массивов автономных анортозитов, массивов альпинотипных гипербазитов и базитов и массивов дифференцированных лополитов и этмолитов - состоит в присутствии ориентированной (линейной и главным образом полосчатой) текстуры, составляющей различные виды текстурных узоров: согласных по отношению к поверхности интрузивного контакта, а иногда к тектоническим формам вмещающей рамы, и несогласных по отношению к этим контактам и (или) к формам вмещающих пород.

2. Механизм формирования полосчатой текстуры или (в более широком плане) механизм формирования и условия становления полосчатых расслоенных массивов магматических пород различного состава - важная ключевая проблема структурной магматической геологии и петрологии.

Существует несколько гипотез, с разных позиций подходящих к ее решению:

- а) кристаллизационно-гравитационная конвекционная, согласно которой слои в ритмично расслоенных сериях возникли в результате осаждения или всплывания кристаллов из расплава, вовлеченного в конвекционные течения, охватившие весь объем замкнутых магматических камер (Раген, 1972; Уэйджер, Браун, 1970; Шинкарев, 1978);
- б) ликвационная флюидно-магматического взаимодействия, обосновываемая в работах А.А.Маракушева и других исследователей (Маракушев, 1988; Маракушев, Яковлева, 1975; Петрография, 1976, 1981);
- в) направленной кристаллизации, развивающейся при последовательном продвижении снизу вверх от дна магматической камеры малоомощной зоны затвердевания расплава (Магматические горные породы, т.3, 1985; Шарков, 1980);
- г) метаморфическая (динамометаморфическая) - преобразования глубинного ультраосновного вещества в пластичном состоянии при высоких температурах и давлении (Ефимов, 1977, 1984; Колман, 1979; Савельева, 1987; Щербаков, 1988, 1989);
- д) аутометаморфическая, объясняющая происхождение ориентированных текстур воздействием остаточных постмагматических расплавов в уже существенно консолидированных массивах (Кашинцев и др., 1976);
- е) магматического замещения гнейсовых преимущественно докембрийских пород с формированием первичной полосчатой текстуры, наследующей слоистость или сланцеватость.

Находящиеся в нашем распоряжении данные структурного и историко-геологического анализов позволяют, как это было показано применительно к кислым вулканитам (см. II.8) и при изучении ориентированных текстур ультраосновных-основных пород, подтвердить положения той или иной гипотезы и наметить задачи дальнейших исследований.

3. Рисунок внутренней структуры массивов автономных анортозитов в своих основных чертах конформен контурам их внешних ограничений и часто хорошо согласуется со структурой рамы докембрийских пород. Формы залегания - протяженные (десятки - сотни километров) пологонаклонные или крутопадающие тела, контролируемые разломами глубокого заложения. Мощности таких пластино- и линзообразных тел могут достигать нескольких километров.

Генезис автономных анортозитов, представляющих по сравнению с анортозитами массивов других типов наиболее глубинную фацию (Петрография, 1981), не вполне ясен. В зависимости от состава предполагаемой родоначальной магмы (габбровый, диоритовый, кварцдиоритовый) решаются вопросы ее дифференциации, оценки P - T условий, механизма внедрения и становления плутонов, возможности фракционирования, связи с мантией и др.

Н.Ф.Шинкарев (1978) выделяет в этой связи две наиболее вероятные гипотезы, подкрепленные экспериментальными данными Д.Грина: 1) внедрение кварц-диоритовых магм как отражение глубинных процессов мантийной эволюции эцлогитов; 2) проникновение в сухие породы основания коры потоков ювенильных флюидов, что приводит к частичному плавлению коры, отвечающей по составу кварцевому диориту.

На высокую роль подкорových флюидов указывает Н.А.Румянцева, В.Н.Мошкин и др. (Магматические формации СССР, 1979), полагающие, что генерация анортозитов имела место в глубоких зонах земной коры (P - T условия гранулитовой фации повышенных давлений) в результате взаимодействия сложных процессов ультраметаморфизма (метасоматической анортозитизации, анатексиса и т.п.) докембрийских пород преимущественно основного состава, происходивших под действием подкорových флюидов.

Т.И.Фролова, рассматривая анортозиты в качестве плутонической фации высокого флюидного давления, считает, что их становление "происходило в результате магматического замещения гнейсовых толщ и сопровождалось их метаморфической лабрадоритизацией. Грубозернистые лабрадориты приурочены к центральным частям массивов, где магматические расплавы более длительно взаимодействовали с трансмагматическими флюидами, выносившими, как предполагается, компоненты, избыточные относительно анортозитовой эвтектики. К краям массивов, по данным А.М.Ленникова, породы становятся более мелкозернистыми и приобретают состав лейкократовых габбро с элементами офитовой структуры, отражающей условия более быстрой консолидации" (Петрография, 1981, с.287).

Становление анортозитовых массивов связано с особым типом складкообразования, развивавшимся в условиях высоких давлений и температур, - с глубинной складчатостью докембрия. Их доскладчатый и складчатый характер подчеркивается значительной степенью деформации и метаморфических изменений пород. Характерна приуроченность анортозитов к гранулитовым поясам и к наиболее мобильным и долгоживущим зонам в фундаменте кратонов.

Особого рассмотрения требует вопрос о происхождении согласного полосчатого узора. Этот тип полосчатости, рисунок которой вписывается как в структуру самих массивов, так и в структуру обрамляющей их метаморфической рамы, является, по-видимому, производным от термодинамических условий, характеризующих глубинную складчатость докембрия, и сравним по виду магматического процесса и геологической обстановке (магматическое замещение, высокая пластичность пород, большие давления и температуры) с полосчатостью мигматитовых гранитоидов. Представляется также, что некоторые черты ориентированной текстуры анортозитов - признаки деформации и характер соотношения полосчатости в паре анортозит - полосчатое габбро- подобны наблюдаемым в альпинотипном комплексе.

4. Характерные формы залегания альпинотипных гипербазитов - протяженные пластообразные, линзовидные и клиновидные тела, ограниченные разрывами. Вместе с другими породами офиолитовой ассоциации они слагают сложные, часто состоящие из нескольких тектонических пластин аллохтонные офиолитовые покровы. Отдельные залежи являются протрузиями, вызванными выдавливанием твердого вещества, заключенного в пластичную серпентинитовую или глинистую рассланцованную и меланжированную массу, обладающую способностью распадаться на мелкие линзочки, легко перемещающиеся по поверхностям скольжения.

5. В настоящее время широкое признание получили представления о становлении тектонизированных перидотитов, их вещественной перестройке и возникновении свойственных им текстурных особенностей в результате процессов высокотемпературных пластических деформаций ("послойно-сдвигового вязкопластического течения"), со вмещавшихся на их ранних этапах с частичным плавлением ("субсолидусным состоянием") первичного мантийного вещества, далее тектонически выведенного из области генерации. Эти процессы развиваются от начала становления пород дунит-гарцбургитового комплекса в верхней мантии до перемещения материала в более высокие горизонты мантии и коры. С интенсивной перекристаллизацией и избирательным замещением связывается сегрегация оливина и ортопироксена в отдельные полосы. В процессе эволюции пород возможно уничтожение или почти полное преобразование текстур, возникших на ранних этапах. Поэтому открытым остается вопрос о существовании первичной магматической неоднородности и унаследованном наложении на нее в связи с послойным движением материала поздних вторичных текстурных элементов.

6. По другим представлениям ориентированные текстуры альпинотипных ультраосновных и основных пород возникли при процессах дифференциации магматических расплавов - кристаллизационно-гравитационной или (и) ликвационной. Эти представления основываются как на данных об интрузивной природе ряда массивов, так и на данных, непосредственно касающихся особенностей проявления в этих массивах линейных и полосчатых текстурных элементов. Они выражаются в следующем:

- а) существование в альпинотипной офиолитовой ассоциации габбро с хорошо выраженными текстурами кумулятивного типа; структурная связь кумулятивного габбро с тектонизированными перидотитами; наблюдаемое в некоторых массивах общее подбие и согласное положение их текстурных узоров;
- б) черты конформности как внутренней, так и внешней структуры (т.е. формы) некоторых массивов со структурами рамы;
- в) согласное положение полосчатой текстуры перидотитов и линейно-полосчатой текстуры заключенных в них хромитов (например, в Сарановском месторождении на Урале 20 выдержанных слоев мощностью от 3 см до 20 м), представляющих, по общепринятому мнению, продукт магматической дифференциации магнезиально-силикатной базальтоидной магмы (Смирнов, 1982).

7. Оригинальная гипотеза автометаморфического происхождения ориентированных текстур предлагается Г.Л.Кашинцевым и др. (1976). По их мнению, текстурные узоры Южнокраинского и Нуралинского массивов, характеризующиеся взаимными пересечениями полос при их дискордантном положении по отношению к другим структурным элементам, сформировались на заключительных этапах становления этих массивов из постмагматических остаточных расплавов, идущих по прототектоническим трещинам.

8. Существующие представления о происхождении и условиях становления массивов структурного комплекса альпинотипных ультраосновных пород в их геодинамическом аспекте можно, вероятно, свести к двум основным концепциям, условно назвав их "тектонической" и "магматической".

Первая - тектоническая - концепция исходит из предположения о том, что офиолитовая ассоциация континентов представляет собой перемещенные фрагменты древней океанической коры (или даже верхней мантии) и в современной структуре складчатых поясов составляет крупные аллохтонные офиолитовые покровы.

Как уже говорилось, согласно этим представлениям, в основании разреза меланократового фундамента офиолитовых трогов (в основании разреза эвгеосинклинальных серий) располагается дунит-гарцбургитовый комплекс, сменяемый дунит-верлит-клинопироксенитовым полосчатым комплексом, далее следует полосчатое и изотропное габбро. Эти породы прорываются комплексом параллельных даек, и, наконец, разрез венчается толеитовыми базальтами, которые пере-

слаиваются и перекрываются глубоководными осадками (радиоляриты, известняки, глины).

В результате последующих преобразований, выраженных явлениями обдукции, океаническая кора геологического прошлого приобрела тот вид, который наблюдается теперь в складчатых поясах различного возраста: линейные зоны сильнодислоцированных пород офиолитовой ассоциации с широким развитием тектонических покровов, обладающих чрезвычайно сложным строением. Блоки и обломки более массивных гипербазитов в таких зонах оказываются погруженными в обволакивающую, обтекающую их сплошную серпентинизированную, рассланцованную и нередко милонитизированную массу, играющую роль своеобразной "тектонической смазки". Таким образом, как физические свойства пород офиолитовой ассоциации, так и общая геодинамическая обстановка определили структуру гипербазитовых поясов, представляющих собой зоны гигантобрекчий тектонического серпентинитового меланжа.

Вместе с тем среди альпинотипных гипербазитов выделяется особый - перцолитовый - подтип, или перидотиты "корневой зоны" (Колман, 1979). Массивы этого типа сложены практически полностью ультраосновными породами с высоким содержанием глинозема, кальция и щелочей, обладают высокотемпературными метаморфическими ореолами и не ассоциируют с габбро, диабазами и базальтами в "стратиграфических" соотношениях, столь характерных для офиолитовых серий. Для этих гипербазитов считается возможным становление в виде высокотемпературных диапировых масс недифференцированного мантийного вещества в наиболее глубинных зонах коры.

Вторая - магматическая - концепция становления альпинотипных гипербазитов исходит из того, что офиолитовая ассоциация, членом которой они являются, формируется магматическими процессами ранних стадий развития эвгеосинклинальных областей. Считается, что в постоянной пространственной сопряженности альпинотипных дунит-гарцбургитовых комплексов с подводными излияниями базальтов проявляется известная закономерность развития магматизма геосинклиналей, выражающаяся в определенной последовательности их формирования. Предполагается, что в результате гравитационной дифференциации внедрившейся магмы сепарируется ультрабазитовый остаток, который с некоторым отставанием во времени в виде интрузивных тел внедряется в базальты и другие раннегеосинклинальные образования. Внедрения магмы контролируются глубинными разломами и могут создавать ряд последовательных интрузий гипербазитового и габброидного состава.

Таким образом, характерные формы хорошо сохранившихся массивов (силлы, гарполиты или лакколиты с крутыми подводящими каналами), особенности внутреннего строения (расслоенность и вертикальная зональность от дунитов до габбро, скрытая расслоенность), наличие высокотемпературных экзоконтактных изменений позволяют с достаточной обоснованностью говорить о магматической, интрузивной

живной природе альпинотипных гипербазитов. Однако поскольку становление массивов альпинотипных гипербазитов происходило до интенсивных складчатых деформаций и процессов регионального метаморфизма, то, будучи в дальнейшем подвергнутыми воздействию этих процессов, большинство массивов испытало перемещение в твердом (холодном) состоянии. Покровообразование, во многом спровоцированное наличием гипербазитовых поясов, и формирование мощных зон меланжа еще более усложнили и затушевывали первоначальные соотношения гипербазитов с вмещающими породами.

Из сказанного следует, что в становлении рассматриваемых структурных магматических форм намечается хорошо выраженная этапность.

На первом, раннем, этапе происходили внедрение и кристаллизация ликвидированных или частично ликвидированных расплавов. В связи с этим этапом возникли интрузивные формы залегания - силлы, лакколиты, гарполиты и другие, а также крутые и вертикальные залежи, обусловленные подъемом магмы по глубинным разломам. Общая тенденция состояла в разделении магмы по составу с образованием вертикальной зональности, при которой гипербазиты располагаются ниже по разрезу, чем габброиды. Последние представляют собой и более поздние фазы внедрения. В дальнейшем породы были подвергнуты различным вторичным преобразованиям, выразившимся в гидротермально-метасоматических процессах, в многостадийной серпентинизации и региональном метаморфизме. Можно полагать, что в каких-то случаях при быстром подъеме из области магмообразования в магматических камерах, находящихся на уровне горно-складчатого сооружения, собирался однородный расплав, далее испытывавший местную внутрикамерную дифференциацию. Таким образом, в каждой группе альпинотипных массивов могут существовать первичные ориентированные текстуры разных типов: относительно глубинные ликвидационные, более ранние по времени становления и близповерхностные, внутрикамерной дифференциации - иногда с растянутым длительным становлением.

В более поздний этап при сжатии подвижного пояса гипербазиты были выжаты в верхние структурные этажи, претерпели многократную тектоническую переработку, вошли в состав серпентинитового меланжа. В результате всех процессов возникли измененные часто гнейсовидные и расщепленные породы с трудно устанавливаемым первичным составом и строением.

Подытоживая и несколько схематизируя, можно сказать, что если согласно "тектонической" гипотезе становления массивов альпинотипных гипербазитов они являются практически всегда протрузиями (холодными, тектоническими "внедрениями"), то "магматическая" отдаст предпочтение первично интрузивному способу их образования (внедрение магматического расплава). Протрузивное внедрение, с этой точки зрения, вторично и усложняет и затушевывает первичные соотношения.

9. По В.В.Белоусову (1978), наиболее вероятным механизмом подъема ультраосновного материала является механизм, предложенный Н.Боуэном еще в 20-х годах. В верхней мантии при определенных условиях (мантийно-возбужденные режимы, вызываемые ее нагреванием) происходит выплавление базальта из перидотита. В случае особенно сильного теплового возбуждения мантии потоки базальта устремляются в верхние структурные этажи земной коры, захватывая глыбы остаточного перидотита. Раскристаллизованный перидотит серпентинизируется, его плотность уменьшается, а объем и пластичность возрастают. Далее эти породы внедряются по зонам разломов, подвергаются расплющиванию и выжиманию между более твердыми блоками.

10. Формы залегания массивов, относимых к структурному комплексу дифференцированных габброидных лополитов и этмолитов, более разнообразны, чем это следует из его несколько условного названия. Наряду со сравнительно простыми здесь присутствуют сложные формы - лополито- или этмолитообразные структуры, асимметричные лаккболиты и гарполиты и др. Все эти образования возникли на разных стадиях платформенного развития кратонов и стабилизированных зон подвижных поясов в связи с процессами их тектономагматической активизации. Среди них выделяются формы залегания глубинного (глубина становления несколько километров) и приповерхностного субвулканического (непосредственная связь с вулканическими породами) происхождения.

Полосчатый текстурный узор, согласный по отношению к поверхности интрузивного контакта и характеризующийся, как правило, начальным крутым залеганием (в особой степени свойственный жерловым массивам вулканических пород; см. II.4), имеет, очевидно, ликвационную природу. Как и в механизме, определяющем жерловую вулканическую структуру, рассматриваемый тип ориентировки полосчатости, наблюдаемый в массивах плутонических пород, мог возникнуть при движении по каналу расплава, уже наделенного элементами расслоенного строения. Полосчатый текстурный узор, несогласный по отношению к интрузивным контактам (автономный узор) с исходным начальным пологим залеганием его отдельных элементов (или воронкообразный, конфокальный узор), возникал в магматической камере после перемещения расплава в результате последующего осаждения минеральных частиц, т.е. принадлежит к кристаллизационно-гравитационному типу.

Таким образом, предполагается, что первый из этих узоров является более ранним и условно глубинным, тогда как второй - поздним, свойственным замкнутым магматическим камерам, располагающимся над каналами, по которым поднимался расплав, в более высоких структурных этажах земной коры.

ГЛАВА IV

ПЕРВИЧНОЕ СТРОЕНИЕ И ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАССИВОВ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды, наиболее широко распространенные плутонические породы земной коры, всегда привлекали внимание многочисленных исследователей. Однако число обобщающих работ, специально посвященных этим породам и затрагивающих интересующие нас вопросы структурной магматической геологии, невелико. Среди них в первую очередь следует назвать работы А.Баддингтона (1963), К.Менерта (1971), Э.Рагена (1979); советских ученых - К.А.Абдрахманова (1987), Г.А.Кейльмана (1974), А.Н.Леонтьева и др. (1981), Ю.Б.Марина (1976), В.К.Монича (1957), М.А.Осипова (1974), Е.В.Шевченко (1951). Важные сведения о петрологии и геологии рассматриваемых пород содержатся в книге Н.Ф.Шинкарева (1978), во II томе трудов геологов ВСЕГЕИ "Магматические формации СССР" (1979), в IV томе коллективной монографии "Магматические горные породы" (1987), подготовленной в ИГЕМе АН СССР, и в ряде других публикаций.

Среди гранитоидов (с учетом сведений о внутреннем строении слагаемых ими массивов, их формах залегания и историко-геологическом положении) нами выделяются и рассматриваются два крупных структурных подразделения:

- 1) структурный комплекс мигматитовых гранитоидов, приуроченных к областям развития метаморфического докембрия древних платформ, срединных массивов, консолидированных ядер складчатых поясов и значительно реже - к более молодым фанерозойским образованиям; для мигматитовых гранитоидов характерны рассеянные, рассредоточенные формы залегания, структуры, конформные структурам вмещающих пород;
- 2) структурный комплекс батолитовых гранитоидов, свойственных складчатым поясам фанерозоя; они представлены локализованными, обособленными массивами с хорошо выраженными интрузивными контактами; такие массивы имеют обычно сложное многофазовое строение и дискордантны к вмещающей раме.

Мигматитовые гранитоиды возникли в результате процессов гранитизации и магматического замещения (по Д.С.Коржинскому - "гранитизации как магматического замещения"), широко проявившихся в архее и протерозое и обусловивших в значительной мере становление древнейшей зрелой континентальной коры. Они входят в

состав гранитогнейсовых полей и гранулитовых поясов и ассоциируют с образованиями глубинной складчатости.

Батолитовые гранитоиды, обязанные своим происхождением, как и мигматитовые гранитоиды, процессам гранитизации и магматического замещения, в подавляющей массе связаны с орогенным этапом развития подвижных поясов и являются, таким образом, послескладчатыми, следующими за главной складчатостью, орогенными образованиями. Эта их важнейшая историко-геологическая особенность определяет обычную для них сравнительно хорошую сохранность первичных форм залегания - малую степень деформации гранитных пород. К собственно орогенным гранитоидам близки по главным характеристикам соскладчатые раннеорогенные (или позднегеосинклинальные?) гранитоиды, также, как правило, несколько опаздывающие по отношению к главной складчатости и отличающиеся поэтому вполне хорошей сохранностью основных структурных форм. С орогенными гранитоидами генетически связаны синхронные им телеорогенные гранитоиды, выходящие за пределы материнского подвижного (орогенного) пояса в смежные области более ранней консолидации (или на примыкающие платформы) и определяющие их тектономагматическую активизацию.

IV.1

Структурный комплекс мигматитовых гранитоидов

Мигматиты (греч. "мигма" - смесь) - сложные породы, состоящие из двух разнородных частей: более древнего субстрата, представленного различными метаморфическими породами и называемого палеосомой, и новообразованного материала - неосомы, обычно гранитового, гранодиоритового, а иногда диоритового, сиенитового и реже габброидного состава. Употребляются также термины "артериты" для внедренной, инъецированной гранитоидной части мигматитов и "вениты", неосома которых образовалась на месте, без участия расплавов, привнесенных извне. Говорят также о лейкоosome - светлой части мигматита - и о меланosome, обогащенной темноцветными минералами.

Вмещающие гнейсы под воздействием флюидов претерпели интенсивное метасоматическое изменение (развитие биотита, кварца, замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом и др.), приближающие их состав к составу инъецирующего гранитного расплава.

Среди мигматитов, обстоятельно изученных и описанных во многих работах (Менерт, 1971; Мигматиты, 1988; Раген, 1979; и др.), выделяются многочисленные морфологические типы, их элементарные структурные формы или текстуры (рис. 54): *послойные*, или *полосчатые* (строматиты); *ветвистые*, или *сетчатые* (диктиониты); *линзовидные*; *прожилковые* (флебиты); *очковые* и *желваковые*; *глыбовые*,

брекчиевые (агматиты); теневые (небулиты); пятнистые (стиктолиты); шлировые; птигматитовые; складчатые, или пloidчатые.

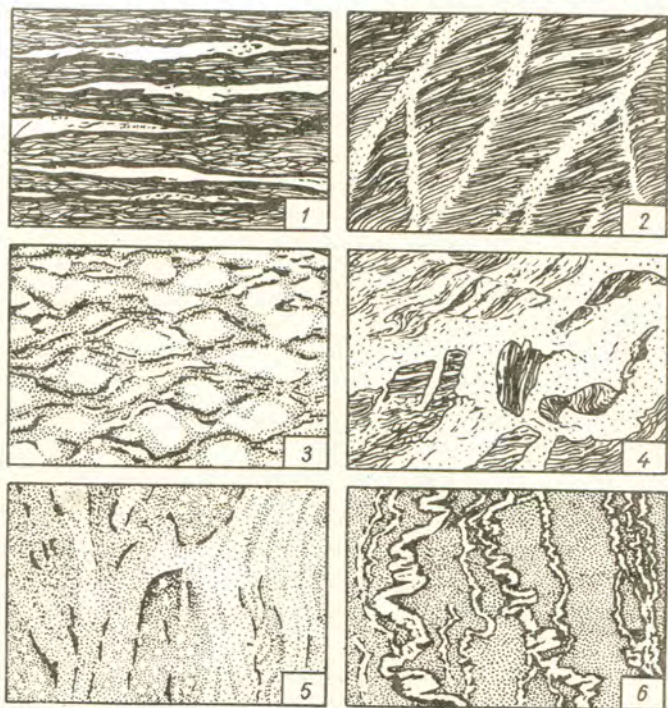


Рис. 54. Типичные текстуры мигматитов. По К. Менерту, 1971:
1 - послойная (строматитовая); 2 - сетчатая (диктионитовая); 3 - очковая; 4 - глыбовая (агматитовая); 5 - теневая (небулитовая); 6 - птигматитовая

Наиболее распространены послойные, ветвистые, очковые и теневые мигматиты. Послойные мигматиты выглядят как тонкие протяженные "прослои" неосомы, расположенные согласно сланцеватости или слоистости вмещающих пород - палеосомы. Встречаются равномерно- и неравномерно-полосчатые разности. Морфологически близки к этому типу линзовидные и линзовидно-жилковатые породы. Другую группу составляют ветвистые, ветвисто-жилковатые и сетчатые мигматиты, называемые так по соответствующему расположению неосомы. От этих пород существует переход к глыбовым или брекчиевидным мигматитам. Наибольшая степень гранитизации демонстрируется теневыми мигматитами, в которых от палеосомы остаются лишь шлировидные участки, обогащенные темноцветными минералами, или "пятна" в стиктолитах. Очень характерны для мигматитов очковые (офтальмитовые) структуры, выраженные крупными порфиробластами калишпата или кислого плагиоклаза. Пloidчатые мигматиты характеризуются мелкой интенсивной складчатостью. Птигматитовая текстура отличается существованием секущих (в от-

личие от согласных плейчатых мигматитов) очень сложно смятых жил, возникших, вероятно, при инъекциях расплава в породы под большим давлением.

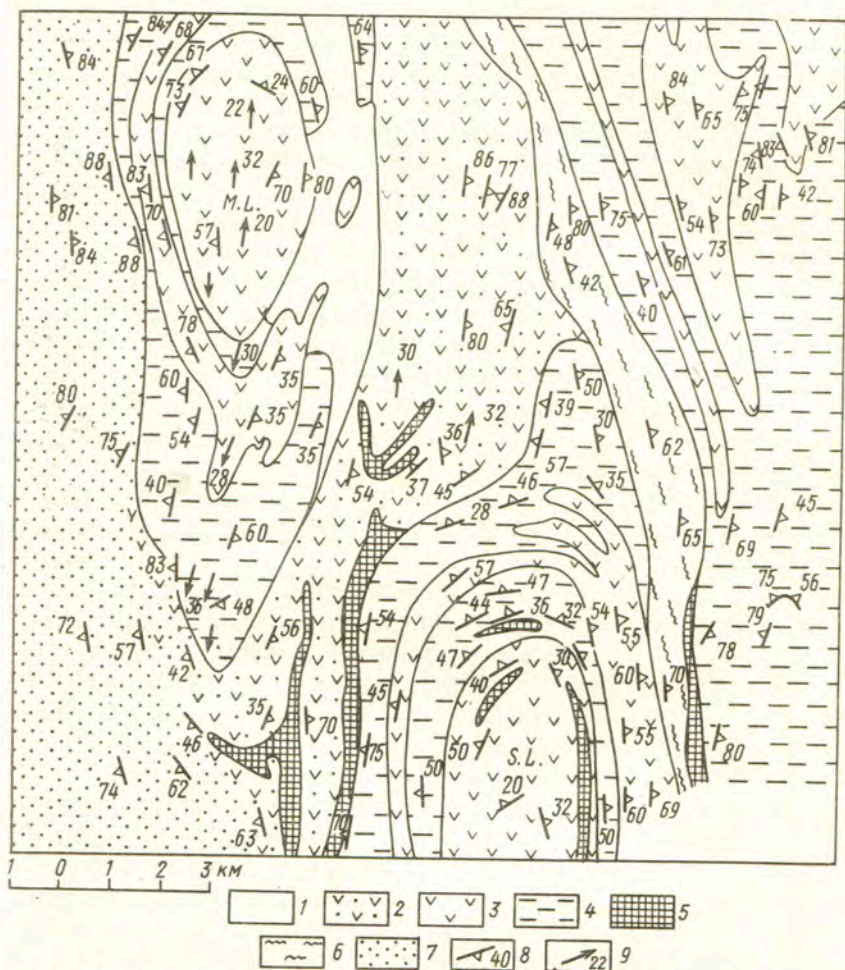


Рис. 55. Сочетание гранодиоритовых факолитов (М.Л. и С.Л.) интрузивного происхождения и псевдофаколитов гранодиоритового гнейса в гранитогнейсовых куполах Канадского щита. По А.Баддингтону, 1963:

1 - незакартировано; 2 - гранодиорит; 3 - гранодиоритовый гнейс; 4 - роговообманковый или биотитовый мигматит и очковый гнейс; 5 - роговообманковый гнейс и гранулит, амфиболит; 6 - биотитовые и биотит-роговообманковые метасадочные гнейсы; 7 - метаркоз; 8 - полосчатость и гнейсовидность; 9 - линейность

Соотношение полосчатого гранитоидного материала со слоистостью, сланцеватостью, кливажем и трещиноватостью отличается большой сложностью и разнообразием сочетаний (Эз, 1978). Нередко полосчатость наследует первичную осадочную слоистость. В других

случаях (по-видимому, более обычных и широко распространенных) она представляет собой новообразование, контролируемое сланцеватостью или трещиноватостью метаморфических пород, причем первая из них не совпадает со слоистостью и параллельна, как и главный кливаж, осевым поверхностям складок. Следовательно, гранитизация при мигматитообразовании происходит вдоль узких параллельных зон - слоистости или сланцеватости, а также по сетке трещин или в промежутках между обломками разрушающихся пород.

От собственно мигматитов, которые можно было бы назвать *стратиформными мигматитами*, или *эмбришитами*, т.е. мигматитами, сохраняющими параллельную стратификацию, могут наблюдаться переходы к гранитам с обособленными очертаниями и достаточно ясно выраженными интрузивными контактами. В этих случаях возникает следующая зональность: негранитизированные породы → фельдшпатизированные образования (например, очковые гнейсы с порфиروблоками полевого шпата) → мигматиты → гнейсограниты → массивные граниты. В таких гранитах нередко темновые, реликтовые текстуры и включения (точнее, останцы), называемые *скиалитами* (греч. "скиа" - тень), гранитизированных вмещающих пород, не перенесшие перемещения, пространственной переориентации и сохранившие структуру вмещающей толщи, которая, вследствие этого, как бы "просвечивает" в гранитах.

Формы залегания мигматитовых гранитоидов в обширных полях их развития - рассеянные образования в виде согласных или секущих жил, согласных линз, факолитов в замковых частях складок (рис. 55), тел неправильной формы. Преобладают согласные залежи. В то же время в массивах, отличающихся большими размерами, обычно развиты элементы несогласных по отношению к вмещающим породам структурных форм с секущими интрузивными контактами.

В сочетании с метаморфическими толщами выявляются крупные формы залегания - купола, валы, чаши, стратифицированные псевдопласты, выходы которых могут продолжаться на десятки километров при мощности в несколько сотен метров. Наиболее характерными и сложно построенными формами являются гранитогнейсовые купола.

Гранитогнейсовые купола (рис. 55, 56) - это изометричные в плане структуры размером от сотен метров и первых километров до 100-120 км, но наиболее часто - 5-10 км в диаметре.

Купола могут быть простыми, с пологими, периклинально залегающими контактами и сложными, переходящими в мигматитовые покровы протяженностью до 100 км, односторонние или грибовидные (рис. 57). В этих случаях боковые вмещающие породы обрамления купола залегают круто, вертикально или опрокинуты и "поддвинуты" под мигматиты. У гранитов гранитогнейсовых куполов обычно нет четких контактов, отсутствуют представительные эндо- и экзоконтактовые изменения.

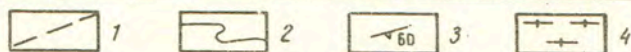
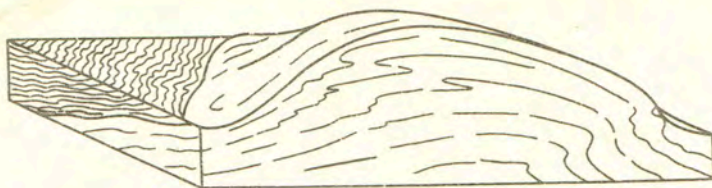
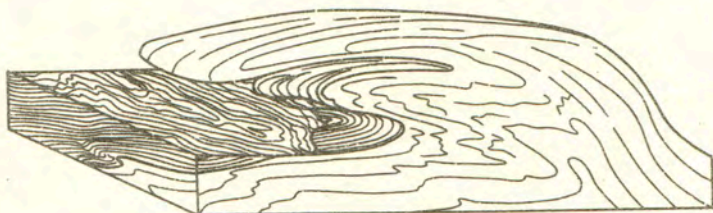


Рис. 56. Гранитогнейсовые купола части Канадского щита. По А.Баддингтону, 1963:

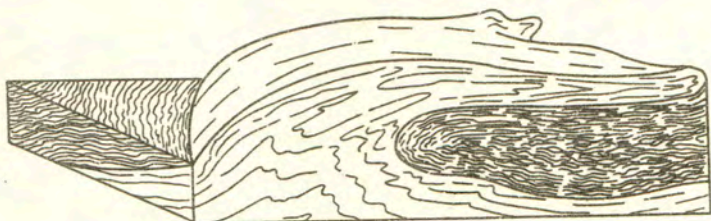
1 - гранитогнейсы; 2 - мигматиты, парагнейсы, параамфиболиты, мраморы; залегающие полосчатости: 3 - наклонные, 4 - вертикальные



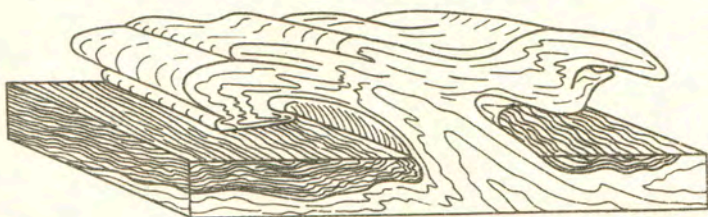
a



б



в



г

Рис. 57. Мигматитовые массивы Гренландии. По Галлеру (из книги К.Менерта, 1971):

a - мигматитовый купол с концентрическими зонами; *б* - мигматитовый диапир в ядре асимметричной лежащей складки; *в* - мигматитовый покров, т.е. распространяющаяся в одном направлении выжатая масса; *г* - мигматитовый гриб, распространяющийся в двух направлениях

Внутренняя структура гранитогнейсовых куполов является, с одной стороны, теневой, наследующей структуру вмещающих толщ, с другой стороны, она часто представляет результат пластического течения резморфизованного материала, вызывающего появление автономных сложноскладчатых форм залегания. Таким образом создается рисунок нового структурного плана. Обычно к центральным частям гранитогнейсового купола четкость структурного рисунка стирается, развитые здесь граниты становятся однородными, не отличимыми от батолитовых гранитов.

В.В.Эзом (1978) приводятся следующие наблюдения над структурными особенностями гранитогнейсовых куполов. В центральных частях куполов плоскостные текстуры гранитоидных пород имеют горизонтальное или пологонаклонное залегание, тогда как в краевых частях, где породы мало гранитизированы, - крутое, вплоть до вертикального и опрокинутого. Метаморфические породы по периферии купола обычно смяты в огибающие его тесно сжатые прямые или наклонные складки. Складки в сводовых частях куполов также тесно сжаты, изоклинальны и имеют, как правило, субгоризонтальные осевые поверхности. Эти особенности внутреннего строения, как и грибовидная форма многих куполов, связаны, очевидно, с тремя формирующими их в значительной мере синхронными процессами: складчатостью очень подвижной пластичной массы, воздыманием всей структуры и распылением в горизонтальном направлении ее верхних частей. О длительности и прерывистости развития описываемых структур свидетельствует и образование "окаймленных" куполов, с несогласием облекаемых более молодыми толщами, содержащими гранитную гальку, но вновь прорванными ремобилизованными гранитоидами.

Образование мигматитовых гранитоидов представляет собой, следовательно, длительный многоэтапный процесс, что хорошо фиксируется в конкретных обнажениях по взаимному пересечению гранитных новообразований разных генераций (Древнейшие породы СССР, 1984). Структурные наблюдения помогают установить и генетический тип мигматитов. Так, бескорневые линзы свидетельствуют скорее всего об объемной гранитизации на месте при магматическом замещении с участием флюидов, а послойные мигматиты, связанные непосредственно с секущими жилами, могут являться доказательством механического "насильственного" послойного внедрения расплава или мобилизации образующегося расплава и выжимания его по секущим трещинам.

Мигматитовые гранитоиды различаются по возрасту и связям с метаморфическими породами, относящимися к разным фациям регионального метаморфизма: гранулитовой и главным образом амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой.

К архею относится устанавливаемая на всех древних платформах мигматит-плагиогранитовая (эндербитовая) ассоциация, занимающая в разрезах гранитогнейсовых полей нижнее положение и формировавшаяся в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма. Главную роль в этой ассоциации играют плагиограниты-эндербиты, являющиеся разновидностью чарнокитовых гранитоидов, гранодиориты и кварцевые диориты (Магматические формации СССР, 1979, т.2). Среди них по структурным характеристикам могут быть выделены типичные полосчатые, пятнистые, теневые и агматитовые мигматиты, а также группа чарнокитоидов, представленная крупными телами от массивных до отчетливо гнейсовидных. В состав гранитогнейсового основания древних платформ входят и так называемые "серые гнейсы" - комплекс метаморфических и гнейсированных магматических пород с древнейшими радиологическими датировками в 3,5-3,8 млрд лет. Магматические породы, среди которых развиты вулканы среднего и кислого состава, тоналиты и плагиограниты, имеют, судя по соотношению изотопов стронция, мантийный источник.

Преимущественным широким площадным распространением в областях метаморфического докембрия пользуется архейская - раннепротерозойская ассоциация мигматитов, представленная плагиогранитами, гранодиоритами, гранитами и метаморфическими породами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Незначительно, локально в складчатых поясах разного возраста проявлены палеозойские и даже, вероятно, мезозойские мигматиты, тяготеющие к центральным частям структур метаморфической зональности.

Заканчивая описание мигматитовых гранитоидов, подчеркнем, что подавляющее большинство их сформировалось в архее и раннем протерозое в результате многократного проявления гранитообразования. Так, для разновозрастных гранитоидов Северо-Кольской (Мурманской) зоны Кольского полуострова приводятся цифры абсолютно-го возраста 2,8; 2,5; 2,4-2,3; 2,0-1,7 млрд лет. В более поздние эпохи в некоторых геологических провинциях развивались процессы повторной гранитизации с появлением регенерированных мигматитовых формаций, унаследованно связанных с ранним гранитообразованием. Подобные многофазовые и полифациальные по природе мигматитовые гранитоидные комплексы развиты в нашей стране на Урале, где их становление продолжалось, как указывает Г.А.Кейльман (1974), вплоть до поздних стадий каледоно-герцинского цикла, и в ряде других районов. С каледонским тектономагматическим циклом связаны мигматитовые комплексы Восточной Гренландии, с байкальским, каледонским и герцинским циклами - проявления мигматитов в складчатых поясах Западной Европы (см. также IV.3).

IV.2

Структурный комплекс батолитовых гранитоидов

Батолитовые гранитоиды областей складчатого фанерозоя, в отличие от рассеянных мигматитовых гранитоидов глубокого докембрия, образуют обычно четко индивидуализированные, обособленные ("цельные", по Э.Рагену), дискордантные к вмещающим структурам массивы, хорошо поддающиеся картированию.

Самые крупные массивы (батолиты или плутоны) имеют длину, измеряемую многими сотнями километров, и занимают площади в несколько тысяч квадратных километров. Прибрежный гранодиоритовый батолит Берегового хребта Северо-Американских Кордильер, представляющий собой ассоциацию многих сросшихся, слившихся на глубине тел, протягивается от Аляски до Британской Колумбии на 1600 км при ширине до 100 км и более. Распологающийся юго-восточнее другой огромный гранодиоритовый массив Айдахо имеет длину 500 км при ширине более 100 км, его площадь 41 000 км². Береговой батолит Перу, сложенный преимущественно тоналитами и гранитами, имеет длину 1600 км и ширину до 65-100 км, а его продолжение в Чили и Эквадоре, состоящее из ряда массивов, прослеживается еще на 700-800 км. В пределах нашей страны самый значительный Ангаро-Витимский (Баргузинский) гранитный плутон занимает площадь более 120 000 км². Гиссарский плутон Южного Тянь-Шаня, представленный, как указывают Р.Б.Баратов и С.И.Щукин (1980), ассоциацией 76 отдельных тел, - 6000 км², Зерендинский массив, находящийся в Центральном Казахстане, - более 5000 км², Калба-Нарымский массив Восточного Казахстана вытянут, как и многие другие, согласно с простиранием складчатого пояса на расстояние до 350 км при ширине 200-40 км и т.д.

Заметим далее, что средние обычные размеры массивов гранитоидов разных геологических провинций значительно меньше приведенных величин. Так, по У.С.Питчеру (Pitcher, 1979), площадь выхода одного, условно выбранного массива гранитов (без учета сведений о его продолжении на глубину) составляет в среднем 80 км², гранодиоритов - 150 км². Поэтому определение понятия "батолитовый" не связывается нами с данными о размерах массивов (как у Р.Дэли - не менее 100 км², см. гл. I) и используется для названия всей этой группы интрузивов.

Контакты гранитоидов обособленных массивов достаточно резкие, особенно у биотитовых и лейкократовых гранитов. Гранодиориты, в отличие от гранитов, обладают почти всегда нечеткими, "диффузными" соотношениями с вмещающими породами рамы; кроме того, в эндоконтактной зоне они отличаются более основным составом, обилием ксенолитов, неоднородными, такситовыми текстурами, создающими "пятнистость" пород за счет неравномерного распределения минералов и различной зернистости. Обычно гранитоиды в зоне эндокон-

такта представлены мелкозернистыми, иногда порфировидными разностями.

Экзоконтактовые изменения вмещающих пород зависят от состава последних. Так, по известнякам развиваются скарны, по терригенным и терригенно-карбонатным породам - различные роговики: биотитовые, пироксеновые, силлиманитовые, кордиерит-андалузитовые, кварц-актинолитовые; в них нередко порфиробласты. Ширина экзоконтактовой зоны может служить признаком залегания контакта: при его пологом погружении от массива экзоконтактовая зона будет шире, чем при крутом залегании или падении под массив. Экзоконтактовая зона характеризуется также присутствием инъекций и жильных ответвлений - апофиз гранитного материала.

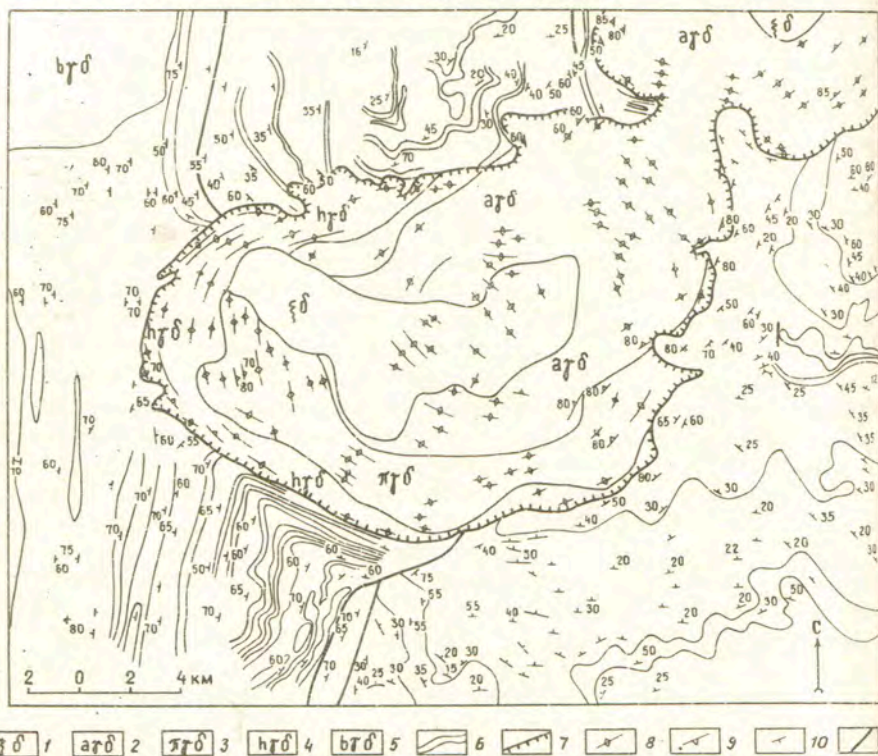


Рис. 58. Батолит Уайт-Крик (Британская Колумбия), частично дискордантный, частично согласный в связи с отодвиганием в сторону вмещающих пород. По А.Баддингтону, 1963:

1 - кварцевые монцитоны; 2 - аплитовые гранодиориты; 3 - порфировидные гранодиориты; 4 - роговообманково-биотитовые гранодиориты; 5 - биотитовые гранодиориты; 6 - вмещающие протерозойские кварциты, аргиллиты, доломиты; 7 - контакт батолита; 8 - вертикальная, 9 - наклонная, 10 - наклонное залегание слоистости; 11 - сбросы

Механическое воздействие внедряющейся интрузии на вмещающие породы, как правило, незначительно. Лишь в некоторых случаях

фиксируются раздвиги, поднятия и изгибы вверх и в стороны окружающих слоев. Явления такого рода можно видеть в гранитном массиве Обалы-Кумкудук в одном из районов западной части Центрального Казахстана. Здесь в зоне активного контакта слои вмещающих девонских пород меняют простирание на $60-70^\circ$ и оказываются задранными, падая периклинально от массива под углами $20-25^\circ$. Пример сдвига в сторону от массива слоистой рамы приводится А.Баддингтоном (рис. 58).

В то же время отсутствие каких-либо изменений в структуре вмещающих толщ в экзоконтактной зоне может служить доказательством образования камерного пространства гранитоидного массива не насильственным внедрением магмы, а в результате магматического замещения или способом обмена местом при внутрикоровом кальдерообразном проседании блоков.

Структурному подразделению батолитовых гранитоидов соответствуют две формации: тоналит-гранодиоритовая или диорит-гранодиоритовая и адамеллит-гранитовая или гранитовая (с ее разновидностями - лейкогранитовой, аляскитовой, щелочно-гранитовой). В строении конкретных массивов им отвечают одноименные комплексы или серии магматических пород. "Геологическая связь диоритов с гранитами и гранодиоритами часто настолько тесная, что они не различаются при геологическом картировании" (Петрография, 1981, ч.2, с.141). Гранитоиды, по Ф.Ю.Левинсон-Лессингу, - "совокупность гранитов и разных переходных к кварцевым диоритам пород; отчасти обнимает и эти последние" (Ф.Ю.Левинсон-Лессинг и Э.А.Струве. Петрографический словарь, 1963, с.92).

IV.2.1

Особенности первичного строения и трещины гранитоидных массивов

Массивы гранитоидов состоят, как правило, из пород, образовавшихся путем застывания нескольких последовательных порций, или фаз, внедрения магмы. Так, многофазовым строением, установленным работами В.С.Коптева-Дворникова, С.В.Ефремовой, Е.В.Негрей, О.С.Полквой (Коптев-Дворников, 1952; Коптев-Дворников и др., 1960, 1962), обладает значительная часть массивов девонских и позднепалеозойских гранитоидов Центрального Казахстана. В их составе выделяются породы ранних, начальных фаз (обычно более основные), главной интрузивной фазы, слагающие большую часть массива и обуславливающие его название (гранитный, гранодиоритовый и т.д.), и далее породы фазы дополнительной интрузии - наиболее кислые и лейкократовые. Дополнительные интрузии образуют плоские залежи в трещинах термоусадки в апикальной части массива, по периферии и иногда внутри него. Мощность тел дополнительных интрузий от первых метров до нескольких сотен метров. Завершает становление интрузивов гранитоидов жильная серия, в которой также

выделяются разновозрастные породы: первого этапа - микрограниты, гранит-порфиры, аплиты, пегматиты и второго этапа - более основные меланократовые породы, в том числе лампрофиры, а также сие-нит-порфиры и гранит-порфиры. Породы жильной серии заполняют прототектонические трещины, причем если дайки первого этапа располагаются в самом массиве, то дайки второго этапа выходят за его пределы. Отмеченная последовательность становления гранитоидных массивов может усложняться несколькими генерациями дополнительных интрузий, внедрением их после жильных гранитов первого этапа, проявлением грейзенизации, высоко- и низкотемпературных кварцевых жил и т.п.

Многие массивы состоят из нескольких разновозрастных комплексов (или серий) и представляют собой сложные длительно развивавшиеся центры магматической активности (рис. 59). В то же время можно полагать, что формирование поздних фаз внедрения гранитной магмы представляет собой внутрикамерный процесс, связанный с охлаждением и кристаллизацией наиболее кислых расплавов и свойственный интрузивам, образовавшимся на глубинах до 6-8 км (Марин, 1976). Возможно также участие в этом процессе жидкостного расщепления расплава - ликвации.

Первичные линейные и полосчатые текстуры в большинстве массивов, сложенных гранитами, маловыразительны и непредставительны. Значительно лучше они проявлены в меланократовых породах - диоритах и кварцевых диоритах, гранодиоритах, в некоторых гранитоидах, выборочно обогащенных ксенолитами. В таких породах ориентировки создаются направленным расположением минералов или цепочек минералов, шлиров и удлинённых ксенолитов. Детальные исследования гранитных массивов, представляющихся на первых порах совершенно бесструктурными, позволяют в ряде случаев обнаружить в их пределах первичные ориентировки. Массивы с таким трудным выявляемым внутренним строением были названы В.К.Моничем (1957) квазиизотропными.

К собственно первичным, возникшим под воздействием внутренних сил самой интрузии (линейные ориентировки первого типа, см. гл. I), относятся часто спорадически развитые ориентировки по роговой обманке, биотиту и полевым шпатам. С некоторой долей условности здесь можно выделить несколько видов текстурных узоров:

- 1) пологий, несогласный по отношению к генеральному простиранию складок вмещающих пород (см. рис. 3, 2);
- 2) вертикальный, распространяющийся на весь массив или на его большую часть; описан Э.Клоссом (1958), затем Р.М.Хатчинсоном (1958) в батолите Инчантед-Рок, в Техасе, США (см. рис. 3, 3, 4);
- 3) вертикальный, проявляющийся на отдельных участках; описан А.В.Авдеевым (1965) в ряде массивов Центрального Казахстана (см. рис. 3, 5, 6);

4) лакколитообразный, многолучевой, проявляющийся, как и предыдущий узор, в части массива; описан В.К.Моничем (1957) в Баянаульском массиве Центрального Казахстана (см. рис. 3, 7, 8);

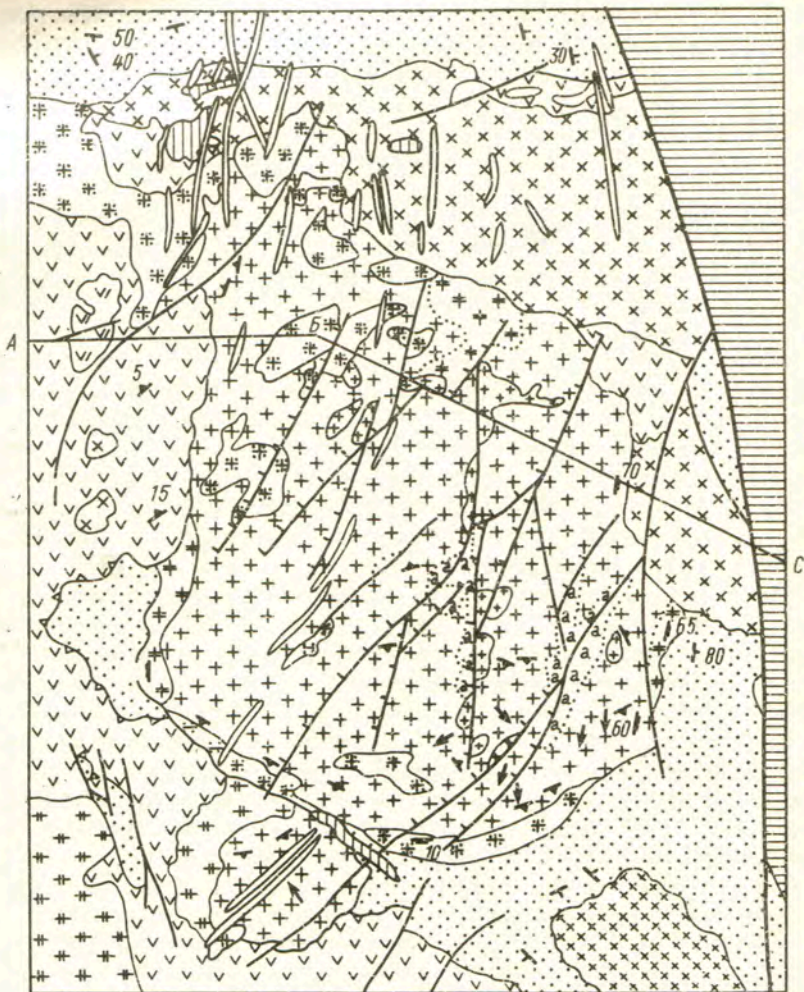
5) куполовидный (см. рис. 3, 9);

6) струйчатый, разнонаправленный при общей пологой ориентировке (см. рис. 3, 10).

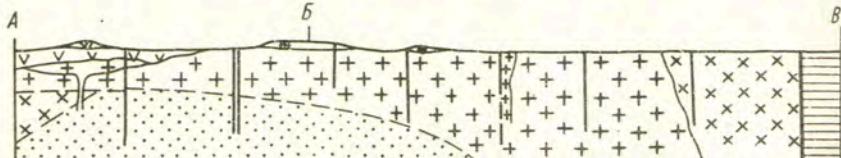
Исследования Г.Клооса и геологов его школы, проводившиеся на массивах Западной Европы и Северной Америки, как указывал Р.Болк (1946), позволили выделить несколько "идеальных структурных типов массивов". Тектурные рисунки таких массивов представлены шлировыми куполами (см. рис. 3, 13, 14) и шлировыми сводами (см. рис. 3, 11, 12), сводами (см. рис. 3, 1, 2, 11, 12) и куполами (см. рис. 3, 9) линий течения. В куполах плоские шлиры располагаются по всему массиву, в сводах они приурочены к краевым зонам и слабо развиты или отсутствуют во внутренней части массива. Своды линий течения, изображенные на рис. 3, 1, 11, 12, представляют пример пологой линейности, простираение которой совпадает с простираением складок вмещающих пород и может связываться с внешним давлением (второй тип ориентировки, гл. I).

Первичная линейная текстура в массивах гранитоидов имеет, таким образом, разное выражение: существуют пологая протяженная линейность, совпадающая по ориентировке с генеральным простираением вмещающей складчатой структуры, и пологая линейность, несогласная по отношению к складчатости; существуют также вертикальная или крутая и наклонная ориентировки линейности. Полосчатая текстура по сравнению с линейной является более редким элементом строения гранитоидов. Преобладающим распространением пользуется полосчатость, согласная по отношению к внешней контактовой поверхности и тяготеющая к краям массивов.

Различные более сложные, не укладывающиеся в простые геометрические схемы виды тектурных узоров представлены на рис. 58, 60, 61. Как пример линейной ориентировки, устанавливаемой по слабо выраженному расположению кварца, полевых шпатов, оси вращения биотита и параллельной складкам Чингизского антиклинория, можно привести тектурный рисунок в гранитах Кызылсорского массива (рис. 60). В массивах Уайт-Крик (см. рис. 58) и Кенсол (рис. 61) хорошо выражена главная особенность расположения ориентированных тектурных элементов - их общая конформность внешней структуре, определяемой формой поверхностей интрузивных контактов. В последние годы геологами США и Канады выполнен ряд интересных описаний внутреннего строения гранитоидных массивов складчатого пояса Северо-Американских Кордильер. Так, по данным Р.Рейда (Reid, 1987), в тоналитах батолита Айдахо по амфиболам, ксенолитам, пучкам биотита, уплощенным зернам кварца и полевых шпатов выявляются плоскостные тектуры течения, погружающиеся под углом 70° , местами сложно смятые, удлинненно-веретеновидные, закрученные по часовой стрелке и против нее.



KM 0 1 2 3 4



- | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | | |

Своеобразную полосчатость, выраженную в повторяемости различных структурно-текстурных особенностей пород, описал Е.В.Шевченко (1951) в некоторых пермских плутонах лейкократовых гранитов Центрального Казахстана. Мелкозернистые, аплитовидные и другие разности, обычно распространенные в апикальных эндоконтактных зонах, вновь появляются ниже крупнозернистых гранитов. Такие "слои-оболочки" мощностью от 0,5-5 до 200 м (чаще 10-80 м) имеют постепенные переходы между собой и занимают всю ширину магматической камеры; к ним нет подводящих каналов. Появление их автор связывает с пульсирующим изменением условий кристаллизации, например при удалении летучих компонентов. Этой первичной полосчатости Е.В.Шевченко противопоставляет более позднюю инъекционную структуру, возникшую при заполнении магмой пологих трещин. Контакты таких тел, имеющих нередко подводящие каналы, всегда резкие интрузивные, определяющие многофазовое строение массивов гранитоидов.

Воронкообразные текстурные узоры, обычные, как мы видели, для габброидов, в массивах гранитоидов встречаются редко. Так, массив Фламанвилль в Нормандии, по данным, приводимым Э.Рагеном (1979) со ссылкой на Н.Мартина, обладает первично-ориентированной текстурой, расположенной в виде перевернутого конуса, осложненного радиальными трещинами. Ограниченность развития в гранитах таких узоров, вызванных гравитационной дифференциацией, объясняется, по Л.Уэйджеру и Г.Брауну (1970), большой вязкостью магмы и относительно быстрым ее охлаждением.

С рассмотренными первично-ориентированными текстурами не следует путать вторичные, наложенные элементы, возникшие после кристаллизации пород массивов, - гнейсовидность, зоны милонитов и катаклазированных пород. Существует также группа протокатаклитов, возникших после затвердевания, но до полного формирования гранитного плутона. Протокатаклиты, или пневматокластиты, образующиеся с участием флюидных струй, залегают в краевых зонах гранитов в виде секущих инъекций и состоят из раздробленных материнских пород.

Рис. 59. Схематическая геологическая карта Бохтинского массива гранитоидов. Центральный Казахстан. Составил В.Г.Тихомиров с использованием материалов И.Л.Дорохова, А.М.Курчава:

1, 2 - нижний карбон: андезитобазальты (1) и дациты (2); 3 - средний-верхний девон: терригенные отложения; 4 - нижний и средний палеозой нерасчлененные; 5 - позднемелкозернисто-раннепермские экструзивные образования; 6 - пермские гранит-порфиры: позднемелкозернисто-раннепермские гранитоиды; 7 - мелкозернистые граниты, 8 - порфировидные граниты дополнительных интрузий, 9 - лейкократовые граниты второй фазы, 10 - биотитовые граниты первой главной фазы, 11 - граниты краевых зон, 12 - альбитизированные граниты; 13 - среднекаменноугольные гранодиориты; 14 - предположительно раннекаменноугольные гранитоиды; 15 - Центральнокзахстанский разлом; 16 - разрывные нарушения: со значительной амплитудой (а), с небольшим смещением или трещины (б); 17 - геологические границы: несогласного залегания (а), интрузивные (б); 18 - границы фаций; 19 - первичные ориентированные пологие текстуры: полосчатая (а), линейная (б); 20 - падение поверхности контакта; 21 - элементы залегания слоев; 22 - предполагаемые контакты гранитоидов на разрезе

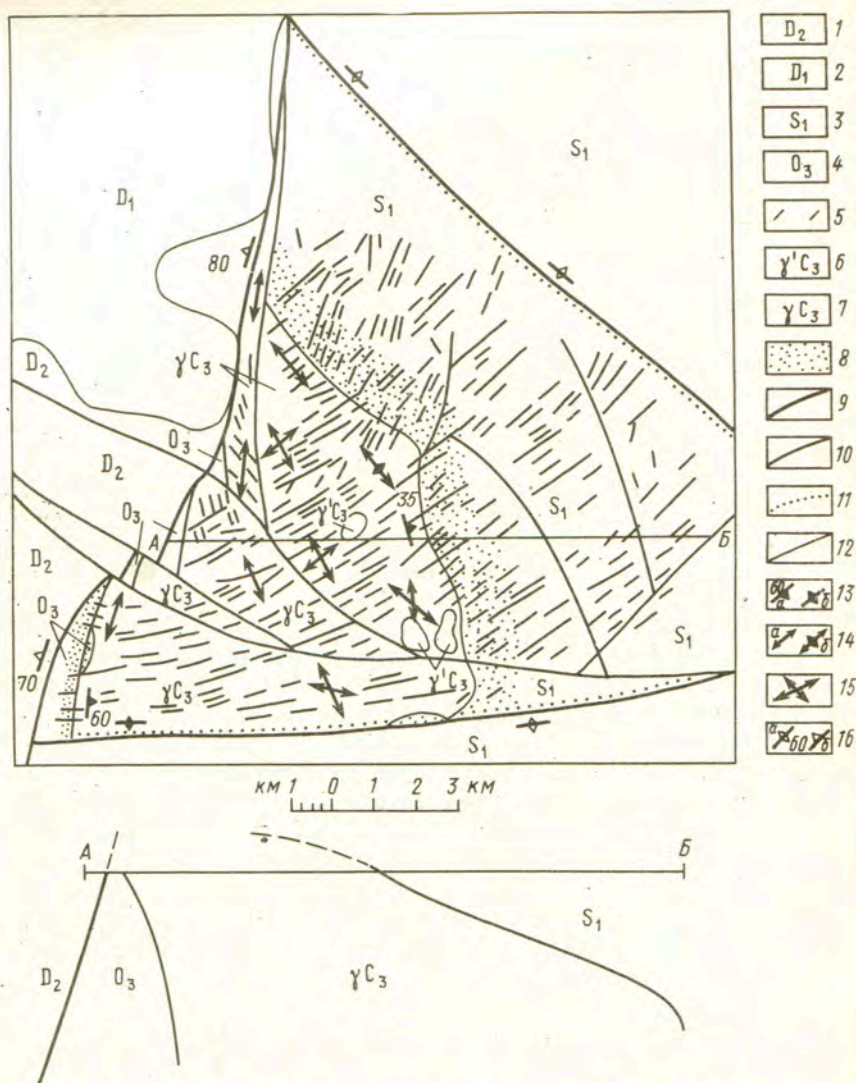


Рис. 60. Схематическая геологическая карта Кызылсурского гранитного массива. Центральный Казахстан. По О.Е.Беляеву, В.А.Соловьеву, Т.О.Федорову, 1972:

1 - андезитобазальты, риолитовые туфы среднего девона; 2 - риолитовые игнимбриты нижнего девона; 3 - песчаники, алевролиты, конгломераты нижнего силура; 4 - туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты верхнего ордовика; 5 - дайки микрогранитов, аплитов, гранит-порфиров, реже - более основных пород; позднекаменноугольные гранитоиды: 6 - мелкозернистые граниты, 7 - крупнозернистые биотитовые граниты; 8 - ороговикованные породы; 9 - Центральноказхастанский разлом; 10 - прочие разрывы и геологические границы; 11 - контур массива на глубине 6-7 км, по геофизическим данным; 12 - прототектонические поперечные трещины; первичные ориентированные текстуры: 13 - плоскостные: а - наклонные, б - вертикальные, 14 - линейные горизонтальные (а) и совместные линейные горизонтальные и плоскостные вертикальные (б), 15 - многолучевые линейные горизонтальные (длинные стрелки - главные, короткие - второстепенные); 16 - положение сместителей: а - вертикальное, б - наклонное

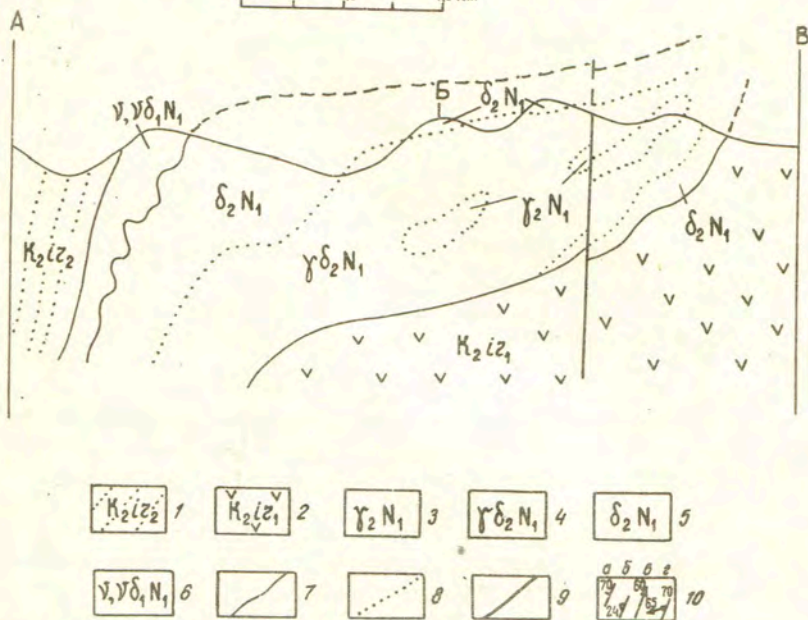
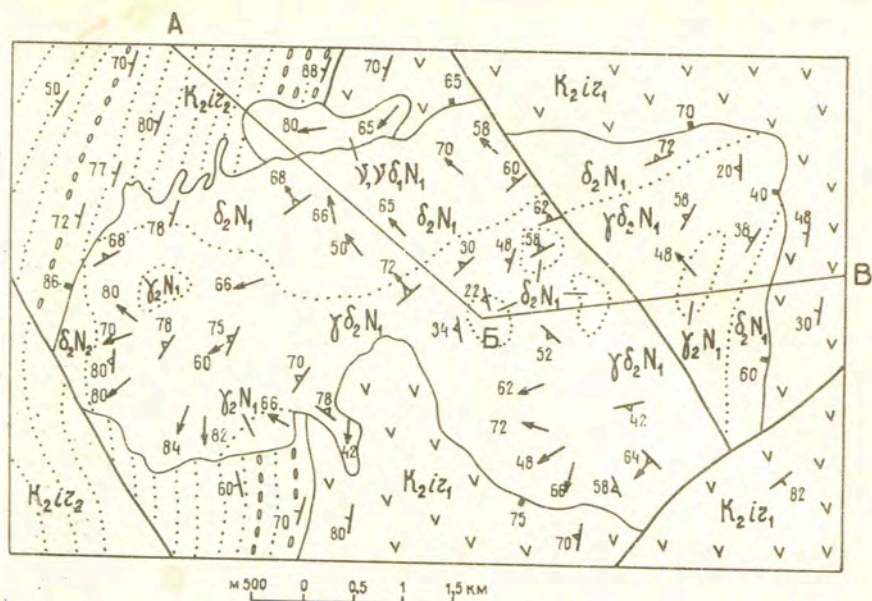


Рис. 61. Схематическая геолого-структурная карта и разрез гарполита Кенсол на Камчатке. По А.В.Колоскову и Г.Б.Флерову (с изменениями, упрощенно):
 1, 2 - меловая система, верхний отдел, ирупейская серия: 1 - верхняя часть: кремнистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, в низах - гравелиты и конгломераты, 2 - нижняя часть: андезиты с прослоями туфов и кремнистых пород; 3-6 - миоценовый интрузивный комплекс: вторая фаза: 3 - граниты, 4 - гранодиориты, 5 - кварцевые диориты; первая фаза: 6 - габбро и габбродиориты; 7 - геологические границы; 8 - границы фаций интрузивных пород; 9 - разрывные нарушения; 10 - залегание: а - слоистости, б, в, г - первично-ориентированных тектур: б - плоскостных, в - линейных, г - линейно-плоскостных

Еще одна довольно часто встречающаяся особенность внутреннего строения массивов гранитоидов состоит в присутствии в них элементов структуры вмещающих пород, продолжающейся внутри гранита без следов заметного смещения (рис. 62).

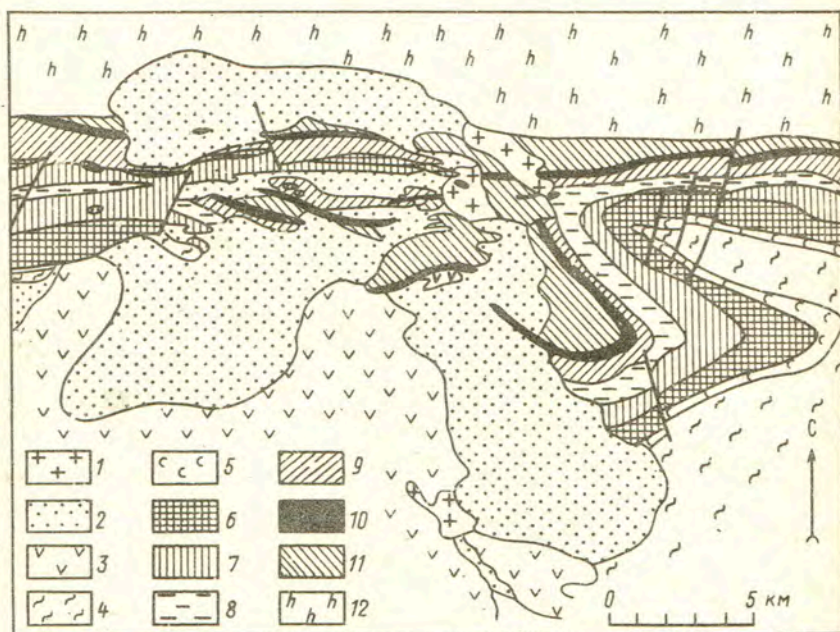


Рис. 62. Массив Ростренен. Бретань. По Э. Жерминэ П. Прувосту, Э. Рагену (Ражен, 1979):

1 - гранит Плеуф; 2 - гранит Ростренен; 3 - лейкогранит; 4 - докембрий; 5 - кембрий; 6 - нижний ордовик; 7 - средний ордовик; 8 - готландий; 9 - жединские отложения; 10 - девон "наложенного этажа"; 11 - кобленцские отложения; 12 - диантские отложения

Подобная "призрачная стратиграфия", выраженная крупными ксенолитами и скиалитами и хорошо представленная в мигматитовых гранитоидах, свойственна и батолитовым гранитоидам, отображая общность некоторых характерных черт породившей их гранитизации.

Трещиноватость массивов гранитных пород - характерная черта их геологического строения - изучена, однако, недостаточно хорошо.

Наиболее известны работы Г. Клооса (см. гл. I). Главное положение предлагаемого им методического направления состоит, как уже говорилось, в утверждении необходимости выявления связей и отношений трещин с предшествующей геологической историей остывающего плутона, фиксируемой появлением первичного тектурного узора. В то же время хорошо известно, что это направление, нацеливающее исследователя на поиски генетических аспектов проявления трещиноватости, встречает значительные трудности в практическом применении. Они заключаются в том, что во многих гранитных массивах линейная текстура - главный репер в систематике Г. Клооса -

выражена слабо, проявляется спорадически или по существу отсутствует.

В связи со сказанным естественной представляется постановка вопроса о выработке новой систематики, основанной на простых морфологических критериях и позволяющей в дальнейшем, при получении соответствующих данных, перейти к исследованию и более сложной связи трещин с первичной текстурой.

Далее рассматривается морфологическая и генетическая систематика трещин гранитных массивов (Тихомиров, 1987), разработанная на примере палеозойских гранитных массивов Центрального Казахстана.

Морфологическая систематика (табл. 6) имеет в основе данные об ориентировке трещин и их положении в массиве.

Таблица 6

Морфологические группы трещин гранитных массивов

А. Разноориентированные.

Короткие, неровные и прерывистые; тонкие, закрытые с зарубцованными швами; углы падения от крутых до пологих; характерны сетчатые, ветвистые, пауко- и линзовидные "структурные узоры".

Б. Крутопадающие.

I. Ортогональные или взаимно перпендикулярные. Протяженные, прямолинейные; трещины одного направления обычно образуют параллельные ряды со средними расстояниями между ними 0,5 – 3 м; полости трещин открытые, зияющие, извилистые, неровные или закрытые, притертые, гладкие с бороздами и зеркалами скольжения и перистыми короткими трещинами.

II. Диагональные, сопряженные с ортогональными и им подчиненные. Короткие, прямолинейные; закрытые, сжатые со штрихами скольжения.

III. Кольцевые и неполнокольцевые, или дуговые.

1. Общие с одним центром, совпадающим с центром массива изометричной формы.

2. Локальные с одним или несколькими центрами, располагающимися в разных частях массивов, той или другой (изометричной, продолговатой или сложной неправильной) формы.

3. Краевые, встречающиеся в краевых частях массивов разной формы.

IV. Радиальные, сопряженные с кольцевыми.

В. Пологие

I. Образующие обширные своды, уходящие за пределы массивов (трещины "обширных сводов").

II. Образующие своды и отдельные купола, ограниченные в своем распространении гранитными массивами (трещины "ограниченных сводов").

Так, по характеру ориентировки различают разноориентированные, крутопадающие и пологие трещины; по соотношению друг с другом – ортогональные и диагональные; по форме – прямолинейные, кольцевые и дуговые; по положению в массиве и по отношению к его

раме - трещины общие, локальные*, краевые, радиальные, трещины обширных сводов, уходящие за пределы массивов, и трещины ограниченных сводов, развитые только на массивах (рис. 63, 64).

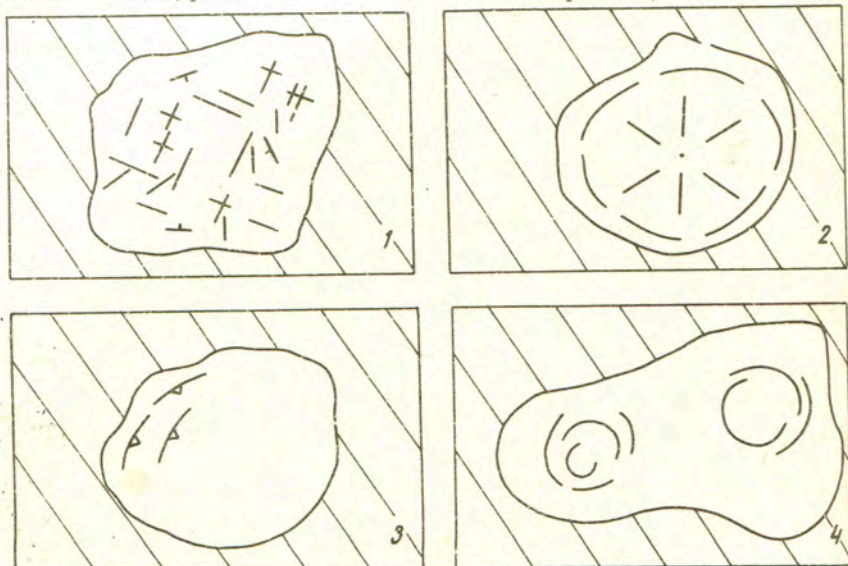


Рис. 63. Схемы трещин гранитных массивов. Плановое изображение:

1 - разноориентированные, ортогональные, диагональные; 2 - кольцевые общие, радиальные; 3 - краевые; 4 - кольцевые локальные

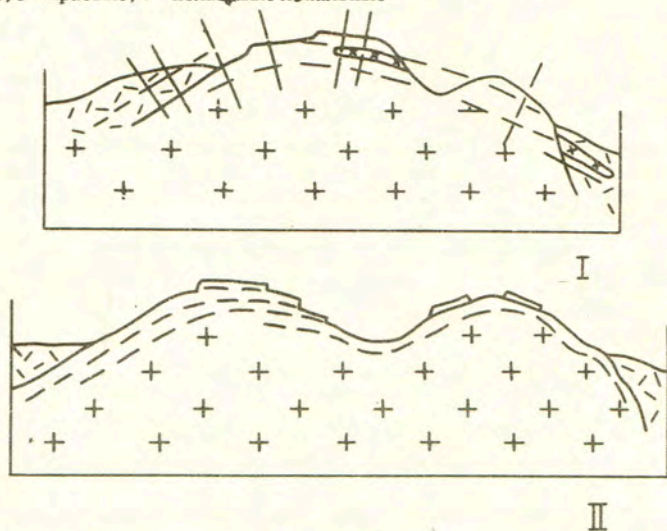


Рис. 64. Схемы трещин гранитных массивов в разрезе:

I - обширных сводов, II - ограниченных сводов

* Деление кольцевых трещин на общие и локальные дано по А. В. Авдееву (1965).

Генетические группы трещин. гранитных массивов и их отношение
к морфологическим группам

Генетические группы	Морфологические группы
I. Первичные контракционные	Ia. Разноориентированные, пологие обширных сводов(?), локальные кольцевые (?)
II. Первично-вторичные, возникающие под воздействием поднимающейся интрузии или массива "всплывающих" остывших пород; вертикальная сила, направленная снизу вверх, вызывает растяжение вдоль апикальной части интрузива и формирование трещин отрыва и скалывания	IIa. Ортогональные и диагональные, общие кольцевые и радиальные, краевые
III. Вторичные расслаивания и расширения при разгрузке; вертикальная сила, направленная снизу вверх, вызывает растяжение по вертикали или растяжение параллельно поверхности свободного пространства с формированием трещин отрыва	IIIa. Пологие ограниченных сводов
IV. Первично(?)—вторичные планетарные	IVa. Ортогональные крутые в сочетании с разными пологими трещинами

В генетической систематике (табл. 7) выделены трещины: собственно первичные; первично-вторичные, унаследованно связанные друг с другом, и вторичные. Последние представлены одной из особых групп вторичных трещин, свойственных гранитам и возникающих на этапе существования гранитного массива как твердого тела. Среди всех этих трещин в свою очередь могут различаться: трещины контракционные; трещины, связанные с поднятием гранитной массы в жидком и твердом состоянии; трещины расслаивания и расширения при разгрузке и, наконец, планетарные трещины.

К первичным трещинам контракционного происхождения относятся три морфологические группы: разноориентированные трещины и с известной долей условности пологие трещины обширных сводов, а также, по-видимому, локальные кольцевые трещины.

Принадлежность разноориентированных трещин к первичным наиболее очевидна. Они обладают специфичным, лишь им свойственным, структурным узором, резко отличающимся от узора трещин других групп. Трещины повсеместно выполняются жилами кислых пород и характеризуются сетчатыми ветвящимися пауко- или линзообразными структурами и отсутствием постоянной ориентировки. Описываемую группу трещин можно, вероятно, сопоставить с выделенными М.А.Осиповым (1974) ветвящимися "горячими" трещинами. Полости таких трещин оформляются в еще не полностью затвердевшей среде. Характерны котлообразные и радиально-ветвящиеся формы, близкие к так называемым усадочным раковинам, возникающим при термическом сокращении в отливках силикатного расплава или металла.

На вероятную принадлежность пологих гранитных трещин к контракционным имеются указания во многих работах. Пологие трещины обширных сводов охватывают как плутон, так и породы окружающей рамы. Около пологих контактов трещины следуют почти параллельно контактовой поверхности. При крутом падении поверхности магматического тела они могут упираться в контакт, переходя во вмещающие отложения. С этой системой трещин связаны пологозалегающие жильные тела и дополнительные интрузии. В некоторых случаях пологие трещины контролируют гранитные инъекции, располагающиеся вне массивов в зоне экзоконтакта во вмещающих породах. Важная особенность этих трещин состоит в том, что при общей субгоризонтальной ориентировке они не зависят от положения современной земной поверхности. Пологие трещины, следуя вдоль внешних ограничений остывающего массива, располагаются параллельно изотермам и являются следствием сокращения объема магматического тела при застывании его апикальной части. Особого объяснения требует факт распространения пологих контракционных трещин во вмещающие породы. Очевидно, что температурное воздействие в зоне экзоконтакта было значительным, создавалось единое температурное поле массива и его ближайшего обрамления с общими условиями последующего остывания и растрескивания. Но при таком объяснении генезиса пологих трещин следует считать, что мощность зоны трещиноватых пород должна примерно соответствовать мощности зоны контактового метаморфизма, т.е. достигать сотен метров.

Правомочен и другой подход к пояснению происхождения пологих трещин обширных сводов. Можно высказать предположение, что рассматриваемые трещины (или их часть) могли возникнуть в результате растяжения по вертикали при воздымании интрузивного тела (см. ниже).

Локальные кольцевые трещины не подчинены в своей ориентировке внешним контактам массивов. Эти трещины, выделенные в массивах Центрального Казахстана (Кирейский, Ортау, Жаман-Карабас и др.), характеризуются собственным структурным планом и накладываются на более ранние образования. Описываемые трещины выполнены жильной серией. Трещины и дайки жильной серии образуют почти правильные кольца, эллипсы, овалы или подковообразные структуры, переходящие в вытянутые линейные пояса. Размеры таких замкнутых и полузамкнутых структур до 16 км по длинной стороне (см. рис. 81). В центрах кольцевых структур А.В.Авдеевым, как говорилось выше, описана вертикальная линейность (см. рис. 3, 5, 6). Она, вероятно, фиксирует участки местного (внутри массивов) подъема расплавов, и трещины, таким образом, возникают за счет различий в температуре разных частей остывающего плутона.

Первично-вторичные трещины представлены несколькими морфологическими группами: ортогональными, диагональными, общими кольцевыми, радиальными и краевыми.

Интенсивность и ясность выражения ортогональных трещин, образующих протяженные взаимно параллельные ряды и сопровождаемых менее представительными диагональными трещинами, определяется размерами плутонов и их составом. На многих примерах (в хорошо обнаженных массивах Центрального Казахстана: Бохтинском, Кентском, Каркалинском, Калдырминском, Темиршинском и др.) можно заметить, что рассматриваемые трещины наиболее полно развиты в крупных плутонах, сложенных сериями собственно гранитных пород - лейкократовыми, биотитовыми, аляскитовыми гранитами. Такие массивы создают обычно положительные формы расчлененного рельефа, с относительными превышениями в несколько десятков и сотен метров. Крутые трещины в сочетании с пологими определяют появление характерных столбообразных, сундучных, матрацевидных форм отдельностей. В отличие от этого в массивах, сложенных сериями гранодиоритовых пород - кварцевыми диоритами, собственно гранодиоритами, - рассматриваемые трещины теряют четкость выражения, становятся более прерывистыми и неустойчивыми по простиранию. Областям распространения гранодиоритов, характеризующихся по сравнению с гранитами меньшими высотными отметками, свойственны неправильные, остроугольные, щебнистые виды отдельностей.

Решетки ортогональных и диагональных прямолинейных трещин развиваются в продолговатых, протяженных массивах и в массивах, имеющих в плане неправильные сложные очертания. Кольцевые трещины, сопряженные с ними радиальными, свойственны изометричным массивам. Между этими видами массивов и развитыми в их пределах сочетаниями трещин могут быть намечены ряды постепенных переходов.

Первично-вторичные трещины относятся или к трещинам отрыва, или к трещинам скалывания со всеми характерными для них признаками. Такие трещины создаются при приложении вертикальной восходящей силы на сводах и крыльях продолговатых или изометричных структур. Условия возникновения сложных полей напряжения и соответствующих трещин хорошо известны и описаны многими авторами. В нашем случае роль таких воздымающихся структур играют массы гранитного материала, находящегося в жидком или твердом состоянии.

Подъем гранитного расплава происходит за счет различия его плотности и плотности вмещающих пород. Плотность расплава составляет около $2,20 \text{ г/см}^3$, тогда как средняя плотность вмещающих пород значительно больше: например, плотность пород, вмещающих палеозойские гранитные интрузии Центрального Казахстана, в среднем не менее $2,70 \text{ г/см}^3$. Нужно также заметить, что ультраметаморфизм и плавление с уменьшением плотности при переходе от пород к расплаву сопровождается и значительным (до 20%) увеличением объема. Подъем гранитов продолжается и в твердом состоянии после застывания интрузии, что приводит к обычному явлению четкого выражения крупных гранитных массивов в современном рельефе. Плот-

ность гранита порядка $2,60-2,64 \text{ г/см}^3$. Следовательно, и в этом случае существует значительная разность плотностей, которая создает подъемную силу, вызывающую "всплывание" гранитных массивов.

Таким образом, закономерные связи между трещиноватостью плутонов и их составом, размерами, выражением в рельефе и строением вмещающей рамы могут объясняться количеством массы гранитного материала и его меняющейся плотностью, условиями кристаллизации и вскрытия гранитов на поверхности.

Возникновение краевых трещин, по Г.Клоосу, объясняется растяжением на краях поднимающегося интрузива, т.е. в общем той же вертикальной действующей силой. Краевые трещины были получены Г.Клоосом и В.Риделем в опытах с пластичной глиной. Подъем поршня, находящегося под слоем пластичного вещества, имитирует обстановку, создавшуюся при давлении со стороны интрузии.

Из сказанного следует, что первично-вторичные трещины характеризуются длительной многоэтапной историей становления. Среди них присутствуют ранние первичные трещины, с которыми связана жильная серия, и вторичные трещины нескольких генераций. Ранние трещины часто секутся трещинами более поздних генераций с хорошо заметной тенденцией к унаследованию старых направлений. Обычно в каждой системе трещин наблюдаются отклонения от "среднего азимута простираения" на различные углы - до $20-30^\circ$ в ту и другую сторону (рис. 65).

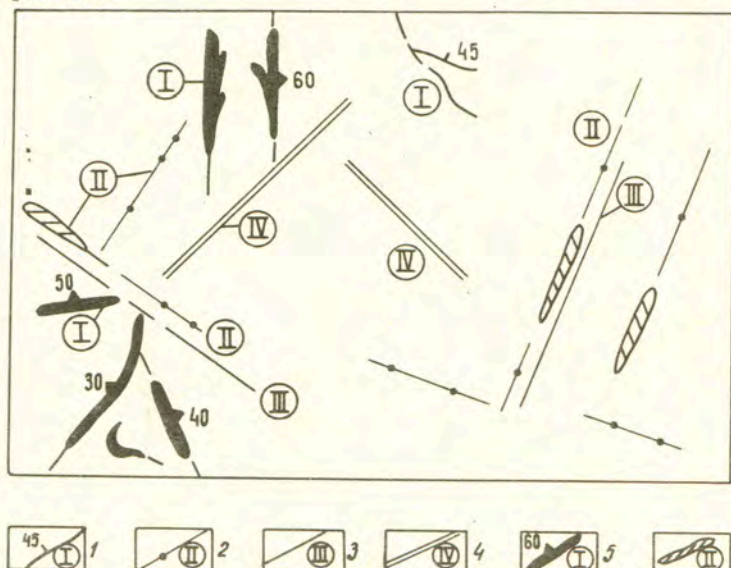


Рис. 65. Системы разновозрастных первичных и вторичных трещин в одном из участков Бокхтинского массива:

1 - разноориентированные трещины и выполняющие их жильные образования (5); 2 - ортогональные первичные трещины ранней генерации и выполняющие их жильные образования (6); 3 - ортогональные (первичные или вторичные?) трещины следующей генерации; 4 - ортогональные вторичные трещины; 5, 6 - жильные образования; I, II, III, IV - этапность возникновения трещин

Особенно широко развиты вторичные открытые прерывистые трещины с широкими зияющими, неровными извилистыми полостями. Такие трещины возникли в полностью остывшем плутоне. Ранние вторичные трещины обладают, как правило, большой протяженностью, прямолинейны и почти вертикальны. Более поздние трещины обнаруживают отчетливую связь с рельефом. На склонах возвышенностей они часто наклонены в сторону смежных пониженных участков с углами падения трещин от 50-60 до 90°.

С этапом существования плутона как твердого тела связывается образование вторичных трещин расслаивания и расширения пород при разгрузке, соответствующих морфологической группе трещин ограниченных сводов. Эти трещины, в отличие от пологих трещин обширных сводов, не выходят (или практически не выходят) за пределы гранитного массива, повторяют в общих чертах контуры современного рельефа и четко проявляются вблизи поверхности, образуя тонкие плитчатые отдельности и слои, переходящие вниз по вертикали в слои большей мощности и в глыбовые отдельности. Рассматриваемые трещины возникают вследствие разгрузки напряжений при снятии петростатического (литостатического) давления. Этот процесс вызывается денудацией кровли плутона и выходом на поверхность гранитных пород. В результате эти породы, находившиеся ранее в сжатом состоянии, расширяются, что приводит, как указывает А.Е.Михайлов (1984), к образованию трещин отрыва, параллельных поверхности свободного пространства.

Таким образом, при формировании различных трещин определяющую роль играет вертикальная сила. Она, как мы видим, имеет сложную природу: поднятие расплава, затем всплывание гранитов в том и другом случае из-за различия в плотности с вмещающими породами и, наконец, расширение, объясняемое снятием петростатического давления. Из сказанного следует, что в воздымающемся гранитном массиве постоянно существует несколько разнородных полей напряжения. Весьма резко, если судить по интенсивности трещиноватости, проявляется горизонтальное растягивающее напряжение или растяжение вдоль апикальной части интрузива. Оно приводит к появлению вертикальных и крутых, часто веерообразных, систем ортогональных и кольцевых трещин. Другое растягивающее напряжение, которое вызывает образование пологих трещин, совпадает по направлению с вертикальной силой.

Важная и показательная черта гранитной структуры заключается в том, что сочетания пологих и крутых трещин составляют рисунок "кирпичной кладки", считающийся характерным для планетарной трещиноватости. В этом рисунке взаимно параллельные и перпендикулярные трещины, пересекаясь и прерываясь на коротких расстояниях, образуют частую сетку. Трещины расположены кулисообразно, утыкаются одна в другую и не прослеживаются в смежную ограничивающую отдельность. Особенно хорошо этот рисунок выражен в самых поздних вторичных крутых трещинах и пологих трещинах ограниченных сводов, наблюдаемых на склонах возвышенностей, где ясно выступает связь всех этих образований с современным рельефом.

Не касаясь проблемы происхождения планетарной трещиноватости, мы можем, однако, считать, что, представляя собой региональные структуры длительного (догранитного, гранитного и послегранитного) развития, планетарные трещины наследуются трещинами, возникающими при становлении гранитов, т.е. в гранитном массиве совмещаются и накладываются друг на друга разные механизмы, приводящие к образованию морфологически сходных структурных форм. Происходит возобновление старых трещин или возникновение новых по уже определившимся направлениям. В конечном итоге становятся особенно хорошо заметными системы трещин наиболее позднего заложения.

IV.2.2

Формы залегания массивов батолитовых гранитоидов

Формы залегания батолитовых гранитоидов характеризуются большим разнообразием. Широко развиты структурные формы, представляющие собой интрузивные залежи с различной, крутой и пологой, ориентировкой ограничивающих их контактовых поверхностей и сложными неправильными очертаниями. Данные наблюдений последних десятилетий показывают, что особенно часто гранитоиды имеют плитообразную (плаколиты), грибовидную (лакколлиты) или серповидную (гарполиты) форму и оказываются во многих случаях приуроченными к границам региональных угловых несогласий между толщами с разными механическими свойствами.

Примером структурных форм такого типа может служить Бохтинский массив гранодиоритов, биотитовых и лейкократовых гранитов, расположенный в зоне глубинного разлома и тяготеющий в западной своей части к поверхности крупного регионального несогласия между смятыми в складки средне-верхнедевонскими геосинклинальными терригенными отложениями и пологолежащими нижнекаменноугольными орогенными вулканитами (см. рис. 59). Локализация в ослабленной зоне между литологически разнородными толщами характерна для массива бассейна р.Кенсол на Камчатке (см. рис. 61). Массив имеет асимметричную гарполитообразную форму и приурочен к флексуорообразному изгибу вмещающих толщ.

Форма многих массивов гранитоидов контролируется разрывами, одновременными с интрузией или имеющими более раннее заложение. У таких массивов, форма которых может быть названа блоковой, обычно наблюдается плоская кровля и крутые боковые стенки, а их пологие ограничения совпадают с поверхностями несогласий в структуре рамы. Подобным строением, по данным А.И.Ежова, В.А.Павлова и Ю.В.Юнаковской (1965), обладает Мунглинский массив, имеющий форму уплощенного тела с блоковой подошвой и отношением вертикальной мощности к размерам по простиранию 1:5 (рис. 66).

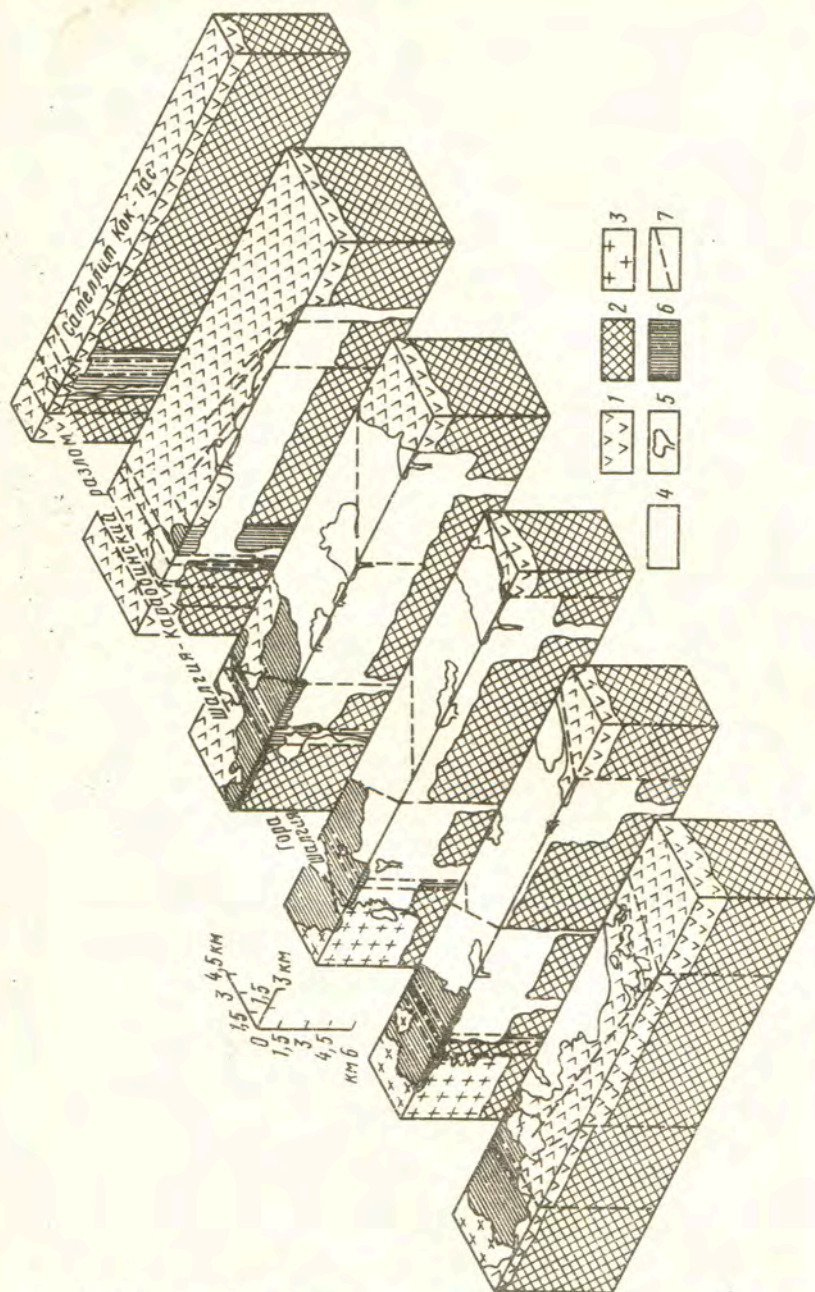


Рис. 66. Схематическая блок-диаграмма строения массива Мунглу. Центр. Казахстан. По А.И.Ежову, В.А.Павлову, Ю.В.Юнаковской, 1965:
 1 - девонские образования; 2 - протерозойские образования; 3 - граниты массива Куу; 4 - граниты массива Мунглу; 5 - внутриинтрузивные тела дополнительных интрузивов и жильных гранитов; 6 - гипербазитовый массив Шалгия; 7 - разрывные нарушения

Гравиметрические исследования А.Н.Дистановой и Ю.В.Юнаковской на массиве Куу, прилегающем к Мунглинскому, позволили установить плоскую форму и этого плутона и его мощность, равную 5-6 км. Кызылсорский массив, упоминавшийся выше (см. рис. 60), имеет форму трехгранной призмы высотой, по расчетам Ю.В.Юнаковской, основанным на гравиметрических данных, порядка 6-7 км.

Пластинообразной формой характеризуется позднеюрский - раннемеловой Прибрежный массив диоритов, тоналитов и плагиогранитов в хр.Джугджур. Породы массива, как указывает А.В.Рихтер (1980), слагают протягивающееся более чем на 100 км тело с крутыми контактами, которое по магнитометрическим данным имеет нижнюю кромку на глубине 2-3 км, а по гравиметрическим - 2-4 км. Интрузивы позднемелового адамеллит-гранит-алескитового комплекса, входящего в состав этого же плутона, образуют линзовидные меж- и внутрiformационные залежи. Кровля интрузивов имеет сложный изрезанный профиль из локальных куполов и разделяющих их пониженных участков - провесов кровли, причем на глубине многие отдельные массивы соединяются. Вмещающие породы, залегающие субгоризонтально (до 10-12°), вблизи купольных участков приобретают более крутые наклоны - до 30-50°. В зоне экзоконтакта имеются согласные, сетчатые и ветвящиеся инъекции, распространяющиеся на сотни метров от контакта.

Глубинное строение Гиссарского плутона интерпретируется как сочетание пластин мощностью до 5-10 км, осложненных в кровле куполами - выступами амплитудой 3-5 км, и крутых корневых частей (Баратов, Щукин, 1980).

Обычно небольшими размерами характеризуются крутые цилиндрические тела - штоки, каплеобразные диапиры, а также упоминавшиеся в предыдущем разделе воронкообразные гранитные массивы. Многие массивы отличаются сложной неправильной формой, представляя собой сочетания нескольких названных структурных типов. Так, плутон Ратлснейк в Южной Калифорнии имеет 8-километровый пологий "язык" и подводящий канал - "некк" (шток) при общей воронкообразной форме.

Различные формы залегания батолитовых гранитоидов схематично представлены на рис. 67.

Изображение крутой вертикальной залежи (рис. 67, 1) и аркообразной куполовидной залежи (рис. 67, 6), отличающихся большой вертикальной мощностью, основано на имеющихся в литературе данных о распространении гранитов на глубину до 10-12 км и, вероятно, до 15 км. Преимущественным развитием пользуются, как уже говорилось, массивы типа гарполитов (рис. 67, 2), лакколлитов (рис. 67, 3), пластин - плаколлитов (рис. 67, 4). Реже встречаются воронкообразные залежи - этмолиты (рис. 67, 5), от которых можно наметить переход к магматическим диапирам. Формы, изображенные на рис. 67, 2-5, обычны, по-видимому, для средних и малых глубин - от 8-5 до 1 км.

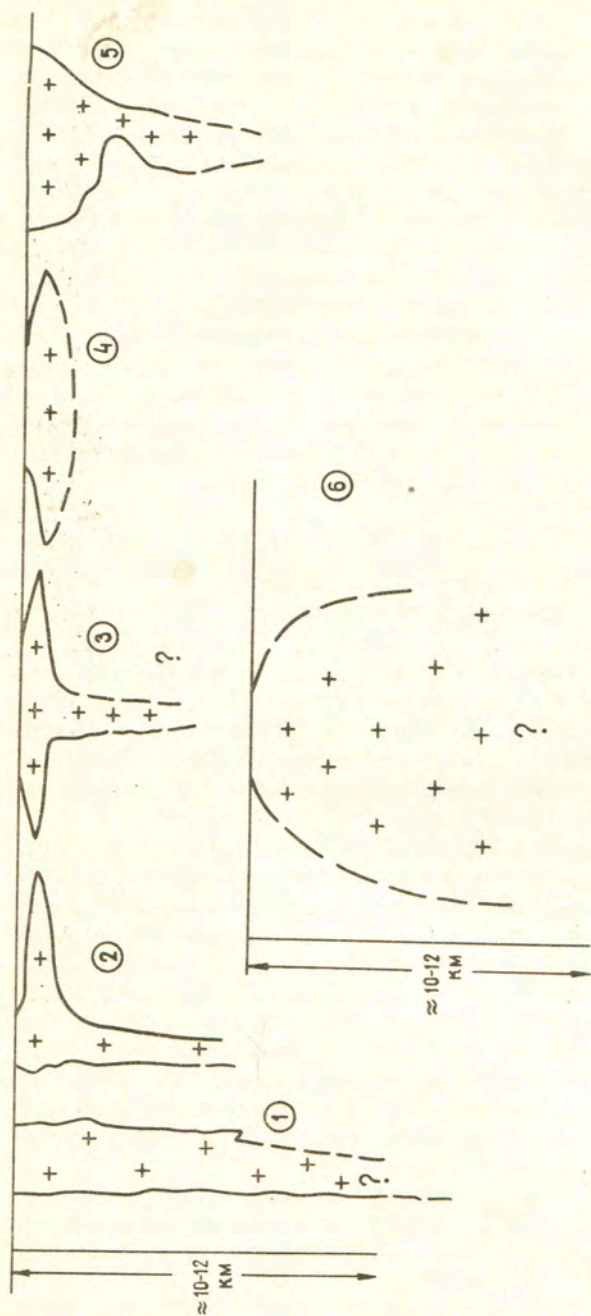


Рис. 67. Формы массивов батолитовых гранитоидов:

1 - массив с вертикальными (или крутыми) контактами; 2 - гарполит; 3 - лакколит; 4 - пластинообразный массив (плаколит); 5 - массив сложной формы, близкий к этмолиту и магматическому диапиру; 6 - массив аркообразной формы

Важно заметить, что формы апикальной части массивов, сложенных диорит-гранодиоритовой и собственно гранитной сериями, совершенно различны. Форма первых может быть охарактеризована как лишенная четкого геометрического купольного выражения, извилистая и неправильная. Форма вторых - обычно (почти всегда) геометрически сравнительно простая, пологая, сводовая или куполовидная. Купольно-зональная структура многофазовых гранитных массивов, определяемая пологими пластообразными интрузиями нескольких генераций, впервые обстоятельно была описана Е.В.Шевченко (1951) в Центральном Казахстане. По мнению М.А.Романовой (1988), формирование мелкозернистых гранитов внутриинтрузивных пластообразных тел происходило по декомпрессионной модели, согласно которой такие граниты образуются за счет быстрой кристаллизации остаточного расплава при внезапной потере летучих, в то время как крупнозернистые граниты формируются при медленной кристаллизации расплава в присутствии летучих, удерживающихся под большим давлением.

IV.3

О соотношении мигматитовых и батолитовых гранитоидов

Принципиальная постановка этого важного, широко обсуждаемого (Абдрахманов, 1987; Кейльман, 1974; Менерт, 1971; Раген, 1979; Ферштатер, Бородина, 1975; и др.) вопроса, касающегося структурных и историко-геологических соотношений главных групп гранитоидов, была дана, как указывал А.Баддингтон (1963), Г.Клоосом и затем Г.Ридом.

Обращаясь прежде всего к структурным характеристикам - выяснению общих закономерностей распределения текстурных узоров - мы можем заметить, что в той или иной провинции развития разновозрастных батолитовых гранитоидов обычно отличаются большей степенью структурности массивы более древних пород, характеризующиеся пространственной и генетической связями с метаморфическими комплексами и мигматитовыми гранитоидами. Постепенное длительное развитие гранитообразования с регенерацией мигматитовых форм приводит к появлению во вновь возникающих гранитных телах унаследованных текстурных рисунков, обнаруживающих простиранья линейных и полосчатых элементов, совпадающие с простираньями, наблюдаемыми в древней раме.

Сказанное свидетельствует о многообразной природе первичных ориентированных текстур, развитых в батолитовых гранитоидах. Происхождение значительной их части обусловлено течением вязкой кристаллической "каши", в результате которого возникали слабо проявленные, согласные к контактовой поверхности, линейные и реже полосчатые элементы, причем последние могут связываться и с процессами ликвации расплава. Элементами простого внутреннего стро-

ения характеризуются массивы, возникшие в сравнительно короткие временные интервалы и, что особенно важно, оторванные по условиям становления от древнего гранитизированного мигматитового субстрата. Гораздо более сложным представляется формирование первичного строения длительно развивавшихся гетерогенных регенерированных массивов гранитоидов, где большое значение имели процессы унаследованного преобразования структуры и текстуры с появлением в более молодых образованиях черт строения по мигматитовому типу.

Рассмотрим несколько примеров.

Связь мигматитовых и батолитовых гранитов хорошо представлена в горст-антиклинории Главного хребта Большого Кавказа (рис. 68).

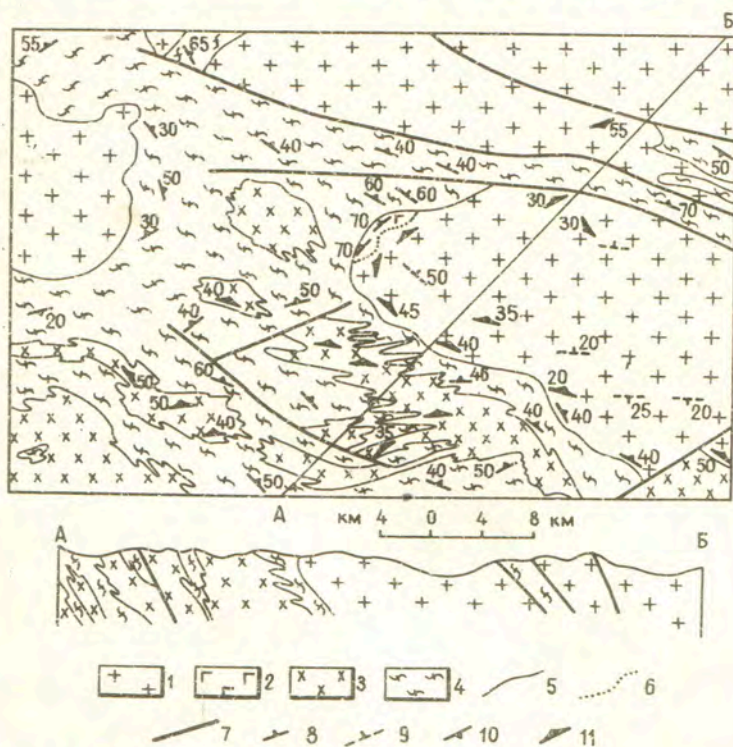


Рис. 68. Схематическая геологическая карта Уллукамского массива Большого Кавказа. По Е.К.Станкевичу и М.Л.Сомину (из книги "Магматические формации СССР", 1979, т. 2), с упрощениями.

Уллукамский комплекс (C_2-3): 1 - двуслюдяные граниты, 2 - роговообманковые монзониты; 3 - порфиробластовые граниты ($PR_2 - PZ_1$); 4 - мигматизированные кристаллические сланцы и гнейсы, мигматиты ($PR - PZ$); 5 - границы геологических тел; 6 - границы фаций; 7 - разрывные нарушения; элементы залегания: 8 - слои, 9 - сланцеватости, 10 - гнейсовидности, 11 - полосчатости

Комплекс докембрийских - раннепалеозойских порфиробластовых гранатовосодержащих гранитов, вмещающими породами для которого

служат мигматиты, гнейсы, сланцы и амфиболиты, "представлен конкордантными конформными и гармоничными телами пластообразной, штокообразной и сложноветвистой формы, состав которых свидетельствует об изофаціальности условий становления комплекса с метаморфизмом пород рамы" (Магматические формации СССР, 1979, т.2, с.138). Более молодой средне-позднекаменноугольный ул-лукамский комплекс различных гранитов образует секущие тела, вытянутые вдоль простирания структур рамы. Массивы этого комплекса представлены телами, "отношение внутренней тектоники которых к контактовым поверхностям носит конформный характер... Эти разновозрастные и структурно разнородные комплексы обнаруживают столь большое сходство в своем составе, что позволяют относить их к одной гранитовой формации, но разным ее частям - автохтонной и аллохтонной" (там же, с.139).

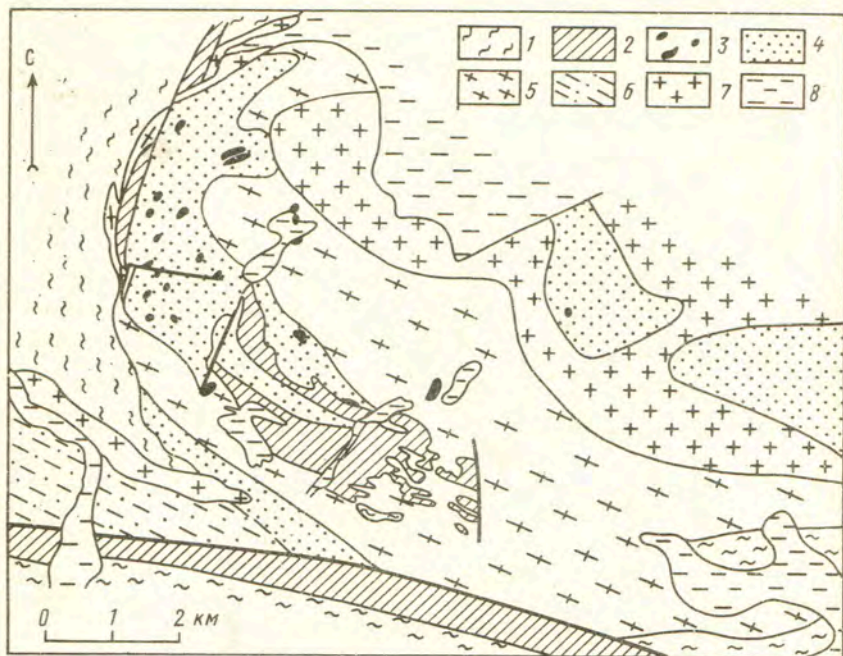


Рис. 69. Схематическая карта западной части массива Керигю. Пиренеи. По Э.Рагену и др. (Ражен, 1979):

1 - кембро-ордовик; 2 - девон и карбон; 3 - кортландит и горнблендит; 4 - диорит и гранодиорит; 5 - мигматиты основных и гранитных пород; 6 - диоритовый и гранодиоритовый бластомилонит с включениями обрывков светлого гнейса; 7 - гранит; 8 - ледниковые и аллювиальные отложения

Соотношение близкого типа можно наблюдать в Центральном Казахстане. На северо-западе этого региона в Кокчетавской древней глыбе развиты раннедокембрийские гнейсы, заключающие мигматиты и интрузивные докембрийские гранитоиды, которые размещены в

верхних частях куполовидных гранитогнейсовых структур. Они прорваны раннепалеозойским (позднеордовикским) гранодиоритовым зерендинским комплексом, образующим, по К.А.Абдрахманову (1987), пласто- и плитообразные тела, "копирующие" первичную стратификацию вмещающих толщ с элементами "просвечивания" рамы, присутствием темневых реликтовых скиалитовых структур, ксенолитов, полосчатости и гнейсовидности. Зерендинский батолит, сложенный главным образом породами зерендинского комплекса, имеет, как указывают В.М.Шульга и Э.М.Спиридонов, судя по гравиметрическим данным, грибообразную форму. Мощность гранитоидов заключена в пределах 5 - 10 км, а в северной части донная часть массива погружена до глубины 15 км. В ряде мест гранитоиды имеют постепенные переходы с вмещающими метаморфическими породами через зону гранитизированных образований. В отличие от раннепалеозойских гранитоидов, девонские (а также силурийские) и позднепалеозойские батолитовые гранитоиды Центрального Казахстана во всех известных нам случаях лишены ясно выраженной унаследованной связи с комплексами мигматитовых пород.

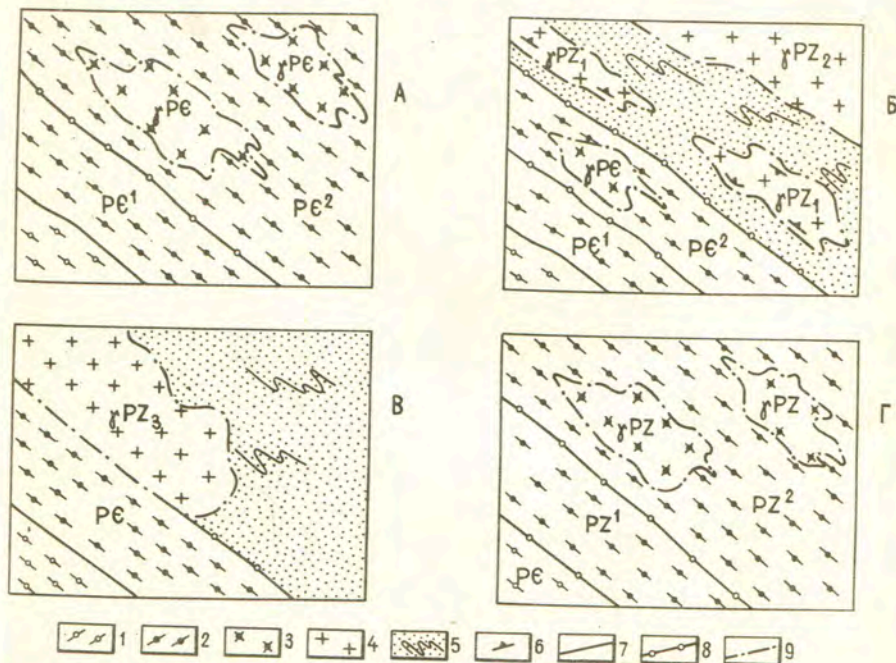


Рис. 70. Схемы, поясняющие возможные соотношения мигматитовых и батолитовых гранитоидов (см. текст):

1 - метаморфический докембрий (эктиниты); 2 - собственно мигматиты ("поля или свиты стратиформных мигматитов"); 3 - мигматитовые гранитоиды с интрузивными контактами; 4 - батолитовые гранитоиды; 5 - рама батолитовых гранитоидов; 6 - полосчатость в регенерированных батолитовых гранитоидах, унаследованно связанных с ранним докембрийским гранитообразованием; границы: между разновозрастными (7) и разновозрастными (8) образованиями; 9 - интрузивные границы

Заметим, что Э.Рагеном (1979) приводится несколько примеров палеозойских сложных батолитов с оторочкой мигматитового строения. "Известный гранитный массив Керигу герцинского возраста... окружен более чем наполовину своей периферии диоритовой зоной мигматитового облика шириной около 2 км" (Раген, 1979, с. 97) (рис. 69).

Длительное гранитообразование, закончившееся в первой половине мезозоя, характерно для Монголо-Охотского подвижного пояса и смежной, лежащей в его основании, активизированной части Станового пояса. По данным А.Д.Щеглова и др. (Основные закономерности..., 1979), Ю.В.Комарова (1985) и др., в ходе этого процесса происходит эволюция древних гнейсовых куполов в мигматитовые и гранитогнейсовые купола, а затем нарастание гранитизации ведет к массовому появлению интрузирующих гранитоидов. В схематизированном виде возможные соотношения мигматитов (стратиформных мигматитов - эмбрионитов), интрузивных мигматитовых и батолитовых гранитоидов представлены на рис. 70. Рис. 70, А, Б, В иллюстрируют соотношения, описанные в тексте. Рис. 70, Г представляет редкий, но возможный случай образования мигматитов в связи с фанерозойским (палеозойским или мезозойским) магматизмом.

IV.4

Общие выводы о структуре, механизме и условиях становления массивов гранитоидов

1. Гранитоиды основных структурных элементов земной коры континентов разделяются на две большие группы или два структурных комплекса, различающиеся по особенностям первичного внутреннего строения и формам залегания сложенных ими массивов, историко-геологическому положению и условиям становления. Первый комплекс представлен мигматитовыми гранитоидами, характерными для областей метаморфического докембрия (архея и нижнего протерозоя), второй - батолитовыми гранитоидами, широко развитыми в складчатых поясах фанерозойского возраста.

2. Мигматитовым гранитоидам свойственны рассеянные, диффузные, по Э.Рагену, формы залегания, структуры и текстуры, конформные структурам вмещающих пород. Морфологические типы мигматитов - послонные, ветвистые, брекчиевидные, теневые и др. - представляют собой исходные структурные формы этой группы гранитоидов. К более масштабным формам относятся поля мигматитов ("свиты мигматитов") и гранитогнейсовые купола, переходящие в некоторых случаях в обширные структуры покровного типа.

3. Батолитовые гранитоиды представлены ограниченными, цельными, по Э.Рагену, многофазовыми массивами, дискордантными к раме вмещающих пород.

4. Линейные и полосчатые ориентированные текстуры в батолитовых гранитоидах имеют разное выражение. Они более представительны в гранодиоритах и ассоциирующих с ними кварцевых диоритах и диоритах и менее развиты, а иногда слабо заметны или проявлены только на отдельных участках, среди собственно гранитных пород. Линейность часто характеризуется пологой ориентировкой и параллельна генеральной оси складчатости вмещающих пород. Встречаются также ее вертикальная и крутая ориентировки. Полосчатые текстуры тяготеют к краям массивов и следуют вдоль контактовой поверхности.

5. При изучении трещин гранитоидных массивов исследователь может использовать методику и систематику Г.Клооса, основанную на выявлении их соотношений с первичными ориентированными текстурами, в первую очередь с пологой ориентированной линейностью.

Предлагается также новая систематика трещин гранитных массивов, имеющая другую методическую основу и предполагающая ее применение при изучении массивов, лишенных заметных, выраженных ориентированных текстур. При морфологической систематике трещины различаются по характеру ориентировки, соотношению друг с другом, по форме, положению в массиве и по отношению к его раме. В генетической систематике выделены собственно первичные контракционные трещины, первично-вторичные трещины, возникшие в результате поднятия гранитных масс в жидком и твердом состоянии, и вторичные трещины, представленные трещинами расслаивания и расширения при разгрузке кровли массивов.

6. Формы залегания батолитовых гранитоидов: межформационные гарполиты, лакколитообразные массивы, тела плито- и пластинообразной формы, штоки, диапиры, блоковые массивы, ограниченные разломами. Широко развиты также массивы сложной неправильной формы и центрально-кольцевые массивы (см. гл. V).

7. Гранитообразование в его наиболее распространенной и изученной форме выражается гранитизацией и магматическим замещением - превращением в граниты разных пород под воздействием теплового потока, потока трансмагматических флюидов и наступающего фронта уже существующих магматических расплавов. Следовательно, одна из основных особенностей гранитного магматизма - тесное взаимодействие флюидов и расплавов с рамой вмещающих пород.

Механизм возникновения мигматитовых гранитоидов состоял в рассеянном и выборочном проникновении вдоль сланцеватости, первичной слоистости или по трещинам флюидов и расплава с одновременным магматическим замещением и постепенным расширением участков, занимаемых расплавом. Возникающие при этом процессе пакеты слоев с разными физическими свойствами обладали большой пластичностью, обусловившей возможность течения материала и появления "скачков течения", "плойчатости" и других форм, характерных для глубинной складчатости. Эволюция внутренней структуры и форм залегания мигматитовых гранитоидов может быть, таким обра-

зом, представлена следующей схемой: рассеянные скопления гранитного материала без четких внешних границ → мигматиты с различным выражением полосчатого строения и с разным структурным соотношением гранитного и метаморфического материала → мобилизация и перемещение расплава и возникновение гранитных тел с хорошо выраженными интрузивными контактами → дальнейшая мобилизация гранитного вещества с образованием крупных интрузивных массивов, сохраняющих, однако, элементы мигматитовой структуры, гармоничной по отношению к метаморфической раме.

Степень подвижности магматических расплавов, давших две главные серии батолитовых гранитоидов - диорит-гранодиоритовую и гранитную, - была различной. "Диорит-гранодиоритовая" магма по сравнению с "гранитной" характеризовалась большей подвижностью, что выражается присутствием достаточно выразительных линейных и полосчатых текстур течения, тяготеющих к эндоконтактам и располагающихся в общем согласно по отношению к поверхности контакта. "Гранитная" магма была менее подвижной. Структурные доказательства этого состоят в следующем: 1) линейные и полосчатые текстуры течения в гранитах невыразительны и развиты спорадически; 2) на малую степень перемещения гранитного вещества или практически в ряде случаев на полное его отсутствие указывают явления "просвечивания" в некоторых батолитовых массивах структуры вмещающих пород без заметных следов ее смещения; 3) гранитные массивы отличаются, как правило, от других массивов магматических пород менее выразительным, изотропным и равномерно-кристаллическим внутренним строением.

Важно заметить, что процесс магматического замещения, развивавшийся в связи со становлением орогенных батолитовых гранитоидов фанерозоя, имел другое, нежели при становлении докембрийских мигматитовых гранитоидов, структурное выражение. Элементы полосчатого мигматитового строения проявляются обычно в тех палеозойских (раннепалеозойских) массивах, для которых устанавливается унаследованная связь с докембрийским гранитообразованием. Значительно чаще, в подавляющем большинстве случаев, батолитовые гранитоиды лишены мигматитового окружения, и в экзоконтактах развиты гранитизированные, калишпатизированные и диоритизированные породы, без каких-либо элементов ориентированной текстуры, наложенные на разные структурные комплексы рамы.

Полосчатая текстура, наблюдаемая в гранитоидах, таким образом, имеет разное происхождение: 1) мигматитовая остаточная, реликтовая полосчатость, возникшая в результате взаимодействия флюидов и расплава с вмещающими породами при процессе магматического замещения, развивавшегося в условиях глубинной складчатости докембрия; 2) полосчатость, проявляющаяся в массивах батолитового типа; этот тип полосчатости, очевидно, ликвационный; следует, однако, отметить, что ликвационные текстуры в гранитных расплавах легко исчезали при последующей равновесной кристаллизации.

8. Наряду с магматическим замещением - главным механизмом становления гранитоидов - очевидно, могут иметь место и другие процессы, заключающиеся в перемещении магмы, вызванном обрушениями кровли магматических камер или опусканиями цилиндрических блоков. Первые (или одни из первых) представления о такой модели принадлежат Дж. Барреллу и Р.Дэли. Во многих более поздних работах упор делается на механизм обмена местом при внутрикоровом кальдерообразном проседании крупных блоков и одновременном пассивном заполнении образовавшегося пространства магмой. Получающиеся массивы, особенно при их штокообразной форме, называют кальдер-плутонами, или "цилиндрами над поршнем". Как отмечалось выше на примере массивов Мунглу и Куу, опускающиеся блоки могут быть расчленены разрывами, и их разные части опускались на разную глубину, что создавало ступенчатую форму подошвы массива, а для него самого - блоковую форму.

У.С.Питчер (Pitcher, 1979) отмечает, что для глубинных областей с пластичной корой характерен диапиризм гранитной магмы, а для верхней, хрупкой коры - кальдерообразные проседания. Другим способом образования плутонов, особенно гарполитов, грибо- и плитообразных тел, мог являться механизм расклинивания при насильственном внедрении. Возможны комбинации обрушения и насильственного внедрения, расталкивания и приподнимания вмещающих пород, кальдерообразного проседания, смещения и обрушения. Особый, "очищающий" механизм предполагает расширение и очищение полостей газом во флюидизированных системах.

9. Подъем гранитного вещества определяется во многом его меньшей плотностью по сравнению с плотностью вмещающих пород. Плотность расплава кислого состава, как указывалось выше, около $2,20 \text{ г/см}^3$, плотность гранита примерно $2,60\text{--}2,64 \text{ г/см}^3$, средняя плотность вмещающих пород для ряда районов равна примерно $2,70 \text{ г/см}^3$. Тем самым устанавливается достаточно большая разность плотностей, обеспечивающая подъем гранитной массы как в жидком, так и в твердом состоянии. В условиях глубинной складчатости происходят сложные процессы изменения плотности вследствие метаморфических реакций и увеличения объемов при гранитизации пород, также способствующие явлениям глубинного диапиризма.

10. Гранитную магму мы рассматриваем как магму, содержащую (по сравнению с вулканическим расплавом) повышенное количество флюидов. При ее подъеме полная кристаллизация могла иметь место, как это следует из кривых ликвидуса и солидуса гранита (см. рис. 34), на глубине 2-3 км. В действительности многие плутоны кристаллизовались на меньшей глубине и обладали маломощной кровлей, едва ли более 1-0,5 км. Например, некоторые позднепалеозойские граниты Центрального Казахстана были внедрены в толщи пологозалегающих вулканитов того же возраста, мощность которых близка к указанным цифрам.

Н.Ф.Шинкарев (1978), ссылаясь на исследования В.Гамильтона и М.В.Мьюира, приводит удивительные данные об очень узком интервале времени, прошедшего с момента становления гранитных массивов до начала их денудации. Так, указывается, что циркон из средне- и позднемеловых батолитов Мантаны и Вайоминга (США) распространен в песчаниках верхнего мела в этом же регионе. Следовательно, денудация plutonic пород осуществлялась почти сразу за их кристаллизацией.

11. Гранитные интрузии орогенного этапа развивались при повышенном тепловом и флюидном потоке в обстановке общих поднятий земной коры, следуя, как правило, за фазами кислого вулканизма. Их связь с восходящими вертикальными движениями и тектогенезом подчеркивается приуроченностью к региональным угловым несогласиям.

12. Во многих случаях прослеживается связь гранитного магматизма с зонами глубинных разломов, контролирующими тепловой поток и восходящий поток глубинных флюидов. Но гранитный магматизм, при котором сложными преобразованиями охватывались огромные массы материала континентальной коры, и который, таким образом, имел подчеркнuto выраженный рассеянный характер, принципиально отличается по типу тектонического контроля от ультраосновного - основного магматизма, характеризующегося сосредоточенным внедрением по ослабленным зонам разломов и в этом смысле - менее значительным взаимодействием со структурой вмещающей рамы.

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ И ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ

Плутонические и сложные вулканоплутонические центрально-кольцевые структуры (во втором случае структуры, в строении которых принимают участие и вулканические и плутонические породы), рассматриваемые в настоящей главе, развиты на площадях тектономагматической активизации устойчивых элементов земной коры - на древних платформах, в областях завершённой складчатости и в эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенных поясах. Они являются почти всегда многофазовыми длительно развивавшимися образованиями и по структурным признакам, механизму и условиям происхождения имеют много общего с центрально-кольцевыми вулканотектоническими структурами, представляя собой во многих случаях, как и последние, остатки денудированных кальдер проседания. Подобно огромным вулканическим трубкам, такие структуры обладают замкнутостью контуров, хорошо выраженными кольцевыми или коническими и радиальными залежами и концентрической зональностью. Размеры рассматриваемых структур 20-30, редко до 40-50 км в поперечнике по длинной стороне. Глубина опускания по кольцевым, дуговым, а иногда и прямолинейным разломам в кальдерах проседания, как указывалось ранее при их описании, меняется в широких пределах и может достигать 4-5 км.

Таким образом, важно заметить, что один из принципиальных вопросов изучения центрально-кольцевых структур магматического происхождения касается выяснения глубинности их становления, выражающейся в соотношениях вскрывающихся в них ассоциаций вулканических и плутонических пород, в их текстурных и структурных особенностях и формах залегания.

Существуют ли наряду с многофазовыми вулканоплутоническими структурами, характеризующимися этапным разделением во времени становлением вулкаников и плутонитов, вулканоплутонические структуры с принципиально другими соотношениями: с постепенными (фациальными) переходами от порфировых пород вулканического облика к полнокристаллическим плутоническим породам, т.е. так называемые "вулканоплутониты", представляющие собой "синхронно развивающиеся эффузивно-интрузивные комплексы, члены которых связаны взаимопереходами и обусловлены одним эпизодом формирования" (Геол. словарь, 1978, т.1, с.125)? Малая вероятность (или иск-

* О центрально-кольцевых структурах см. также разделы I.2 и II.7.

лючительность) нахождения подобных форм вполне естественна и объясняется тем, что при том или другом уровне денудационного среза в магматической структуре вскрываются, как правило, породы, остывавшие и кристаллизовавшиеся в сходной термодинамической обстановке. Очевидно, только при каких-то особых условиях: 1) большой вертикальный разрез вскрытых пород - а) в высокогорном районе, б) при значительном изменении первоначального положения подводящих каналов и их значительном наклоне, определившем выход на современный или древний денудационный уровень пород, остывших на разной глубине; 2) небольшая мощность кровли магматической камеры и прорыв газа и расплава на поверхность; 3) выход на поверхность из-за резкого неравномерного поднятия сложной массы, состоящей из кристаллов, стекла и еще не остывшего расплава - могли возникнуть и сохраниться в реальных обнажениях структуры типа "вулканоплутонов". В работе Э.Рагена (1979), посвященной геологии гранита, приводится несколько примеров прямых переходов этих пород в вулканические. Так, указывается, что, по М.Рубо, в одном из районов в Алжире "третичный гранитный массив связан с микрогранитами и даже с риолитами незаметным переходом" (с. 246). Каждое такое описание, касающееся уникальных (вполне ли достоверных?) геологических объектов, заслуживает самого пристального внимания.

V.1

Центрально-кольцевые структуры фельдшпатоидных пород и ассоциирующих с ними ультраосновных, основных и кислых пород

Центрально-кольцевые структуры представляют собой наиболее обычную и, очевидно, главную форму залегания массивов щелочных и особенно щелочных фельдшпатоидных пород и ассоциирующих с ними ультраосновных, основных и кислых пород. Они развиты, как сказано выше, в устойчивых элементах земной коры, преимущественно на древних платформах, а в их пределах - на площадях тектономагматической активизации и приурочены к рифтовым и рифтоподобным зонам, глубинным разломам и узлам их пересечений. Среди рассматриваемых структурных форм различаются:

- 1) центрально-кольцевые структуры фельдшпатоидных и ультраосновных пород и карбонатитов, к которым иногда присоединяются габброидные породы и вулканы;
- 2) центрально-кольцевые структуры фельдшпатоидных пород, представленные нефелиновыми агапитовыми сиенитами и связанными с ними вулканитами;
- 3) центрально-кольцевые структуры фельдшпатоидных пород - нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, а также разнообразных сиенитов, гранитоидов и щелочных вулканитов.

Нужно заметить, что предлагаемое деление во многом условно. Наряду с названными группами структурных форм существуют фор-

мы, в которых могут выявляться ассоциации пород с промежуточными характеристиками. К таковым относятся, например, центрально-кольцевые структуры фельдшпатоидных и ультраосновных (или основных) пород без карбонатитов, фельдшпатоидных и основных-кислых пород с карбонатитами и др.

Центрально-кольцевые структуры фельдшпатоидных и ультраосновных пород и карбонатитов, выделенные впервые Ю.А.Кузнецовым (1964) в составе "формации центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами", развиты в нашей стране на Балтийском щите Восточно-Европейской платформы (африканда-ковдорский раннепалеозойский комплекс), на Сибирской платформе в пределах Анабарской антеклизы (маймеча-котуйский триаговый комплекс) и на Алданском щите (арбарастахский позднепрестерозовский комплекс), а также в складчатых сооружениях Сетте-Дабана, Восточного Саяна и в некоторых других районах.

Давая общую характеристику структур формации, Ю.А.Кузнецов писал, что "многие из этих интрузий, вероятно, представляют собой глубоко размытые жерла вулканов центрального типа" (1964, с.312).

В массивах plutонических пород присутствует, как указывает М.П.Орлова (Магматические формации СССР, 1979, т.1), следующий полный ряд пород различных петрографических серий (в последовательности от древних к молодым): 1) ультрамафитовой, или ультраосновной (оливиниты, дуниты, перидотиты, пироксениты, якупирангиты); 2) щелочно-мафитовой фельдшпатоидной (мельтейгиты, ийолиты, уртиты), мелилитовой (кугдиты, ункомпагриты, турьяиты); 3) нефелин- и щелочносиенитовой; 4) рудной (кальцит-апатит-магнетитовые породы с ферстеритом); 5) карбонатитовой (кальцитовые, доломитовые и анкеритовые карбонатиты). Массивы этого типа имеют небольшие размеры, до нескольких десятков квадратных километров по площади, и обладают концентрически-зональным строением с прямой зональностью, при которой ультраосновные породы располагаются в центре, а щелочные и лейкократовые - по периферии: перидотитовые, пироксенитовые или дунитовые ядра обрамляются кольцевыми и коническими или серповидными залежами фельдшпатоидных пород. Породы мелилитового ряда, иногда присутствующие в значительных объемах, занимают промежуточное место между ультраосновным ядром и фельдшпатоидной оторочкой. Карбонатиты залегают либо в ядре в виде штоков, либо слагают кольцевые и радиальные дайки, тела неправильных очертаний и дайки неопределенной ориентировки. Дайковые серии представлены также пикритами, пироксенитами, щелочными породами. Значительно реже встречаются массивы с обратной зональностью.

Полосчатая текстура и элементы линейной текстуры разлиты sporadически в породах разного состава. Особенно интересны проявления полосчатости в карбонатитах, которая, по данным Ю.Л.Капустина (1986), в этих породах широко распространена и обусловлена чередованием сантиметровых и миллиметровых полос почти чисто

кальцитовых по составу и полос, обогащенных силикатами и магнетитом. Полосчатость согласна по отношению к внешним контактам, более резко выражена в приповерхностных телах и тяготеет к участкам, содержащим ксенолиты измененных вмещающих пород. Последние в свою очередь раздроблены и растащены вдоль ориентированной текстуры. Структурные и текстурные особенности породы свидетельствуют, по Ю.Л.Капустину, о вязкости карбонатного вещества, которое при поступлении с глубины содержало свыше 30% по объему уже выделившихся кристаллов силикатов, магнетита, апатита, кальцита и подвижную агрессивную флюидную фазу, богатую Na, K, Ca, Mg и др.

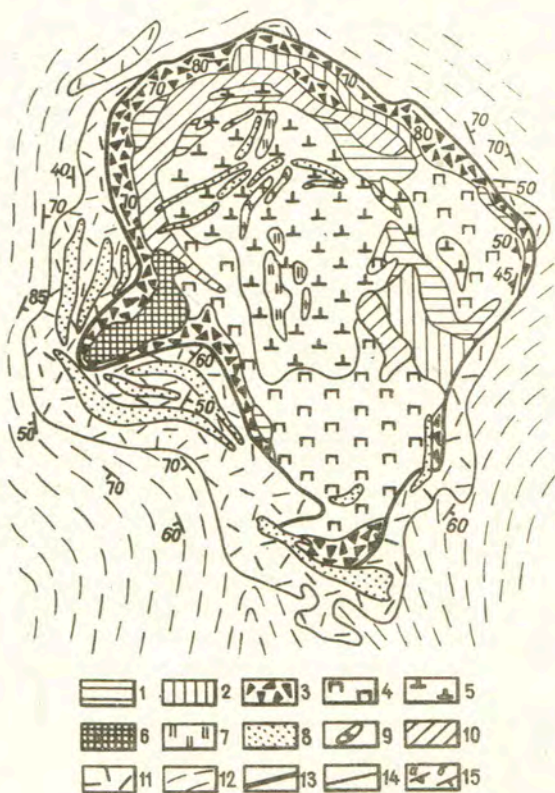


Рис. 71. Схема геологического строения Ковдорского массива. Кольский полуостров. По А.А.Кухаренко, В.И.Терновому и др. (из книги "Магматические формации СССР", 1979, т. 1):

1 - меллитолиты; 2 - турьяиты; 3 - породы ийолит-мельтейгитовой серии; 4 - пироксениты; 5 - оливиниты; 6 - породы рудной серии; 7 - сунгулитовые образования; 8 - карбонаты; 9 - нефелиновые сиениты и полевошпатовые ийолиты; 10 - автоскарны; 11 - фениты; 12 - гнейсы и гранитогнейсы; 13 - контуры массива; 14 - прочие границы; 15 - элементы залегания: а - полосчатости и трахитоидности, б - гнейсовидности

Внешние контакты массивов характеризуются, как правило, крутыми залеганиями. В некоторых случаях устанавливаются падения под массив и воронкообразные формы залегания, как, например, в Ковдорском массиве (рис. 71), где полосчатость в ийолит-уртитах параллельна контактовой поверхности и падает к центру структуры под углами от 45-50 до 70-80°.

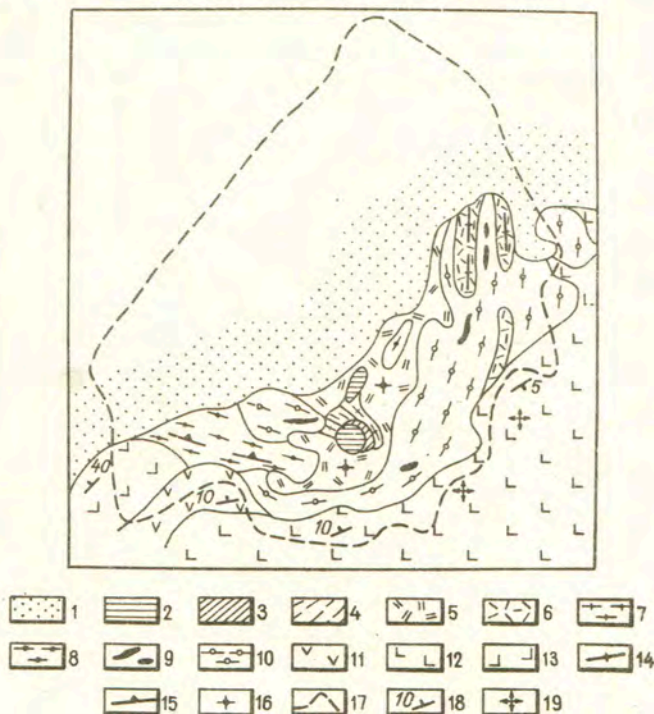


Рис. 72. Схематическая структурная карта Гулинского интрузива. Анабарская антеклиз. Сибирская платформа. По Т.Гольдбургу, Л.Егорову и К.Шихориной (из книги В.И.Смирнова, 1982), с упрощениями:

1 - мезокайнозойские отложения Хатангского прогиба; 2 - карбонатиты; 3 - метасоматические породы; 4 - ийолит-мельтейтиты; 5 - анкаратриты, анкаратрит-пикриты и другие породы щелочно-ультраосновного состава с горизонтальным залеганием; 6 - те же породы с вертикальным залеганием; 7 - перидотиты, пироксениты и биотит-авгитовые перидотиты; 8 - меймечиты; 9 - рудные пироксениты и перидотиты; 10 - дуниты и перидотиты; 11 - дельканская свита: трахибазальты, базальты, авгититы, пикритовые порфириды, андезитобазальты и др.; 12 - коготокская свита: долеритовые базальты; 13 - щелочные ультраосновные лавы; 14 - вертикальная, 15 - пологопадающая, 16 - горизонтальная, 17 - граница Гулинской интрузии по данным геофизических работ; залегание эффузивов: 18 - пологонаклонное, 19 - горизонтальное

К вулканоплутоническим может быть отнесена сложная Гулинская структура маймеча-котуйского комплекса (рис. 72). В ее состав входят: собственно Гулинский интрузив щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, который, подобно другим массивам этого

комплекса, обладает чертами центрального строения, а также непосредственно примыкающие к интрузиву эффузивные породы: пикритовые порфиры, щелочные базальтоиды, нефелиниты, базальты, трахибазальты и др. (Егоров, 1989).

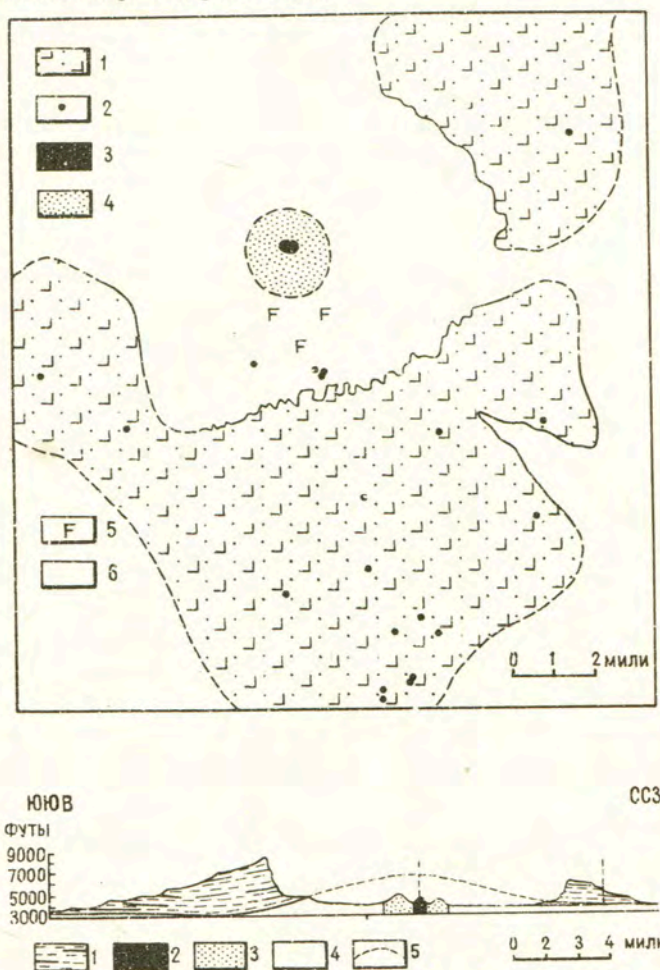


Рис. 73. Схематическая геологическая карта и разрез вулкана Напак. Уганда. По Б.Кингу (из книги "Карбонаты", 1969). Условные обозначения к карте:

1 - вулканические породы (и ранние осадочные породы); 2 - мелкие жерла; 3 - карбонаты центрального жерла; 4 - ийолиты и другие породы центрального жерла; 5 - фенитизированные породы комплекса основания; 6 - гнейсы комплекса основания. Условные обозначения к разрезу: 1 - вулканические породы; 2 - карбонаты; 3 - ийолиты и другие породы; 4 - фенитизированные породы комплекса основания; 5 - положение гипотетической кровли субвулканического купола

Совершенно особую, показательную во всех отношениях, огромную провинцию проявлений щелочного магматизма, выраженную в центрально-кольцевых плутонических и вулканоплутонических

структурах, представляет собой Африканская платформа. Хорошо устанавливается тесная связь этих структурных форм с процессами тектономагматической активизации и рифтогенеза - с Африкано-Аравийским рифтово-вулканическим поясом. Разновозрастные, преимущественно мезозойские и кайнозойские, центрально-кольцевые структуры развиты в разных его частях, образуя на некоторых участках, например к востоку и северо-востоку от оз. Виктория или по западному обрамлению Красного моря, частые скопления.

Ряд магматических центрально-кольцевых структур, таких, как Напак, Чилва, Шава, Пилансберг, Марангудзи, Мессум и других, описан во многих работах и имеет, как и знаменитые шотландские структуры, значение опорных эталонов.

В вулканоплутонической структуре Напак (рис. 73), находящейся в Уганде, вскрывается центральный шток ийолитов и карбонатитов диаметром около 2 км, рассеченный дайками более поздних карбонатитов. Диаметр основания этого разрушенного миоценового нефелинитового вулкана достигал 30-35 км, вероятная высота - 2 км и более (современная отметка горы Напак - 2530 м). Остатки вулкана состоят почти полностью из пирокластического материала. Лавы (не более 3% общего объема) представлены потоками нефелинитов мощностью от 3 до 9 м.

Не останавливаясь подробнее на описании центрально-кольцевых структур щелочно-ультраосновных и основных пород Африканского континента, отметим, что сводные данные об этих интереснейших образованиях имеются в книгах Е.Е. Милановского ("Рифтовые зоны континентов", 1976), В.А. Невского, А.А. Фролова (1985), Е.В. Свешниковой (1973), в коллективных монографиях "Восточно-Африканская рифтовая система" (1974), "Геология и полезные ископаемые Африки" (1973), "Карбонатиты" (1969).

Глубина формирования рассматриваемых структурных форм, как следует из сказанного, различна и заключена в широком диапазоне - от 0-0,5 км, т.е. от поверхностных излияний, до 4-5 км. Особенно хорошо взаимосвязь поверхностных и глубинных образований выступает при анализе условий формирования карбонатитов. Как известно, на Африканском континенте в Замбии, Уганде и Танзании существуют молодые вулканы, извергавшие карбонатные (щелочно-углекислые и кальциево-углекислые) лавы. Вулкан Ол-Доиньо-Ленгаи в Танзании активен в настоящее время. Эти данные, подкрепляемые многими другими, положены в основу представлений о магматическом генезисе карбонатитов. Существуют в то же время и представления о преимущественно гидротермальном их генезисе. В пользу последнего говорят явления постепенных переходов от карбонатитов к замещаемым ими породам, развитие среди последних тончайших карбонатитовых прожилков и др. Разные взгляды на природу карбонатитов увязываются при рассмотрении глубинных уровней магматических проявлений. Анализируя материалы о происхождении карбо-

натитов, нужно учитывать, как писал В.И.Смирнов (1982), чрезвычайно широкий диапазон условий их образования с изменением давлений от больших, порядка 100 МПа (что соответствует глубине около 4 км), до почти нормальных и резких колебаний температур от магматических порядка 1000°C (и, вероятно, больше) до 200-300°C и до наземных, свойственных остывшей лаве. Следует полагать, что глубинные карбонатиты формировались в основном из магматических расплавов, а при их подъеме, по достижении определенного уровня, происходило вскипание расплава, отделение газовой-жидкой фазы и развитие по вертикали в высокорасположенных вулканических каналах гидротермальных и метасоматических процессов.

Следует также отметить, что щелочно-ультраосновным массивам свойственна вертикальная зональность, она выражается увеличением роли гипербазитовых пород при переходе к более глубоким срезам.

Центрально-кольцевые структуры агапитовых нефелиновых сиенитов развиты, как и описанная ранее группа, главным образом на древних платформах и контролируются разломами глубокого заложения. Они, подобно многим структурам щелочных пород, представляют собой приповерхностные образования, обнаруживающие связь с находящимися в округе, близкими по составу вулканическими породами.

Субвулканическую природу имеет крупнейший в мире Хибинский массив агапитовых нефелиновых сиенитов, занимающих площадь свыше 1300 км² (рис. 74). Плутонические породы, образованные в порядке их расположения от периферии к центру, слагают тела, соответствующие фазам внедрения. Насчитывается шесть фаз: 1) щелочные и нефелиновые сиениты, 2) хибиниты (грубозернистые, нередко пегматитоподобные нефелиновые сиениты), 3) трахитоидные хибиниты, 4) расслоенная серия: рисчорриты (лейкократовые нефелиновые сиениты) - ийолит-уртиты - апатит-нефелиновые породы, 5) неравномернозернистые нефелиновые сиениты, 6) фойяиты. Контакты массива по геофизическим данным круто, под углами 70-80°, наклонены к его центру, с глубиной наклон меняется: в северной и западной частях массива на глубине 6-7 км угол падения контакта становится равным 40-50°, в южной части - контакт выполаживается на глубине 2-3 км. Полосчатость в фойяитах, выступающих в центре плутона, имеет пологую ориентировку. Ее чашеобразный и, очевидно, замкнутый снизу структурный рисунок можно сравнить с рисунками, характерными для расслоенных габброидных массивов скергардского типа. Полосчатость же в трахитоидных хибинитах на севере массива, судя по разрезу на рис. 74, имеет крутое падение и согласна по отношению к интрузивному контакту. Существуют, однако, представления, основывающиеся на работах А.В.Галахова и других исследователей, о том, что полосчатость в отдельных залежах разных фаз внедрения не параллельна их контактовым поверхностям, падающим к центру, и характеризуется в целом более пологой ориентировкой.

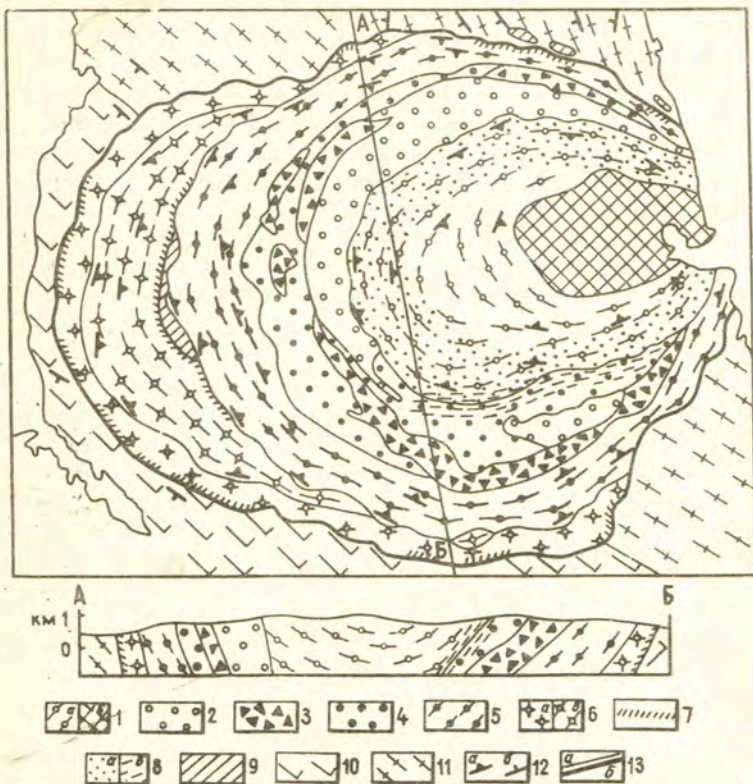


Рис. 74. Схема геологического строения Хибинского массива. По Е.Н.Володину, Н.А.Елисееву, С.И.Заку, Н.М.Абрамову и др. (из книги "Магматические формации СССР", 1979, т. 2).

Породы массива:
 1 - фойиты (а - трахитоидные, б - массивные); 2 - нефелиновые сиениты; 3 - ийолит-уртиты; 4 - рискорриты; 5 - хибиниты трахитоидные среднезернистые; 6 - хибиниты (а - массивные краевой фации, б - трахитоидные грубозернистые); 7 - щелочные сиениты эндоконтактовые; 8 - зоны: а - альбитизации, б - рассланцевания и перекристаллизации. Вмещающие породы: 9 - ромбен-порфиры ловозерской свиты девона, 10 - осадочно-вулканогенные породы имандра-варзугской серии нижнего протерозоя ороговикованные; 11 - граниты и гранитогнейсы кольской архейской серии фенитизированные; 12 - элементы залегания (а - трахитоидность и полосчатость, б - гнейсовидность и слоистость); 13 - геологические контуры (а - границы пород интрузивных фаз, б - границы массива по геофизическим данным)

Реликты девонских вулканических пород, представленных ромбен-порфирами (разновидностью щелочных трахитов), сохранились на северо-восточной окраине массива. По данным А.В.Галахова, в зоне кольцевого разлома, фиксирующего кальдеру проседания и контролировавшего интрузию, развиты более древние - раннепалеозойские - ультраосновные и щелочные породы.

К формации агпайтовых нефелиновых сиенитов относится и находящийся недалеко от Хибинского Ловозерский массив многофазового строения (четыре или шесть фаз, по разным авторам), занимающий

площадь около 650 км^2 (рис. 75). Контакты массива отчетливые, несогласные, с маломощными роговиками и сопровождаются зонами эруптивных брекчий, состоящих из обломков вмещающих пород, сцементированных щелочными породами. Также хорошо выражены интрузивные контакты между породами разных фаз внедрения. Породы первой фазы представлены мелкозернистыми нефелиновыми и щелочными сиенитами и уртитами, второй - расслоенным комплексом фойяитов, уртитов и луявритов, третьей - эвдиалитовыми породами и четвертой - жильной серией мончикитов, тингуаитов и др. Вмещающие породы интенсивно фенитизированы, породы массива альбитизированы и цеолитизированы. Расслоенность в породах второй фазы выражена тремя маккоритмами: верхним - мощностью 300 м, средним - 600 м и нижним - более 600 м. В верхнем и нижнем ритмах преобладают относительно лейкократовые разновидности - фойяиты, в меньшей степени распространены уртиты и ювиты. Средний маккоритм сложен относительно меланократовыми луявритами. Общее число выдержанных по простиранию маломощных слоев - более 200.

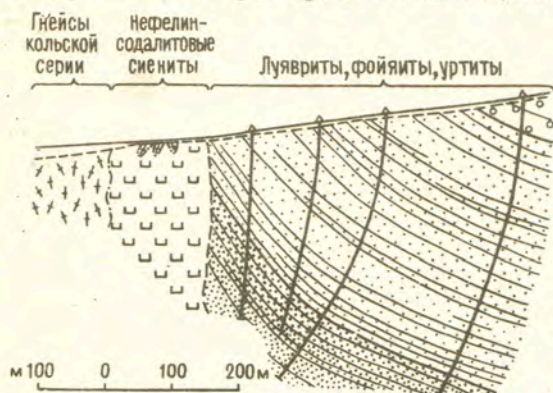


Рис. 75. Строение эндо-контактной зоны Ловозерского массива. По И.В.Буссен и А.С.Сахарову (1972), с упрощениями

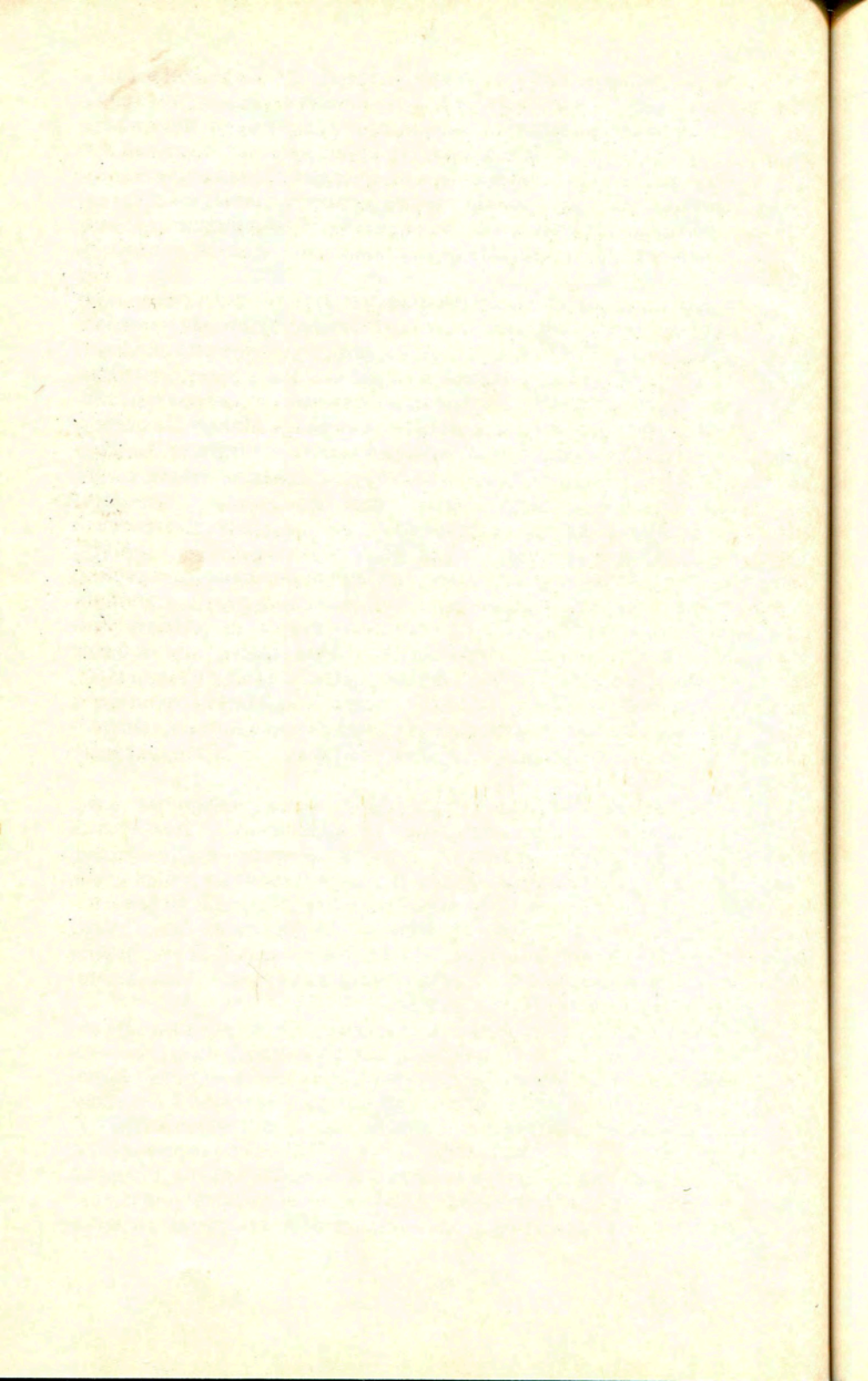
Структура массива, как принято считать, представлена несколькими вложенными друг в друга воронками, фиксируемыми по полосчатости и положению контактов. Так, И.В.Буссен и А.С.Сахаров (1972) считают, что весь массив в грубом приближении можно уподобить трем встарленным друг в друга, частично разбитым воронкам. Очевидно в то же время, что в его общей структуре, прослеживающейся геофизическими методами на глубину до 5 км, совмещены элементы двух форм: воронкообразной, лучше выраженной в центральной части, и кольцевой с крутыми падениями контактов, проявляющейся по периферии. С глубиной контактные поверхности становятся более пологими. К массиву с восточной стороны примыкает поле выходов осадочно-вулканогенной ловозерской толщи, состоящей из щелочных и основных вулканитов и осадочных отложений, заключающих остатки верхнедевонской флоры. На малый денудационный срез всего массива указывают и ксенолиты вулканогенных пород - остатки кровли, встречающиеся в разных его участках.

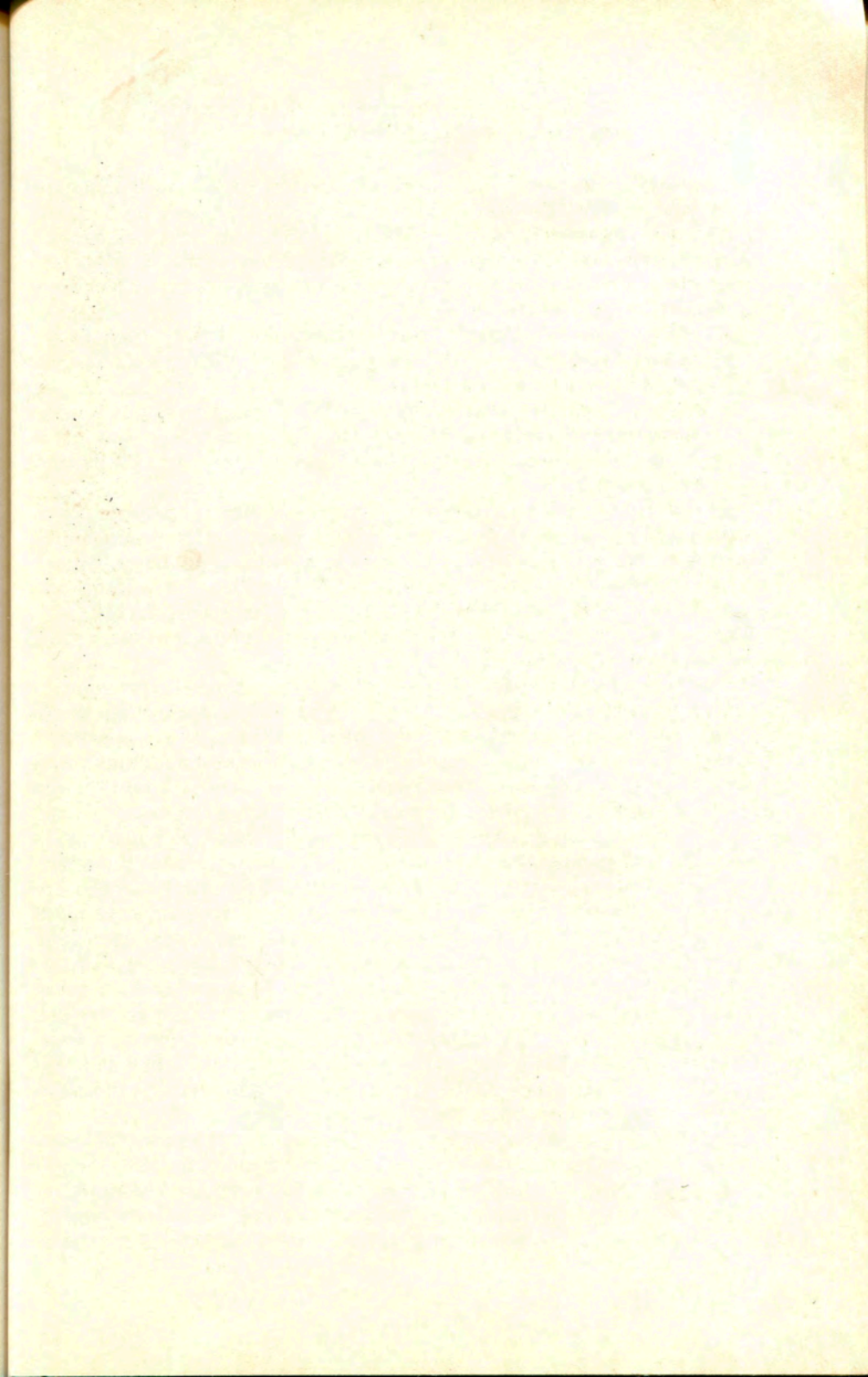
Центрально-кольцевые структуры, сложенные нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами, щелочными сиенитами, гранитоидами, а также в некоторых случаях различными, преимущественно щелочными, вулканитами, представляют собой редкие образования, встречающиеся, однако, в разных тектонических обстановках: на окраинах древних платформ, в структурах рифтового типа, в геосинклинальных поднятиях складчатых поясов и т.п. Размещение структур контролируется глубинными разломами, обычно - узлами их пересечений.

Среди структурных магматических форм этой группы, описанных А.Я.Жидковым, Б.М.Меликсетяном, М.П.Орловой и др. (Магматические формации СССР, 1979, т. 2), выделяются плутонические (Сынырский и Бурпалинский позднедевонские массивы северного Прибайкалья) и вулканоплутонические или "сложные вулканоконтрузивные" (Тежсарский эоцен-олигоценый массив на Малом Кавказе в Памбакском хребте - рис. 76, Мурунский массив западного Алдана) центрально-кольцевые структуры. Те и другие характеризуются конфокальным строением, выраженным преобладающими центрическими ориентировками текстурных и структурных элементов и хорошо проявленной расслоенностью. При становлении вулканоплутонических структур раньше возникали вулканические кальдерные формы, а затем на следующем этапе - системы кольцевых и конических даек. Так, в строении Тежсарской структуры принимают участие щелочные вулканиты, слагающие кальдеру проседания, и более поздние кольцевые, конические и штокообразные тела нефелиновых, псевдолейцит-нефелиновых и щелочных сиенитов. Массив граничит с жестким блоком метаморфических допалеозойских или нижнепалеозойских пород и контролируется, как указывает Б.М.Меликсетян, глубинным разломом.

Близкими чертами строения характеризуется и ряд других центрально-кольцевых структур, например Ыллымахская и Томмотская мезозойские структуры Алданского щита, в которых наряду с нефелиновыми сиенитами и гранитоидами развиты щелочные габброиды и разнообразные (от щелочных до пород нормального ряда) базальтоиды и которые, как указывают изучавшие их исследователи, "представляют собой сочетание в пределах одной автономной постройки элементов стратовулканов и многофазовых интрузий" (Магматические формации СССР, 1979, т.2, с.285).

Вне нашей страны центрально-кольцевые структуры разнообразных щелочных пород широко развиты, как говорилось выше, на Африканской платформе и в пределах других древних платформ. Хорошо изучены и многократно описаны структуры Гардарской позднепротерозойской щелочной провинции части Канадского щита в Южной Гренландии (Раген, 1972; Уэйджер, Браун, 1970; Щелочные породы, 1976). В этой провинции, протягивающейся по побережью с запада на восток на 180 км, при ширине зоны до 80 км преимущественно развиты фойиты, нордмаркиты (кварцевые щелочные сиениты) и граниты.





Центрально-кольцевые структуры пород основного, среднего и кислого состава

Плутонические и вулканические центральные-кольцевые структуры, сложенные основными - кислыми породами щелочноземельного ряда и иногда рядами щелочных бесфельдшпатоидных пород и пород повышенной щелочности по вещественным характеристикам и условиям размещения в областях с разным тектоническим режимом разделяются на две группы:

- 1) центрально-кольцевые структуры габброидных и гранитных пород и вулканитов, развитые на древних платформах и в областях завершённой складчатости;
- 2) центрально-кольцевые структуры гранитоидных пород и ассоциирующих с ними различных, но преимущественно кислых вулканитов, широко распространенных в пределах поясов орогенного типа.

Центрально-кольцевые структуры габброидных и гранитных пород и связанных с ними вулканитов представляют собой редкие образования. Хорошо известные примеры и описания этих форм, приводимые в работах И.В.Луцицкого (1971, 1985), В.А.Невского, А.А.Фролова (1985), Э.Рагена (1972), Е.В.Свешниковой (1973) и других, относятся к двум геологическим провинциям разных стран: Шотландии и Нигерии.

Центрально-кольцевые кайнозойские структуры Шотландии - Малл, Арднамерхан, Арран, Скай и Рам - расположены в области обширных лавовых, существенно базальтовых (встречаются и средние и кислые вулканиты) полей на древнем допалеозойском и нижнепалеозойском фундаменте. Они образованы кольцевыми и коническими или дугообразно изогнутыми телами габбро и пород гранитного ряда, а также различными по составу субвулканическими и жерловыми телами изометричной в плане и неправильной формы. Полнокристаллические представительные гранитные породы развиты в массиве Арран, в массивах структуры Скай, но преобладающим распространением в интрузивных залежах среди кислых разновидностей пользуются порфировидные породы гипабиссального облика (гранофиры, фельзиты).

Все эти структурные формы (см. также II.7) представляют собой глубокоденудированные вулканические центры кальдерного типа. В структурах Скай и Арран наблюдаются сложные сочетания плутонических и вулканических форм. Так, граниты массива Арран занимают обширное кальдерное опускание, в котором залегают вулканические породы основного, среднего и кислого состава.

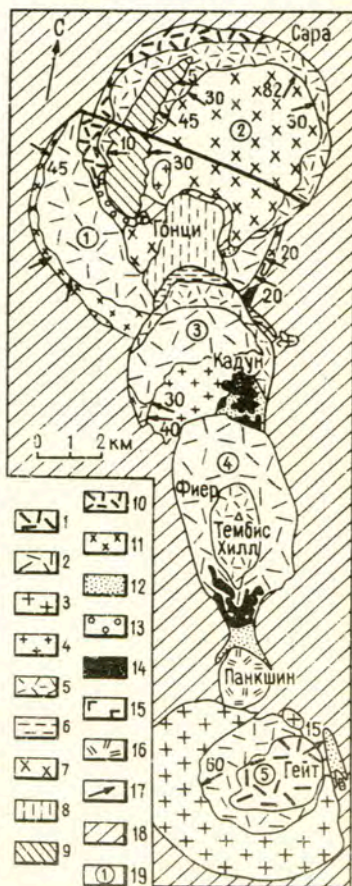
Центрально-кольцевые структуры Нигерии, возникшие вследствие процесса тектономагматической активизации этой части Африканской платформы в средней юре по разломам меридионального направления, сложены в основном гранитами (в том числе и щелочными). По данным Р.Джекобсона и др., гранит составляет 94% плутонов

пояса в Нигерии и только 6% приходится на породы основного и среднего состава, тогда как в шотландских структурах, по Дж.Ричи, граниты и гранофиры составляют 63% всех интрузивных пород, габбро и долерит - 33%, а ультраосновные - 3% (Баддингтон, 1963). Магматическая деятельность проявилась здесь сначала излияниями лав основного состава и формированием даек, затем произошло внедрение габбро и сиснитов, а далее имел место целый ряд (более десяти) последовательных фаз внедрения гранитов, с которыми иногда связываются и кислые вулканы (рис. 79).

Центрально-кольцевые plutonic structures гранитоидов, относящиеся к батолитовому комплексу, и вулканоплутонические структуры, в строении которых наряду с гранитоидами участвуют различные и главным образом кислые вулканы, развиты в орогенных эпигеосинклинальных поясах и в орогенных эпиплатформенных поясах, т.е. в последнем случае на площадях тектономагматической активизации. Широта распространения ассоциаций и структур вулканических и plutonic пород, возникших при орогенном развитии, подчеркивается многими исследователями, называющими области их совмещенного распространения вулканическими и (или) вулканоплутоническими поясами.

Рис. 79. Схема геологического строения гранитного комплекса Сара-Фиер. Нигерия. По Д. Тернеру:

1 - роговообманково-фаялитовые граниты; 2 - роговообманково-биотитовые граниты Фиер и др.; 3 - биотитовые граниты; 4 - альбит-биотитовые граниты Кадун; 5 - амфиболовые граниты Сара; 6 - тонкозернистые граниты; 7 - альбит-биотитовые граниты Гонци; 8 - роговообманково-биотитовые граниты Гонци; 9 - рибекитовые граниты; 10 - пироксен-роговообманковые граниты; 11 - аплитовые граниты; 12 - кислые жильные породы; 13 - риолиты; 14 - основные жильные породы; 15 - базальты; 16 - сисниты Панкшин; 17 - линейность; 18 - породы докембрийского комплекса основания; 19 - центры магматизма



Особенно широко и полно структуры рассматриваемого типа представлены в девонском и позднепалеозойском орогенных вулканических поясах Центрального Казахстана и в Охотско-Чукотском вулканическом поясе; они развиты в мезозойско-кайнозойском Арауканском вулканическом поясе Чилийско-Аргентинских Анд (Ломизе,

- 3) наличием "плутонического обрамления" и разломов, контролирующих опущенный блок;
- 4) существованием в некоторых случаях центрального плутонического массива или нескольких массивов, расположенных внутри структуры;
- 5) близким возрастом вулканических и плутонических пород, составляющих небольшое количество самостоятельных комплексов (или серий), причем плутониты относятся чаще всего к поздним возрастным генерациям.

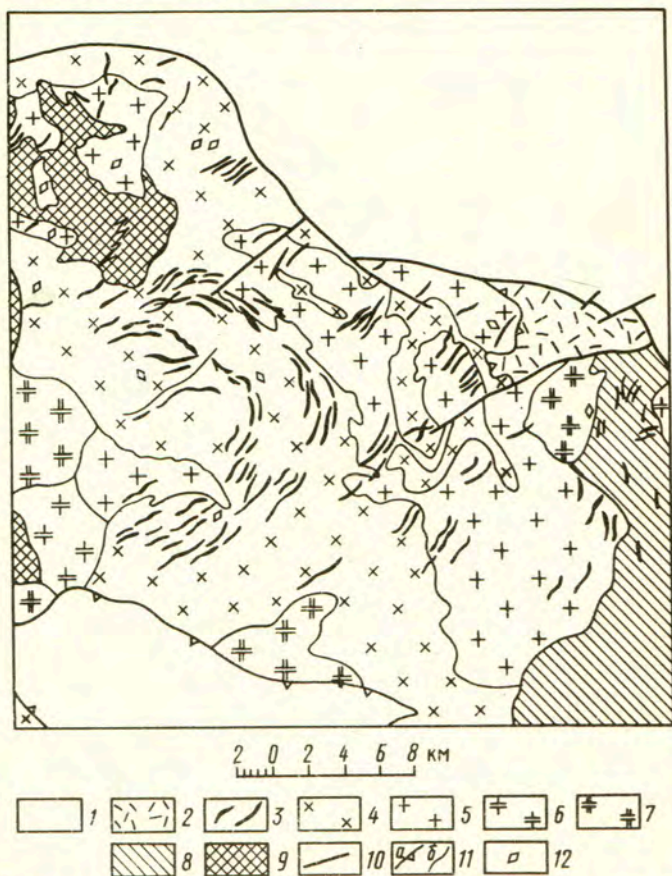
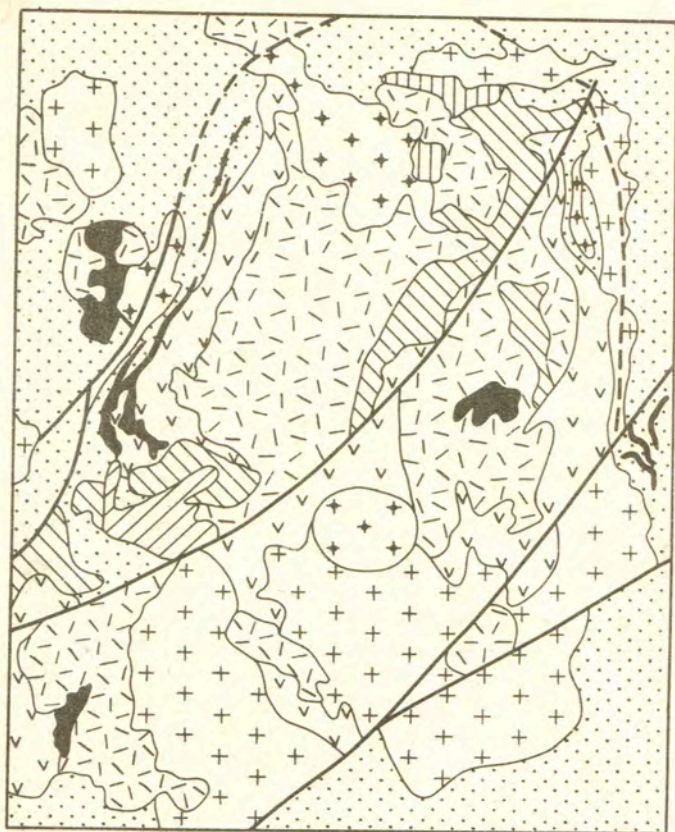


Рис. 81. Схематическая геологическая карта Кашурлинского массива. По Н.Г.Лину, О.А.Мазаровичу:

1 - осадочные отложения верхнего девона и карбона; 2 - вулканогенные отложения нижнего-среднего девона; плутоническая серия позднего ордовика: 3 - гранит-порфиры и диорит-порфиры; 4 - лейкократовые граниты дополнительной интрузии, 5 - биотитовые граниты главной фазы, 6 - гранодиориты главной фазы, 7 - меланократовые диориты и тоналиты; 8 - осадочно-вулканогенные породы нижнего палеозоя; 9 - докембрий; 10 - разрывы; 11 - геологические границы: а - несогласные, б - остальные; 12 - простираание элементов первичной ориентированной текстуры



км 2 0 2 4 6 км

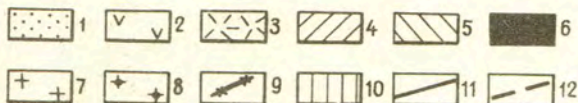


Рис. 82. Геолого-структурная карта Нявленгинской структуры. Охотско-Чукотский вулканический пояс. По В.Ф. Белому, 1977, с упрощениями:

1 - терригенные отложения верхоянского комплекса. Породы мелового возраста: 2 - андезитовая толща, 3 - толщи туфов и игнимбритов умеренно кислого и кислого состава; субвулканические интрузии: 4 - среднего и основного состава, 5 - кислого состава; 6 - сиенито-диориты, диориты, габбро-диориты и диоритовые порфиры; 7 - граниты, гранодиориты и субщелочные граниты; 8 - щелочные граниты; 9 - дайки щелочных гранитов; 10 - гранодиориты; 11 - разломы; 12 - разломы предполагаемые

В качестве примера может быть рассмотрена хорошо известная, описанная во многих публикациях, структура Глен-Ко, находящаяся на Британских островах в Шотландии (см. рис. 18) и привлекающая внимание четкостью главных характеристик. Она представляет собой крупную депрессию, выполненную осадочными и главным образом

вулканогенными породами девонского орогенного комплекса. В основании девона - значительное региональное угловое несогласие, из разреза выпадают нижний палеозой и силур. Амплитуда опускания (по мощности девона) превышает 4000 м. Плутоническое обрамление вулканотектонической депрессии представлено разнообразными гранитоидами. Очень эффектно выражена их связь с пограничными, контролирующими структуру разломами.

В более сложно построенных вулканоплутонических структурах присутствует обычно несколько разновозрастных комплексов вулканических и плутонических пород часто при нечетких ограничениях всей структуры от смежных образований. Так, в истории формирования Нявленгинской структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса, по В.Ф.Белому (1977), намечается многоэтапная последовательность: извержения лав от андезитов до кислых игнимбритов, сопровождающиеся проседанием структуры; субвулканические интрузии основного, среднего и кислого состава; формирование массивов сиенито-диоритов, диоритов и других пород и затем гранитов, гранодиоритов и щелочных гранитов (рис. 82).

Вполне очевиден сделанный выше вывод о том, что значительная часть плутонических и вулканоплутонических центрально-кольцевых структур, сложенных породами щелочноземельного ряда, и прежде всего гранитами и риолитами, представляет собой, подобно многим центрально-кольцевым структурам щелочных фельдшпатоидных и ассоциирующих с ними пород, остатки в разной степени денудированных древних вулканов. Кислая магма, из которой выкристаллизовались массивы плутонических пород, интродуцировала обычно после излияний лав, выполняющих провалы. Ее подъем контролировался теми же кольцевыми, и в том числе обрамляющими кальдеры, разломами. Следовательно, рассматриваемые структурные формы обладали общими каналами внедрения и проникновения разноглубинных расплавов и флюидов.

В целом намечаются два возможных пути их многоэтапного развития: унаследованное - с преобразованием ранее созданных вулканотектонических форм в вулканоплутонические коагматические с одинаковыми петрохимическими и геохимическими особенностями вулканитов и плутонитов, указывающими на происхождение из одной магмы и общего магматического очага, или развитие по другому пути, при котором формируются наложенные, разнородные по условиям генерации расплавов гетеромагматические структурные формы.

V.3

Общие выводы о строении, механизме и условиях становления плутонических и вулканоплутонических центрально-кольцевых структур

1. Плутонические и вулканоплутонические центрально-кольцевые структуры составляют важную и обширную группу магматических образований, развитую в пределах консолидированных структур

турных элементов земной коры континентов. Среди них нами различаются структуры, сложенные фельдшпатоидными породами и ассоциирующими с ними ультраосновными, основными и кислыми породами, пользующиеся преимущественным развитием в активизированных зонах древних платформ, и структуры, сложенные основными, средними и кислыми породами, характерные для орогенных вулканических поясов.

2. Многие plutонические центрально-кольцевые структуры и особенно структуры, состоящие из фельдшпатоидных и ассоциирующих с ними пород, представляют собой глубокоденудированные вулканы.

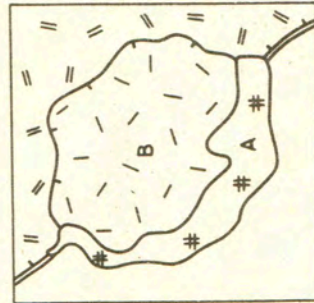
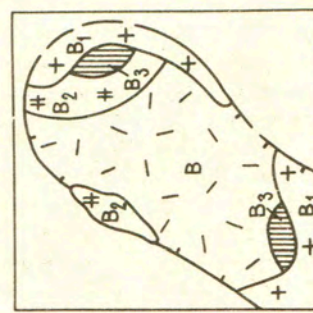
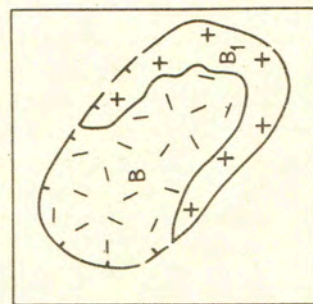
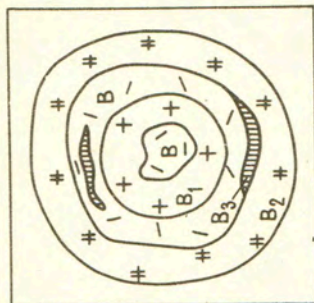
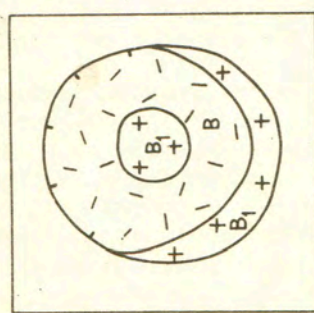
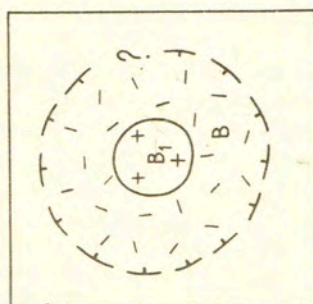
3. Ранние фазы внедрения в таких структурах обычно представлены ультраосновными породами, поздние - щелочными. По А.А.Маракушеву (1988), "щелочные породы являются своеобразными магматитами по ультраосновным породам, развиваясь в ходе их магматического замещения, подобно тому, как коровые граниты развиваются в ходе магматического замещения кислых сиалических пород" (с. 175). В результате создается концентрически-зональное строение массивов с ядрами, сложенными ультраосновными породами и щелочными породами, иногда почти нацело замещающими ультраосновные или тяготеющими к периферии структур.

4. К вулканоплутоническим отнесены структуры, в строении которых принимают участие ассоциации и вулканических и плутонических пород. Такие структуры хорошо определяются при их центрально-кольцевом строении, характеризующемся замкнутыми внешними контурами и четкими границами с окружающими или вмещающими комплексами пород. Как правило, это сложные многофазовые структуры с активными контактами между массивами вулканических и плутонических пород, причем последние являются обычно более поздними по времени становления.

Таким образом, общая закономерность сводится к следующему: на первом этапе формируются вулканические структурные формы - кальдеры проседания; позже по общим унаследованным каналам происходит внедрение магматических расплавов, из которых возникают массивы плутонических пород.

5. Все названные центрально-кольцевые и близкие к ним структурные формы дискордантны к раме вмещающих пород. Их внешние ограничения выражены крутопадающими интрузивными контактами или кольцевыми и дуговыми разрывами.

Внутренняя структура массивов, представленная ориентированными текстурными элементами, как и ее отношение к внешней структуре, отличаются большой сложностью. В некоторых щелочных массивах (как и в массивах ультраосновных - основных пород, описанных в главе III) наблюдается пологая ориентировка полосчатости с падениями к их центру, несогласная и к внутренним интрузивным контактам, и к внешним контактам всей структуры. В других, особенно по периферии, присутствует крутая ориентировка полосчатости, совпадающая с крутой ориентировкой отдельных залежей и с такой же ориентировкой внешней контактовой поверхности.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11

6. На рис. 83 изображены схемы основных типов вулканоплутонических структур. В основу схем I, III, IV, V взяты реальные структуры, рассмотренные в настоящей главе. Типы II и VI - идеализированные, предполагаемые. II тип близок к IV, но на схеме IV типа не показан центральный массив. VI тип близок к V, но на схеме V типа отсутствуют поля внекальдерных вулканитов.

7. Механизм становления центрально-кольцевых магматических структур различной глубинности и разной сложности строения определяется кольцевыми разломами, возникающими, вероятно, над центрами с аномальным термодинамическим режимом, вызванным прорывом в земную кору расплавленного мантийного вещества. Подобные центры в конкретной геологической ситуации представляют собой верхние части изометричных в плане магматических камер или трубообразных, уходящих на глубину каналов.

Кольцевые разломы, как было показано в работах Э.Андерсона и ряда других исследователей, вызываются изменением давления в магматическом резервуаре, передающимся на вмещающие породы (см. также II.7.2). В дальнейшем в одних случаях по ослабленным (маловязким) зонам таких разломов происходил подъем флюидов и расплавов, завершавшийся формированием кольцевых и конических даек или выходом расплава на поверхность в виде лавовых потоков; в других - имел место отток расплава, вызванный провалом целых частей структурных магматических форм и блоков окружающих пород.

Рис. 83. Основные типы вулканоплутонических структур. Составил В.Г.Тихомиров.

Тип I - "Напак". Покров вулканитов (остатки стратовулкана). Центральный шток, сложенный полнокристаллическими плутоническими породами и карбонатитами нескольких возрастных генераций.

Тип II - предполагаемый. Вулканиты, выполняющие кальдеру проседания. Центральный шток и "интрузивное обрамление" полнокристаллических плутонических пород.

Тип III - "Тежсар". Вулканиты в центральной и периферической частях кольцевой кальдерной структуры. Субвулканические и плутонические породы нескольких фаз внедрения.

Тип IV - "Глен-Ко". Вулканиты, выполняющие кальдеру проседания ваннообразной формы. "Интрузивное обрамление" плутонических пород.

Тип V - "Нявленгин". Вулканиты, выполняющие кальдеру проседания более сложной, чем в типе IV, формы. Прерывистое "интрузивное обрамление" субвулканических и плутонических пород нескольких фаз внедрения.

Тип VI - предполагаемый. Вулканиты, выполняющие кальдеру проседания, и вулканиты внекальдерные. "Интрузивное обрамление" плутонических пород, значительно отличающихся по возрасту от вулканитов. 1 - вулканиты, выполняющие кальдеру проседания; 2 - вулканиты внекальдерные; 3-6 - породы разных фаз внедрения; 7 - рама центрально-кольцевой структуры; 8 - интрузивные контакты; 9 - кольцевые разломы и разломы близкой к ним формы; 10 - разломы предполагаемые; 11 - разлом длительного развития (магмоподводящий).

В, В1, В2, В3 - близкие по возрасту фазы излияний и внедрения вулканитов и плутонитов; А - значительно отличающаяся по возрасту от В-В3 фаза внедрения плутонитов

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности первичного внутреннего строения и формы залегания массивов магматических пород определяются, как это следует из рассмотренного материала, с одной стороны, эндогенными факторами, присущими самому магматическому процессу и имеющими ведущее значение, с другой - факторами, возникающими при взаимодействии поднимающихся и интрузирующих расплавов с рамой вмещающих пород - с подвижными или, напротив, со стабилизированными элементами земной коры на уровнях их инфра- и супраструктуры.

Характерные черты первичного строения массивов вулканических пород наглядно представлены в жерловой фации, сложенной туфолавами и игнимбритами. Полосчатая текстура этих пород прослежена в подводящих каналах на глубину не менее 1500-2000 м от поверхности древней вулканической страны. Она имеет, очевидно, ликвационное происхождение и не связана по условиям генерации с вмещающими образованиями. В то же время текстурный узор туфолаво-игнимбритового типа не является вполне автономным: при подъеме дифференцированного расплава его слои испытывали влияние стенок вулканического канала и ориентировались согласно по отношению к поверхности внешнего интрузивного контакта.

Формы залегания вулкаников комплекса подводящих каналов вызваны сосредоточенной проницаемостью земной коры - линейной и кольцевой, контролируемой разрывными нарушениями, или точечной, обусловленной прорывами струй кимберлитовой "флюидизированной каши" в формирующихся трубках взрыва.

Формы и размерность вулканических потоков зависят от состава и массы извергнутого материала, текучести лавы, энергии процесса, рельефа местности и от среды извержения.

Главная черта структуры массивов автономных анортозитов заключается в конформности элементов их внутреннего и внешнего строения (формы) с элементами структуры вмещающих пород и отображает специфическую геодинамику раннего докембрия - синхронность процессов магматического замещения и глубинного складкообразования в условиях высокой подвижности вещества древней коры. Другая характерная особенность анортозитов - приуроченность их к глубинным разломам и разломам длительного развития - является, вероятно, результатом относительно поздних движений, состоящих в выдавливании по ослабленным зонам уже отвердевшего и пластичного или частично расплавленного материала.

В структурных формах альпинотипных гипербазитов и базитов, возникших на геосинклинальном этапе развития подвижных поясов, наблюдаются признаки перемещения магматического вещества как в жидком, так и в пластичном и твердом состоянии. По-видимому, до-

статочно редко мы имеем здесь дело с первичными собственно интрузивными магматическими формами, гораздо чаще - с формами поствагматическими протрузивными и тектонически контролируемые, находящимися в параавтохтонном или, как правило, в аллохтонном залегании.

Массивы габброидных лополитов и этмолитов - во всех случаях первичные магматогенные структурные формы, располагающиеся на месте своего становления (на месте окончательной кристаллизации расплавов) и не испытывавшие ввиду положения на устойчивом цоколе древних платформ существенной тектонической переработки.

Можно было бы, таким образом, считать, что структурные комплексы альпинотипных пород и габброидных лополитов и этмолитов и близких к ним форм должны относиться к совершенно разнородным и по геологическому положению, и по морфологическим характеристикам образованиям. Здесь следует, однако, заметить следующее. В комплексе альпинотипных пород наряду с массивами, вовлеченными в складчатую покровную структуру, присутствуют менее деформированные массивы, рассматриваемые рядом исследователей как формы, переходные к "расслоенным плутонам" стабилизированных и активизированных зон. Вместе с тем геологическое положение некоторых массивов, относимых к структурному комплексу габброидных лополитов и этмолитов, например Скергаардского массива, свидетельствует об их связи с океаническим вулканизмом и в этом смысле - о близости к ассоциации офиолитов. Следовательно, намечается вполне четкая связь двух главных описываемых нами структурных подразделений, включающих гипербазиты и базиты. Существование такой связи свидетельствует скорее в пользу представлений о начальной интрузивной природе слагаемых ими структурных форм, длительной многоэтапной истории их становления и известной условности разделения офиолитовой ассоциации на перекрывающие друг друга стратифицированные образования, сравнимые со слоями океанической коры.

Среди гранитоидов выделены две группы структурных форм, различия которых определяются в первую очередь их положением или в толщах метаморфического докембрия, или в складчатых фанерозойских поясах, а в пределах последних - в эпигеосинклинальных и эпиплатформенных поясах орогенного типа.

Процессы гранитизации и магматического замещения в раннем докембрии обусловили возникновение мигматитовых гранитоидов, главная структурная черта которых, как и автономных анортозитов, состоит в конформности свойственных им форм и складчатых форм. Сходство структурных характеристик этих комплексов может объясняться, как уже сказано выше, механическим состоянием коры того времени - высокой подвижностью ее материала, а также синхронным развитием магматического процесса и деформации пород при давлении и температуре, отвечающим амфиболитовой и гранулитовой фациям регионального метаморфизма.

Процессы гранитообразования, развивавшиеся в палеозое и мезозое и особенно полно проявившиеся в орогенный этап, в обстановке общих поднятий, при сравнительно спокойном тектоническом режиме и значительной степени консолидации земной коры, приводили к формированию батолитовых гранитоидов, резко несогласных к вмещающим образованиям и имеющих мигматитовое сопровождение в случае унаследованной связи с предшествующей докембрийской историей в каледонском или каледоно-герцинском тектономагматических циклах. Массивам батолитовых гранитоидов по сравнению со всеми другими массивами магматических пород разного состава и историко-геологического положения свойственна большая однородность строения и малая представительность ориентированных текстурных элементов. Эти особенности их структуры рассматриваются как свидетельства незначительности перемещения гранитной магмы, а иногда, очевидно, практически почти полного его отсутствия.

Формирование структуры мигматитовых гранитоидов связывается с представлением о преобладающей роли рассеянной проницаемости земной коры, при которой внедрение магмы и проникновение флюидов не контролировались какими-либо конкретными геометрически ясно выраженными тектоническими элементами и отсутствовали четкие и протяженные контактовые поверхности между массивами расплава и окружающими их породами. Но наряду с рассеянной проницаемостью в крупных магматических скоплениях, т.е. в возникающих массивах батолитового типа, осуществлялся переход к сосредоточенной проницаемости с контролем внедрения по разломам и ранее наметившимся каналам.

Возможно, очевидно, и более дробное, чем принимаемое нами, деление гранитоидов с учетом как структурных характеристик, так и формационной основы в соответствии с хорошо известными работами многих авторов. Так, могут различаться структурные и формационные комплексы: протерозойских протоплатформенных гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними пород; диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов, тяготеющих к заключительной стадии геосинклинального этапа; аляскитовых и щелочных гранитов позднеорогенной стадии.

Нужно также сказать, что привлекающие общее внимание данные петрологических и геохимических изотопных исследований о мантийной природе ряда массивов гранитоидов (Жариков, 1987; Ляхович, 1988; Раген, 1979; Шинкарев, 1978) должны были бы получить подтверждение в наблюдениях, основанных на методах структурного анализа. Однако в настоящее время в нашем распоряжении нет собственных или литературных материалов, позволяющих наметить группы (типы, виды) гранитных массивов, различающихся по таким особенностям внутреннего строения, зная которые можно было бы судить об относительной величине перемещения кристаллизующихся расплавов и тем самым подойти к проблеме выделения гранитоидов разной глубинности на структурной основе. Более того, существуют

очевидные противоречия между выводами о малой подвижности гранитоидной магмы, вытекающими из структурных наблюдений, и данными о глубинных мантийных ее источниках, предполагающими значительные перемещения в вертикальном разрезе земной коры.

Многие плутонические и вулканоплутонические центрально-кольцевые структуры древних платформ и орогенных вулканических поясов представляют собой денудированные кальдеры разной степени сохранности. С этим хорошо известным выводом связывается и другое важное положение о существовании в паре вулканит - плутонит ассоциаций комагматических и гетеромагматических пород. Надо заметить, что, по-видимому, только в вулканоплутонических структурах первой из описанных в работе групп - фельдшпатоидных, ультраосновных и основных пород - мы сталкиваемся с комагматической ассоциацией. Этому заключению, базирующемуся на петрологических исследованиях, не противоречат данные структурного анализа.

Более сложной и неоднозначно решаемой представляется проблема соотношения кислых вулканитов и гранитов. Общность каналов внедрения тех и других расплавов, устанавливаемая присутствием кальдерных форм в соответствующей группе вулканоплутонических структур, не является здесь надежным доказательством комагматичности ассоциаций. Так, несходные и противопоставляемые друг другу структурные признаки: для вулканитов - широкое развитие первичных ориентированных текстур и структур дезинтеграции, неоднородность строения массивов, сосредоточенный контроль внедрения расплавов; для гранитов - ограниченность ориентированных текстур, однородность строения массивов, рассеянный контроль внедрения - свидетельствуют о генерации магмы в разных геодинамических обстановках и на различных глубинных уровнях.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдрахманов К.А. Гранитоидные формации Казахстана и типы фанерозойского гранитообразования. Алма-Ата, 1987. 288 с.
- Абдулин А.А., Абдрахманов К.А., Авдеев А.В. Центральные-кольцевые структуры Казахстана, их типы и механизм формирования//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1972. №1. С.1-18.
- Абовян С.Б. Положение офиолитовых поясов Малого Кавказа в общей структуре Тавро-Кавказской геосинклинали//Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1979. Т.32. №4. С.40-52.
- Авдеев А.В. О кольцевых структурах магматических комплексов//Сов. геология. 1965. №10. С.50-65.
- Авдонин В.В. Ликвация и формирование рудоносных вулканогенных комплексов. М., 1987. 236 с.
- Ажигирей Г.Д. Структурная геология. М., 1966. 348 с.
- Анортозиты Земли и Луны. М., 1984. 272 с.
- Апродов В.А. Вулканы. М., 1982. 367 с.
- Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., 1963. 107 с.
- Баратов Р.Б., Щукин С.И. Строение Гиссарского плутона//Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук. 1980. N 4. С.23-34.
- Бахтеев М.К. Палеозойские орогенные вулканоплутонические пояса. М., 1987. 166 с.
- Белоусов В.В. Структурная геология. М., 1971. 277 с.
- Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М., 1978. 232 с.
- Белоусов В.В. Структурная геология. М., 1986. 246 с.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., 1977. 171 с.
- Беляев О.Е., Соловьев В.А., Федоров Т.О. Структурный анализ послескладчатого Кызылсурского плутона (Центральный Казахстан)//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1972. №4. С.79-85.
- Богатиков О.А. Анортозиты. М., 1979. 231 с.
- Богатиков О.А., Шарков Е.В., Суханов М.К. Анортозиты докембрия//Магматические горные породы. Основные породы. Т.3. М., 1985. С.240-277.
- Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. М.; Л., 1946. 212 с.
- Борисов О.Г., Борисова В.Н. Экструзивы и связанные с ними газогидротермальные процессы. Новосибирск, 1974. 200 с.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л., 1972. 296 с.
- Быховер В.Н., Лаврович Н.Н. Новые данные о Каларском массиве анортозитов (Восточная Сибирь)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. №2. С.17-26.
- Влодавец В.И. Справочник по вулканологии. М., 1984. 338 с.
- Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала//Труды ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 65.
- Грейтон Л.К. Предположения о вулканическом тепле. М., 1949. 166 с.

- Гущенко И.И. Извержения вулканов мира (каталог). М., 1979. 475 с.
- Дембо Т.М. Опыт геометрической систематизации направленных текстур и структур горных пород//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1954. Т.29. Вып. 4. С.79-92.
- Денисова Е.А. Структура ультраосновного массива Южный Крака (Южный Урал)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. №1. С.45-63.
- Донских В.В., Зелепугин В.Н., Кронидов И.И. Методика геологической съемки древних вулканов//Методическое пособие по геологической съемке м-ба 1:50 000. Вып. 4. Л., 1980. 278 с.
- Древнейшие породы СССР/Под ред. Ф.П.Митрофанова, М.Д. Крыловой. Л., 1984. 90 с.
- Дэли Р.О. Изверженные породы и глубины Земли. М., 1936. 591 с.
- Егоров Л.С. Форма, структура и эволюция Гулинского массива ультраосновных - щелочных пород и карбонатитов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. №11. С.41-56.
- Ежов А.И., Павлов В.А., Юнаковская Ю.В. О форме гранитных массивов Шалгинского района Центрального Казахстана//Геология и геохимия гранитных пород. М., 1965. С.5-14.
- Елисеев Н.А. Основы структурной петрологии. Л., 1967. 253 с.
- Емельяненко П.Ф., Яковлева Е.Б. Петрография магматических и метаморфических пород. М., 1985. 248 с.
- Ефимов А.А. Горячая тектоника в гипербазитах и габброидах Урала//Геотектоника. 1977. №1. С.24-42.
- Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблемы офиолитов. М., 1984. 232 с.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М., 1967. 336 с.
- Жариков В.А. Проблемы гранитообразования//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1987. №6. С.3-14.
- Журавлев Б.Я. Вулканогенный девон юго-западного склона Чингизского мегантиклинория//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1966. №3. С.54-66.
- Журавлев Б.Я., Успенский Е.П. Строение и особенности формирования Кайнарской мульды (хребет Чингиз, Центральный Казахстан)//Мат-лы по геологии Центр. Казахстана. Т.10. М., 1971. С.553-561.
- Журавлев Б.Я. и др. Общие закономерности развития девонского и позднепалеозойского вулканических поясов Центрального Казахстана//Н.Г.Кассин и современная геология Казахстана. Алма-Ата, 1988. С.63-70.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М., 1955. 479 с.
- Заика-Новацкий В.С., Казаков А.Н. Структурный анализ и основы структурной геологии. Киев, 1989. 279 с.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Аллохтонные офиолиты Урала. М., 1983. 168 с.
- Капустин Ю.Л. Развитие полосчатости в карбонатитах//Геология рудных месторождений. 1986. Т.28. №2. С.14-22.
- Карбонатиты. М., 1969. 486 с.
- Кашинцев Г.Л. и др. Гипербазитовый массив Южный Крака (Южный Урал)//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1976. №6. С.59-67.
- Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., 1974. 198 с.
- Клосс Э. Линейность//Вопросы структурной геологии. М., 1958. С.7-95.

- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области//Труды ГИН АН СССР. 1975. Вып. 267. 208 с.
- Колман Р. Офиолиты. М., 1979. 262 с.
- Комаров Ю.В. Тектономагматическая активизация Монголо-Охотского пояса и сопредельных территорий - завершающий этап их гранитосводового тектогенеза//Тектоника Сибири. Т.12. Новосибирск, 1985. С.18-22.
- Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. №4. С.63-80.
- Коптев-Дворников В.С. и др. Палеозойские интрузивные комплексы Бетпақдала//Труды ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 44. 240 с.; 1962. Вып. 54. 296 с.
- Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., 1967. 331 с.
- Кориневский В.Г. Автохтонность гипербазитовых массивов Южного Урала//Докл. АН СССР. 1979. Т.245. С.181-184.
- Кориневский В.Г. Эффузивы Урала. Свердловск, 1987. 144 с.
- Короновский Н.В. Столбчатая отдельность в изверженных породах//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1968. №3. С.91-104.
- Короновский Н.В., Фромберг Э.Д. Возможные признаки ликвации в кислых вулканических породах//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т.54. Вып. 5. С.47-54.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. 387 с.
- Курчаков А.М. Расслоенность игнимбритообразующих расплавов//Докл. АН СССР. 1980. Т.252. №4. С.952-955.
- Курчаков А.М. Зональность орогенных вулканитов Казахстана. М., 1984. 205 с.
- Лебедев А.П., Павлов Н.В. Джугджурский анортозитовый массив//Труды ИГЕМ АН СССР. 1957. Вып. 15. 84 с.
- Ленников А.М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М., 1968. 159 с.
- Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М., 1979. 164 с.
- Леонтьев А.Н. и др. Палеозойский гранитоидный магматизм Центральноазиатского складчатого пояса. Новосибирск, 1981. 318 с.
- Ломизе М.Г. Дайки и их роль в структуре Исландии//Исландия и срединно-океанический хребет. М., 1979. С.176-191.
- Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М., 1983. 194 с.
- Луцицкий И.В. Основы палеовулканологии. М., 1971. Т.1. 480 с.; Т.2. 483 с.
- Луцицкий И.В. Палеовулканология. М., 1985. 276 с.
- Ляхович В.В. "Мантйные" гранитонды// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. №12. С.3-17.
- Магматические горные породы. Т.3. Основные породы. М., 1985. 487 с.; Т.4. Кислые породы. М., 1987. 347 с.; Т.5. Ультраосновные породы. М., 1988. 507 с.
- Магматические формации СССР. М., 1979. Т.1. 319 с.; Т.2. 279 с.
- Макдоналд Г. Вулканы. М., 1975. 431 с.
- Малахов И.А. Дунит-пироксенитовая и габбровая ассоциации//Магматические формации СССР. Т.1. М., 1979. С.51-64.
- Малеев Е.Ф. Вулканиты. М., 1980. 240 с.

- Маракушев А.А. Петрология. М., 1988. 309 с.
- Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1975. №1. С.3-24.
- Марин Ю.Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин (выделение, структура, становление, эволюция). Л., 1976. 144 с.
- Мархинин Е.К. Вулканизм. М., 1985. 228 с.
- Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М., 1980. 212 с.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., 1971. 328 с.
- Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 2. Геологическая съемка вулканогенных образований. Л., 1971. 399 с.
- Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 3. Геологическая съемка интрузивных образований. Л., 1972. 319 с.
- Мигматиты. М., 1988. 344 с.
- Милановский Е.Е. Условия залегания вулканических пород//В.В.Белоусов. Структурная геология. Гл.8. М., 1971. С.118-153.
- Милановский Е.Е. Генерации и типы вулканического рельефа//Восточно-Африканская рифтовая система. Т.2. М., 1974. С.97-115.
- Милановский Е.Е. Геоморфология Исландии//Исландия и срединно-океанический хребет. М., 1979. С.7-55.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., 1973. 279 с.
- Милашев В.А. Трубки взрыва. Л., 1984. 268 с.
- Милашев В.А. Кимберлиты и глубинная геология. Л., 1990. 167 с.
- Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. М., 1984. 464 с.
- Монич В.К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, 1957. 523 с.
- Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., 1967. 280 с.
- Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л., 1974. 279 с.
- Москалева В.Н., Богдаева М.В., Колбанцев Р.В. Дунит-перидотитовая формация//Магматические формации СССР. Т.1. М., 1979. С.29-46.
- Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н. Анортозитовая формация//Магматические формации СССР. Т.1. М., 1978. С.218-228.
- Наседкин В.В. Петрогенезис кислых вулканитов. М., 1975. 208 с.
- Невский В.А., Фролов А.А. Структуры рудных месторождений кольцевого типа. М., 1985. 248 с.
- Орлов Д.М. Перидотит-пироксенит-норитовая формация//Магматические формации СССР. Т.1. 1979. С.229-241.
- Осинов М.А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М., 1974. 158 с.
- Основные закономерности развития и металлогении областей тектономагматической активизации юга азиатской части СССР/Под ред. А.Д.Щеглова, В.К.Путинцева, Г.Н.Шапошникова. Л., 1979. 303 с.
- Офиолиты Малого Кавказа. М., 1985. 240 с.
- Павлинов В.Н. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Ч.1. Структурная геология. М., 1979. 359 с.

- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., 1968. 179 с.
- Пейве А.В. и др. Океаны и геосинклинальный процесс//Докл. АН СССР. 1971а. Т.196. №3. С.657-659.
- Пейве А.В. и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала//Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1971б. С.9-24.
- Пейве А.В. и др. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования//Геотектоника. 1977. №6. С.4-14.
- Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали//Труды ГИН АН СССР. 1979. Вып. 328. 188 с.
- Петрография/Под ред. А.А.Маракушева и Т.И.Фроловой. М., Ч.1. 1976. 384 с.; Ч.2. 1981. 328 с.
- Полканов А.А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945, №5. С.13-16.
- Полканов А.А. Генетическая систематика интрузий платформы кратогена//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. №6. С.5-28.
- Пономарев Г.П. Потоки подушечных лав//Вулканология и сейсмология. 1980. №1. С.51-59.
- Раген Э. Плутонические породы. М., 1972. 255 с.
- Раген Э. Геология гранита. М., 1979. 327 с.
- Раст Х. Вулканы и вулканизм. М., 1982. 344 с.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., 1964. 437 с.
- Рихтер А.В. Строение и тектоническое положение Прибрежного гранитного массива (хр. Джугджур)//Геотектоника. 1980. №5. С.94-104.
- Романова М.А. О декомпрессионной модели происхождения мелкозернистых гранитов в пермских интрузиях Центрального Казахстана//Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1988. Т.117. №1. С.37-43.
- Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение)//Труды ГИН АН СССР. 1976. Вып. 283. 171 с.
- Рэдулеску Д.П. Вулканы сегодня и в геологическом прошлом. М., 1979. 255 с.
- Саблуков С.М. Вулканические шлаки кимберлитов//Докл. АН СССР. 1987. Т.295. №6. С.1448-1451.
- Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналогии в современной океанической коре//Труды ГИН АН СССР. 1987. Вып. 404. 290 с.
- Свешишкова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. М., 1973. 184 с.
- Святловский А.Е. Структурная вулканология. М., 1971. 231 с.
- Святловский А.Е. Морфологическая вулканология. М., 1982. 256 с.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., 1982. 669 с.
- Смит Р.Л. Потоки вулканического пепла//Проблемы палеовулканизма. М., 1963. С.307-370.
- Соколов В.Б. О глубинном строении массивов Платиноносного пояса Среднего Урала//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. №11. С.73-80.
- Стейнер А. Происхождение игнимбритов острова Северный. Новая Зеландия//Проблемы палеовулканизма. М., 1963. С.490-533.
- Страхов Л.Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск, 1978. 120 с.

- Суханов М.К. Анортозитовая ассоциация Каларского массива//Анортозиты Земли и Луны. М., 1984. С.86-111.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., 1961. 592 с.
- Тихомиров В.Г. Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М., 1975. 148 с.
- Тихомиров В.Г. Структурная геология вулканических массивов. М., 1985. 184 с.
- Тихомиров В.Г. Морфологическая и генетическая систематика трещин гранитных массивов//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1987. №6. С.80-84.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., 1970. 552 с.
- Федоров Т.О. Жерло девонского вулкана Жиландыбулак в Центральном Казахстане и связанные с ним накопления//Труды лаб. палеовулканол., вып. 1. Алма-Ата, 1963. С.52-56.
- Федоров Т.О. Вулкано тектонические депрессии северной части девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана//Докл. АН СССР. 1965. Т.65. №3. С.657-659.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М., 1975. 288 с.
- Формы геологических тел. Терминологический справочник/Под ред. Ю.А.Косыгина, В.А.Кулындышева, В.А.Соловьева. М., 1977. 247 с.
- Фрейд Г.М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэалинского поясов. Томск, 1971. 472 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. М., 1977. 264 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М., 1984. 344 с.
- Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М., 1985. 326 с.
- Харрис П., Кеннеди У., Скарф К. Соотношения вулканизма и плутонизма в свете вариаций химического состава горных пород//Механизм интрузий магмы. М., 1972. С.160-173.
- Хатчинсон Р.М. Структура и петрология батолита Инчантед-Рок округа Льяно и Гиллеспи, Техас//Вопросы структурной геологии. М., 1958. С.222-249.
- Хренов А.П. Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М., 1982. 130 с.
- Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л., 1980. 184 с.
- Шарков Е.В. Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова//Анортозиты Земли и Луны. М., 1984. С.5-61.
- Шарпенко Л.Н. Магматогенные кольцевые структуры. Л., 1979. 231 с.
- Шевченко Е.В. Структурные и петрофизические особенности некоторых пермских плутонов Центрального Казахстана. Львов, 1951. 263 с.
- Шинкарев Н.Ф. Происхождение магматических формаций. Л., 1978. 304 с.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., 1950. 564 с.
- Шужанов В.М. Формации девона. Алма-Ата, 1984. 224 с.
- Щелочные породы/Под ред. Х.Сёренсена. М., 1976. 400 с.
- Щербаков С.А. Роль пластических деформаций ультрабазитов на ранних стадиях формирования офиолитовых комплексов Урала// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т.63. Вып. 6. С.96-110.

Щербаков С.А. Структурная эволюция ультрабазитов Войкаро-Сыньинского офиолитового массива (Полярный Урал)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. №2. С.50-61.

Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов. М., 1978. 191 с.

Эндоус Г.Э. Спекшиеся туфы национального заповедника Чирикауа, Аризона//Проблемы палеовулканизма. М., 1963. С.264-306.

Яковлева Е.Б. О генезисе автомагматических брекчий//Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. №1. С.51-56.

Bankwitz P. Über Klufte. Die Entstehung von Säulenklüften//Z. geol. Wiss. 1978. N 3. S.285-299.

Cloos H. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge, Sammlung Vieweg. Hf. 57. Braunschweig, 1921. 95 S.

Cloos H. Zur Terminologie der Plutone//Fennia. 1928. N 50, art. 2. 10 S.

Cloos H. Einführung in die Geologie. Berlin, 1936. 503 S.

Nicolas A. et al. Structural mapping in the Oman ophiolites: mantle diapirism along an oceanic ridge//Tectonophysics. 1988. Vol. 151. N 1/4. P.27-56.

Pitcher W.S. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas//J.geol.Soc. London. 1979, Vol. 136. N 6. P.627-662.

Reid R.R. Structural geology and petrology of a part of the Bitterroot lobe of the Idaho batholith//US Geol. Surv. Profess. Pap. 1987. N 1436. P.37-58.

Rittmann A. Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart, 1981. 399 S.

Williams H., McBirney A.R. Volcanology. San Francisco, 1979. 397 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение

3

ГЛАВА I

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПЕРВИЧНОМ СТРОЕНИИ МАССИВОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ИХ ФОРМАХ ЗАЛЕГАНИЯ

I.1. Первичное строение и структурный анализ	5
I.2. Формы залегания магматических пород	14

ГЛАВА II

ПЕРВИЧНОЕ СТРОЕНИЕ И ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАССИВОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

II.1. Краткие сведения из области вулканологии	25
II.1.1. Вулканы, или вулканические аппараты: определение понятия. Вулканы и извержения центрального, трещинного и ареального типов. Вулканы моногенные и полигенные	26
II.1.2. Морфология вулканов. Аккумулятивные и деструктивные вулканические формы	27
II.2. Первичное строение массивов вулканических пород (линейная и полосчатая текстуры)	35
II.2.1. Первичная линейная текстура	36
II.2.2. Первичная полосчатая текстура	36
II.2.3. Выводы	39
II.3. Трещины и отдельности в массивах вулканических пород	40
II.3.1. Трещины столбчатой отдельности	41
II.3.2. Пластовая, шаровая, подушечная и скорлуповатая отдельности и связанные с ними трещины	49
II.3.3. Выводы	50
II.4. Структурный комплекс подводящих каналов (корневые системы вулканических аппаратов)	50
II.4.1. Субвулканические и жерловые массивы (фации)	51
II.4.2. Классификация форм залегания вулканических массивов комплекса подводящих каналов	56
II.4.3. Массивы линейной и неправильной формы	58
II.4.4. Массивы трубнообразной и цилиндрической формы	62

<i>II.4.5.</i> Выводы	68
<i>II.5.</i> Экструзивные массивы	69
<i>II.6.</i> Покровный структурный комплекс	72
<i>II.6.1.</i> Лавовые потоки и покровы	72
<i>II.6.2.</i> Туфолово-игнимбритовые потоки и покровы	78
<i>II.6.3.</i> Покровы пирокластического материала	81
<i>II.6.4.</i> Соотношение вулканических покровов с подстилающими образованиями	85
<i>II.6.5.</i> Выводы	87
<i>II.7.</i> Центральнo-кольцевые и близкие к ним по форме вулканотектонические структуры	88
<i>II.7.1.</i> Основные особенности строения	88
<i>II.7.2.</i> О систематике вулканотектонических центрально-кольцевых структур и механизме их образования	92
<i>II.8.</i> Краткие сведения о механизме и условиях становления массивов вулканических пород	94

ГЛАВА III

ПЕРВИЧНОЕ СТРОЕНИЕ И ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАССИВОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД УЛЬТРАОСНОВНОГО И ОСНОВНОГО СОСТАВА

<i>III.1.</i> Структурный комплекс массивов автономных анортозитов	100
<i>III.2.</i> Структурный комплекс массивов альпинотипных ультраосновных и основных пород	106
<i>III.3.</i> Структурный комплекс дифференцированных габброидных лополитов и этмолитов	124
<i>III.4.</i> Общие выводы о структуре, механизме и условиях становления массивов ультраосновных и основных пород	133

ГЛАВА IV

ПЕРВИЧНОЕ СТРОЕНИЕ И ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАССИВОВ ГРАНИТОИДОВ

<i>IV.1.</i> Структурный комплекс мигматитовых гранитоидов	141
<i>IV.2.</i> Структурный комплекс батолитовых гранитоидов	149
<i>IV.2.1.</i> Особенности первичного строения и трещины гранитоидных массивов	151
<i>IV.2.2.</i> Формы залегания массивов батолитовых гранитоидов	166
<i>IV.3.</i> О соотношении мигматитовых и батолитовых гранитоидов	170
<i>IV.4.</i> Общие выводы о структуре, механизме и условиях становления массивов гранитоидов	174

ГЛАВА V

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ И ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ

И.1.	Центрально-кольцевые структуры фельдшпатоидных пород и ассоциирующих с ними ультраосновных, основных и кислых пород	180
И.2.	Центрально-кольцевые структуры пород основного, среднего и кислого состава	192
И.3.	Общие выводы о строении, механизме и условиях становления плутонических и вулканоплутонических центрально-кольцевых структур	198
ЗАКЛЮЧЕНИЕ		202
ЛИТЕРАТУРА		206

Учебное издание
Тихомиров Владимир Григорьевич,
Журавлев Борис Яковлевич,
Федоров Теодор Осипович
СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ МАССИВОВ

Зав. редакцией
И.И.Щехура

Редактор
Н.В.Барина

Художественный редактор
А.Л.Прокошев

Обложка художника
В. Б. Гордона

Технические редакторы
З. С. Кондрашова, Н. И. Филимонова

Корректоры
Е. Б. Витюк, Е. Н. Павлова

ИБ № 1956 4554.

Сдано в набор 26.11.91. Подписано в печать
13.07.92. Формат 60х90 1/16 Бумага
тип. № 1. Офсетная печать. Усл. печ. л. 13,5.
Уч.-изд. л. 16,5. Тираж 345 экз. Заказ 1297. Изд. № 1956.

Ордена "Знак Почета" издательство
Московского университета.
103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.
Типография ордена "Знак Почета"
изд-ва МГУ. 119899, Москва, Ленинские горы.