

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
пм. 60-летия СОЮЗА ССР

Ю. А. КУЗНЕЦОВ

ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ

В трех томах

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

член-корреспондент АН СССР *Г. В. Поляков* (гл. редактор), доктор геолого-минералогических наук *А. Ф. Белоусов*, кандидат геолого-минералогических наук *И. М. Волохов*, доктор геолого-минералогических наук *В. Н. Довгаль*, *А. А. Запороженко* (секретарь), кандидаты геолого-минералогических наук *Л. Г. Кузнецова*, *А. Д. Ножкин*, *А. Е. Телешев*, доктор геолого-минералогических наук *В. Н. Шарпов*



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990

Ю. А. КУЗНЕЦОВ

III

ТОМ

Проблемы
происхождения
и формационного
анализа
магматических
образований

Ответственный редактор
кандидат геолого-минералогических наук
А. Е. Телешев



НОВОСИБИРСК
«Н А У К А»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990

УДК 553.2

Кузнецов Ю. А. Избранные труды. Т. III. Проблемы происхождения и формационного анализа магматических образований. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — 292 с.

ISBN 5—02—029493—4.

В книгу вошли основополагающие работы Ю. А. Кузнецова по проблемам происхождения магматических горных пород, их фациального анализа, соотношения магматических и тектонических процессов, а также опубликованные после выхода широко известной книги «Главные типы магматических формаций» [1964] статьи по общим проблемам формационного анализа пзверженных горных пород и их парагенезисов, содержащие новые подходы к систематике и исследованию магматических формаций. Кроме того, включены неопубликованные фрагменты задуманного автором второго издания «Главных типов...».

Книга рассчитана на читателей, интересующихся коренными проблемами петрологии, тектоники, формационного анализа, методологией и историей развития учения о магматических формациях.

Табл. 22. Ил. 19. Библиогр.: 374 назв.

Р е д к о л л е г и я

кандидаты геолого-минералогических наук *И. М. Вологов* и *А. Н. Дистанова*, доктор геолого-минералогических наук *В. А. Кутюлин*, кандидат геолого-минералогических наук *А. Е. Телешев*

Р е ц е н з е н т ы

доктора геолого-минералогических наук
П. В. Ермолов, А. П. Кривенко

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

К $\frac{1804020300-171}{042(02)-90}$ 357—90 I полугодие

© Издательство «Наука», 1990

ISBN 5—02—029493—4



to Ryszard

Произведения, составляющие третий, завершающий том избранных трудов Ю. А. Кузнецова, сгруппированы в четыре раздела: 1) происхождение магматических горных пород, 2) фации магматических пород, 3) проблемы формационного анализа, 4) магматические формации и тектоника. Эти разделы отвечают основным направлениям петрологии и геологии магматических образований, активно разрабатывавшимся Юрием Алексеевичем. Такое деление в значительной степени условно вследствие тесной взаимосвязи проблем, обсуждаемых в настоящем томе. Эта взаимосвязь представляется вполне естественной, поскольку анализ фаций магматических образований, по существу, всегда непосредственно связан с решением собственно петрогенетических вопросов, а формационный анализ содержит в качестве составных элементов заглавные аспекты всех остальных разделов. Вместе с тем очевидные в каждой из статей тома акценты на ту или иную конкретную проблему оправдывают предлагаемую читателю компоновку книги.

В первый раздел книги включены работы разных лет, посвященные центральной проблеме петрологии — происхождению магматических горных пород. Со времени их написания минуло 20—40 лет, однако постановка и обсуждение в них кардинальных вопросов петрологии, в частности причин, условий и способов формирования всего разнообразия магматических горных пород, представляют интерес и для современного читателя, а выводы Юрия Алексеевича о многообразии способов и условий формирования пород магматического облика, о нередко конвергентной их природе, невозможности сведения пороодообразующих процессов к единственной, годной для всех случаев модели, о важнейшей роли интрателлурических флюидных потоков в генерации магматических расплавов и магматических очагов полностью сохраняют свою актуальность и в наши дни.

Второй раздел составлен из работ, опубликованных в 1949—1960 гг. и посвященных вопросам фациального анализа магматических образований, начиная с понятийно-терминологической базы и систематики фаций и кончая анализом конкретных проявлений выделяемых фаций и их петрогенетической и рудной специфики. Исследования этого цикла составили крупнейший после основополагающих работ М. А. Усова этап в развитии данного направления. Одновременно с Ю. А. Кузнецовым и позднее проблемы фаций магматических горных пород изучались рядом исследователей (А. Баддингтон, Р. Н. Соболев, В. К. Монич, В. Н. Шарапов, В. В. Ревердатто и др.), однако по цельности и глубине рассмотрения этой проблемы работы Юрия Алексеевича до сих пор не имеют аналогов.

Статьи и рукописи, написанные после выхода в свет в 1964 г. монографии «Главные типы магматических формаций», составляют третий раздел книги. Более ранние публикации этого направления в него не включены, поскольку их суть в той или иной мере отражена в упомянутой книге.

Позднее Юрий Алексеевич начал готовить материалы ко второму изданию книги. Он задумал и частично выполнил работу по обновлению методологической части, классификации формационных типов, подбору нового иллюстративного материала. Два подготовленных для второго издания книги фрагмента воспроизводятся в этом разделе по архивным рукописям Юрия Алексеевича.

Однако в дальнейшем Ю. А. Кузнецов отказался от переиздания «Главных типов...». Одна из причин отказа была неудовлетворенность автора разработанной ранее систематикой магматических формаций на тектонической основе. Этот принцип, успешно использованный им и другими исследователями на первом этапе, исключал возможность объективного анализа взаимосвязей тектоники и магматизма, поскольку сам по себе подразумевал наличие жесткой связи между ними. В поисках рациональной основы классификации Юрий Алексеевич избрал в качестве альтернативы вещественные признаки магматических формаций. Это позволило создавать на качественной или количественной основе логически обоснованные варианты систематики магматических формаций и объективно анализировать их связи с тектоническими структурами разных типов. Новый подход к систематике магматических формаций изложен Юрием Алексеевичем в статье «О состоянии и задачах учения о магматических формациях» [1973]. В совместной с А. Ф. Белоусовым и Г. В. Поляковым работе [1976] представлен пример такой классификации с использованием петрохимических и минералого-петрографических оснований. Проблемы систематики магмоконтролирующих структур рассмотрены им специально. Вариант укрупненной их классификации, основанной также на независимых от магматических образований признаках, впервые публикуется в третьем разделе по архивной рукописи.

В последнем, четвертом, разделе помещены работы, посвященные связи тектоники с магматизмом. Здесь рассмотрены роль и место гранитоидного магматизма в развитии тектонических структур, однако обсуждение этого вопроса выходит далеко за рамки собственно гранитоидного магматизма.

Особое место занимает статья «Основные типы магмоконтролирующих структур», в которой подчеркивается разная природа проявления эндогенной активности (с одной стороны, в форме магматизма, с другой — в виде деформаций осадочной оболочки литосферы), а также указывается на отсутствие жестких связей состава магматитов с типом вмещающих их тектонических структур и проявление однотипных изверженных комплексов в весьма разнородных тектонических обстановках. По сути эта статья смыкается с методологическими статьями предыдущего раздела.

Как и в предшествующих томах «Избранных трудов...», редколлегия старалась обойтись минимумом исправлений. Последние сводятся преимущественно к приведению отдельных мест в соответствие с современными издательскими стандартами и правилами. Небольшие сокращения, не нарушающие построение и цельность статей, были произведены за счет отдельных фрагментов, повторяющих тексты предшествующих статей этого же тома с соответствующими ссылками. Надобности в литературном редактировании, по существу, не было — легкий и вместе с тем емкий стиль письма Юрия Алексеевича доставит удовольствие самому взыскательному читателю.

Редколлегия выражает признательность Е. И. Черной, П. И. Шамшуриной, И. Ю. Сафоновой, Н. Г. Волоховой, Т. Е. Петровой, Т. М. Кривенко и всем другим лицам, оказавшим помощь в подготовке избранных трудов Ю. А. Кузнецова к изданию.

И. ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД *

Велико есть дело достигать в глубину земную разумом, куда рука и око достигнуть взбраняет натура; странствовать размышлениями в преисподней, проникая рассуждениями сквозь тесные расселины и вечной ночью помраченные вещи и деяния выводить на солнечную ясность.

М. В. Ломоносов. О слоях земных

ОБЗОР ВЗГЛЯДОВ НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Определенные некоторых понятий

Я считаю необходимым вначале определить содержание некоторых терминов, с которыми придется оперировать в дальнейшем.

Магма. Различные авторы вкладывают весьма различное содержание в этот термин, но все сходятся в том, что магма — это материал, из которого по затвердевании образуются горные породы. Разногласия касаются агрегатного состояния магмы (гомогенный расплав-раствор или смесь кристаллов в жидкости, «газовая магма» П. И. Лебедева [1946]), а также границ между понятиями «магма» и «гидротермальный раствор».

Мне кажется, что понятие «магма» следует определить таким образом: магма — это естественный, периодически возникающий в литосфере силикатный расплав, содержащий в растворенном состоянии некоторое количество летучих, физически гомогенный или чаще представляющий смесь жидкости и кристаллов, являющихся реликтами расплавленного (растворенного) субстрата или продуктами кристаллизации жидкости. Ведущим признаком магмы является текучесть в массе, что достигается при содержании в смеси примерно 25 % жидкости. О рождении магмы можно говорить тогда, когда в результате медленных количественных изменений (повышение температуры, изменение состава при метасоматозе, увеличение количества поровых жидкостей и т. д.) тот или иной участок литосферы приобретает новое качество — текучесть, способность к внедрению или извержению.

Согласно этому определению, расплав, пропитывающий породу, или фильтрующийся через нее раствор нельзя называть магмой, но вместе с тем, согласно этому же определению, совершенно закономерно перерастание метаморфического процесса в магматический.

Получивший широкое распространение в литературе термин «мигма», применявшийся для обозначения каши из магматической жидкости и кристаллов, наше определение магмы делает излишним.

* Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — С. 296—331.

Магматическая порода — продукт затвердевания магмы. Синоним этого понятия — «изверженная порода», так как невозможно представить себе магму, не перемещенную в пространстве. В результате некоторых метаморфических процессов (гранитизация, базификация) могут быть получены породы, неотличимые по составу и структуре от магматических, поэтому уместно применение описательного термина — «порода магматического облика».

Метаморфизм — всякий природный процесс, осуществляющийся в условиях повышенных температур и повышенного давления и характеризующийся изменением химического и минералогического состава, структуры и текстуры первичной породы, порознь или вместе, причем молекулярно-подвижная фаза во время метаморфизма присутствует в каждый данный момент в небольшом количестве, в основном в виде поровых жидкостей. Всякий метаморфизм, выражающийся в изменении химического, минералогического состава или в процессах перекристаллизации, сопровождается перемещением вещества и метасоматозом. В случае простой перекристаллизации первичной породы метасоматоз носит диффузионный характер. В случае изменения химического состава он может быть диффузионным или инфильтрационным.

Метасоматоз, или **метасоматизм**, — всякий процесс, сопровождающийся привнесом одних веществ и удалением других, в результате которого изменяется химический состав первичного вещества. Метасоматоз может протекать как физический процесс вытеснения или как реакция обмена. Метасоматоз не является специфическим метаморфическим процессом, так как осуществляется и в магматических системах, и в процессах выветривания, осадкообразования и диагенеза (например, доломитизации известкового ила), но редкий метаморфический процесс не сопровождается метасоматозом. Однако «метасоматическим метаморфизмом» следует называть только те случаи метаморфических превращений, когда наблюдается значительный приток вещества и существенное изменение химического состава первичной породы, что осуществляется в основном при инфильтрационном метасоматозе.

Гранитизация — метасоматический процесс, сопровождающийся привнесом щелочей и кремнезема (и выносом Mg, Fe, Ca), в результате которого твердая порода (без прохождения через магматическую стадию) становится более похожей на гранит, чем она была раньше, в пределе же она приобретает гранитный состав. Перерастание гранитизации в магмообразование — обычное явление. Продуктами гранитизации могут быть различные фельдшпатизированные породы, гнейсы, а также некоторые граниты и гранодиориты.

Мигматизация, в первоначальном понимании И. Седерхольма [Sederholm, 1923, 1926, 1934], — механическое смешение магматического и немагматического материала, чаще в результате послышной инъекции. Позже этот термин был распространен на случаи метасоматической гранитизации. Правильнее будет употреблять его в первоначальном смысле. Отсюда «мигматит» — смешанная порода, в которой отчетливо различается магматический и немагматический материал.

Базификация — метасоматический процесс, сопровождающийся привнесом Ca, Mg, Fe, щелочей и выносом кремнезема, в результате которого твердая порода становится более основной, чем она была раньше. Базификацию обычно тесно связывают с гранитизацией, но то же явление базификации характерно и для контактового метасоматоза, связанного со среднеглубинными кислыми интрузиями. Продукты базификации — биотитовые, кордиеритовые роговики, амфиболиты, некоторые диориты и т. д.

Реоморфизм — частичное или полное расплавление ранее существовавших пород вследствие их нагревания и метасоматического привноса материала. Образование гранитной магмы в результате гранитизации есть частный случай реоморфизма.

Принципиальность разногласий между «магматистами» и «трансформистами» в вопросе о генезисе гранитоидов

Как уже отмечено, особенно велики разногласия по вопросу о генезисе гранитоидов.

Оттенков в представлениях по этому вопросу чрезвычайно много, но совершенно отчетливо все исследователи, писавшие на тему о генезисе гранитов, могут быть разбиты на две группы — «магматистов» и «трансформистов», или «метаморфистов». Последние полагают, что в формировании крупных гранитных интрузий ведущую роль играет чисто метасоматический процесс гранитизации. Надо сказать, что в настоящее время нет магматистов, которые не признавали бы реальности процесса гранитизации, и очень мало трансформистов, которые не признавали бы образования хотя бы части гранитов чисто магматическим путем.

Однако различия во взглядах гораздо глубже и притом, как это подчеркнул Н. Г. Судовиков [1950], они принципиальны. Дело в том, что, по представлениям магматистов, процесс гранитизации — это только одно из проявлений эманационной деятельности интрузивной гранитной магмы, которая мыслится «первозданной» или производной от другой, «первозданной» же, базальтовой магмы. По представлениям трансформистов, метасоматическая гранитизация представляет собой совершенно самостоятельный процесс, не только обусловленный присутствием гранитной магмы, но, наоборот, в некоторых случаях вызывающий ее появление. Гранитная магма, по этим представлениям, является продуктом гранитизации. Следует оговориться, что примерно так представляет себе соотношение между гранитизацией и гранитной магмой большинство трансформистов, но не все. «Крайние трансформисты» считают все интрузивные породы продуктами гранитизации.

Взгляды магматистов на происхождение гранитоидов общеизвестны, для всех привычны, и на них не стоит долго останавливаться. В качестве примера кратко изложу представления некоторых крупных ученых. Наиболее ортодоксальным магматистом показал себя в последних работах П. Ниггли [1949, 1950], который считает, что гранитная магма является продуктом комплексной кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы (кристаллы, выделяющиеся первыми, опускаясь в более нагретые зоны, растворяются снова, являясь, таким образом, факторами переноса молекул). Вместе с тем П. Ниггли, судя по некоторым высказываниям, допускает возможность образования гранитной магмы путем переплавления древних гранитов и близких к ним пород. Гранитизацию он считает процессом реальным, но связанным с эманационной деятельностью остывающей гранитной магмы.

Н. Боуэн [1949, 1950] полагает, что большинство гранитов образовалось из гранитной магмы, являющейся продуктом кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, которая, в свою очередь, возникает при фракционном плавлении кристаллического перидотита, симатической оболочки Земли. Но вместе с тем он допускает, что возможны и другие пути возникновения гранитов и гранитной магмы, например, вследствие переплавления геосинклинальных осадков или гранитной оболочки Земли; в результате дифференциации синтектической магмы, образованной

растворением кислого материала в базальтовой магме; не исключается также возможность образования гранитовидных пород метасоматическим путем.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в последних своих статьях [1934, 1937, 1939], посвященных проблеме генезиса магматических пород, по-прежнему отстаивал мысль о происхождении гранитов за счет особой родоначальной гранитной магмы. Правда, в своей генетической классификации магматических пород [Левинсон-Лессинг, 1939] он предусмотрел такие типы, как «анатектиты» (переплавленные породы) и «метасоматиты» (породы, получившиеся в результате метасоматического изменения осадочной породы магмой или какими-то флюидными магматическими выделениями). В то же время, судя по резкой и пристрастной критике всех гипотез метаморфического происхождения гранитов и даже гипотез возникновения гранитных магм в результате переплавления пород сиала, нужно думать, что этим генетическим группам Ф. Ю. Левинсон-Лессинг придавал очень мало значения.

В полемических статьях выступили в качестве магматистов Н. А. Елисеев [1951] и Г. Д. Афанасьев [1951], причем последний придает большое значение явлениям гранитизации, но связывает их с эманационной деятельностью кислых интрузий, оставаясь в общем целиком на позициях Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

Несколько подробнее остановлюсь на новых и пока еще мало известных у нас представлениях трансформистов. Сущность этих представлений сводится к тому, что граниты и гранитоидные породы вообще признаются не собственно магматическими, а существенно метаморфическими продуктами. Они не являются продуктами кристаллизации гранитной магмы, а возникают при метасоматической переработке первичных пород любого происхождения и почти любого состава, занимавших ранее объем гранитного тела. Эта метасоматическая гранитизация в общем случае сопровождается привносом калия, натрия, кремния и выносом (в некоторых случаях) магния, железа, кальция, причем количество жидкой фазы во время процесса гранитизации очень невелико или, по отдельным представлениям, она вовсе отсутствует. Некоторые трансформисты полагают, что количество жидкой фазы в гранитизирующей массе постепенно увеличивается и, наконец, она становится текучей. Количественные изменения приводят к новому качеству — возникает гранитная магма, способная к интрузиям.

Нужно, однако, отметить, что во взглядах трансформистов имеется очень много оттенков в понимании процессов гранитизации и даже коренных разногласий по ряду вопросов, главным образом по вопросу о способе переноса вещества при гранитизации. Они считают, что этот перенос осуществляется инфильтрацией жидких или газовых гранитизирующих растворов, диффузией ионов в твердой среде, диффузией ионов в жидкой среде (неподвижной).

Гипотеза инфильтрационной гранитизации — наиболее старая; она разрабатывалась еще в начале этого столетия П. Термье [Termier, 1903, 1912], затем И. Седерхольмом [Sederholm, 1923, 1926, 1934], П. Эскола [Eskola, 1932] и др. Согласно этой гипотезе, привнос щелочей и кремнезема осуществляется фильтрующимися через поры растворами, газовыми или жидкими. Такая фильтрация вполне реальна в условиях малых глубин, но вряд ли возможна на большой глубине и в условиях весьма высоких давлений, где главным образом и проявляются процессы гранитизации. Поэтому большинство современных трансформистов главную роль в переносе вещества при гранитизации приписывают диффузии в твердой

или жидкой среде, причем последняя мыслится в виде межзерновых пленок.

Гипотеза гранитизации путем диффузии в твердой среде («сухая гранитизация») — наиболее модная среди иностранных ученых. В основу ее положены хорошо изученные и вполне реальные явления диффузии атомов через кристаллическую решетку, обуславливающие, в частности, явления перекристаллизации и химические реакции в твердом состоянии, без растворителя. Наиболее ярые защитники гипотезы «сухой гранитизации» — Р. Перрен и М. Рубо [1950], Г. Рамберг, И. Бугге * — считают последнюю единственным способом образования всех гранитоидов и решительно возражают не только против возможности возникновения гранитных магм, но и против всех других мыслимых способов гранитизации.

Гипотеза гранитизации путем диффузии ионов в межзерновых жидких пленках пользуется не меньшей популярностью, чем гипотеза «сухой гранитизации». Этой гипотезы в основном придерживаются Х. Баклунд [1949], К. Вегман [Wegmann, 1935], Е. Кранк [Kranck, 1937], Х. Рид [1949, 1950], Н. Г. Судовиков [1950].

Представления Н. Г. Судовикова [1950] по вопросу о происхождении гранитов вкратце можно изложить следующим образом.

Все метасоматические граниты проявлены в орогенных зонах, что позволяет генетически связывать гранитизацию и складкообразование, но характер этой связи остается неизвестным. Во времени гранитизация приурочена к фазе складчатости и развивается как медленно нарастающий и медленно затухающий процесс. Чаще всего гранитизация начинает развиваться в стадии наиболее сильных движений и заканчивается после полного их прекращения, в условиях спокойной тектонической обстановки. Гранитизация — метасоматический процесс, часто развивающийся совместно и одновременно с мигматизацией — свободной инъекцией жидкого материала. Процесс гранитизации преимущественно, но не обязательно, — глубинное явление. Этот процесс возможен и на очень малых глубинах, если учесть, что местами величина геотермической ступени снижается до 6—7 м и что для гранитизации не обязательно полное расплавление породы. Однако продукты гранитизации на малых и больших глубинах существенно различны. В глубинных зонах преобладает калиевый метасоматоз, на малых глубинах — натровый, выражающийся в процессах альбитизации и образовании альбитовых гранитов.

В процессе метасоматической гранитизации в больших количествах мигрируют щелочи, кремний, железо, магний, кальций. Состав мигрирующих элементов зависит от состава пород субстрата, в которых развивается гранитизация. При этом большей частью наблюдаются привнос калия, натрия и кремния и вынос железа и магния. Противники гранитизации часто задают вопрос: почему именно граниты, а не другие породы являются продуктами гранитизации? Этот вопрос основан на недоразумении, так как возникают и другие породы. Например, основные породы при гранитизации превращаются сначала в кварцево-полевошпатовые амфиболиты, затем в амфиболовые гнейсы, наконец в граниты, причем процесс может остановиться на любой стадии. Но гранитный состав является предельным для гранитизации, потому что при достижении этой стадии гранитизированный субстрат становится пластичным (правильнее — «текучим». — Ю. К.) и уходит из зоны гранитизации, образуя интрузию. Таким образом, количественно нарастающий процесс приводит к новому качеству. Медленно развивающаяся гранитизация и постепенное

* См. статью Н. Боуэна [1950].

увеличение количества жидкой фазы приводят к возникновению нового качества — способности к инъекции. Возникают массы, сходные с магматическими (возникает «магма!» — Ю. К.).

В результате обсуждения возможных способов переноса мигрирующих веществ Н. Г. Судовиков приходит к выводу, что инфильтрация растворов мало вероятна и возможна только на малых глубинах. Мало вероятно и диффузия в твердой среде. Главная роль принадлежит, по-видимому, диффузии в межзерновой жидкости, представляющей собой, скорее, не водный раствор, а расплав, возникающий в результате дифференциального плавления, за счет ресурсов самой гранитизирующейся породы. Откуда идет поток щелочей и SiO_2 , необходимых для гранитизации, неизвестно; вынос Mg, Fe при гранитизации создает фронт базификации, продвигающийся впереди фронта гранитизации. Точно так же остается неизвестной причина (первопричина) гранитизации. Непосредственным же толчком для развития регионального метасоматоза, в том числе и гранитизации, является, по-видимому, повышение температуры, которое вызывает возникновение межгранулярной жидкости, обеспечивающей возможность диффузии. Причины же повышения температуры могут быть различными. Разбирая вопрос о генезисе гранитных тел, Н. Г. Судовиков приходит к выводу, что они могут быть: магматическими интрузиями (продукты кристаллизации чистых расплавов реоморфического происхождения); немагматическими интрузиями (внедрение относительно жестких, но пластичных масс с небольшим количеством жидкой фазы); несмещенными, неинтрузивными телами, залегающими на месте своего образования (широко развиты в областях региональной гранитизации).

Батолиты, по Н. Г. Судовикову, — в основном неинтрузивные тела, в которых, однако, местами может наблюдаться переход гранитизированных пород в реоморфическое состояние, а следовательно, и развитие структур течения, которые могут быть приняты за признаки магматического происхождения батолитов. Связь гранитных интрузий с рудами, по Н. Г. Судовикову, не генетическая, а парагенетическая — те и другие приходят из областей гранитизации, причем оруденение верхних зон орогена он рассматривает как одно из проявлений фронта базификации.

Эта, в общем весьма интересная, статья Н. Г. Судовикова подверглась критике со стороны Г. Д. Афанасьева [1951] и Н. А. Елисева [1951]. Критические замечания Г. Д. Афанасьева сводятся, по существу, к тому, что ему кажутся сомнительными те или иные представления Н. Г. Судовикова и что он в вопросе о происхождении гранитов стоит на позициях Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

Гораздо больший интерес представляет острая полемическая статья Н. А. Елисева. Основные положения этой статьи в самом кратком изложении могут быть сформулированы следующим образом.

Автор указывает, что Н. Г. Судовиков не работал в последокембрийских складчатых зонах и настоящих гранитов не видал, отсюда у него явное преуменьшение роли «интрузивных гранитов». Вместе с тем Н. А. Елисеев не отрицает метасоматического происхождения некоторых гранитов.

Н. А. Елисеев считает, что Н. Г. Судовиков делает ошибку, говоря только о метасоматозе при гранитизации и не замечая, что гранитизация начинается с плавления, причем селективное плавление может перерасти в полное. Н. А. Елисеев полагает при этом, что расплавы, возникающие в небольших количествах при гранитизации в виде межзерновой пленки, можно считать магмой. Иначе говоря, по Н. А. Елисееву, гранитизация — это не метасоматоз, а селективное выплавление гранитных рас-

плавов. Здесь, с моей точки зрения, непонимание и явное нежелание понять основной вывод Н. Г. Судовикова, хотя я и согласен с Н. А. Елисеевым, что один из результатов гранитизации — возникновение гранитных расплавов. Плавление при гранитизации с прогрессивным увеличением жидкой фазы — результат не только повышения температуры, но и изменения состава субстрата при метасоматозе. Кроме того, плавление — это только одна сторона процесса; другая его сторона — изменение состава твердой фазы. К тому же, с моей точки зрения, межзерновую жидкость, проявляющуюся при гранитизации, нельзя называть «магмой», хотя бы она и представляла силикатный расплав.

Н. А. Елисеев совершенно верно отмечает, что Н. Г. Судовиков неправильно употребляет термин «пластичность», когда говорит о том, что крайний продукт гранитизации в результате увеличения количества жидкой фазы приобретает пластичность и становится способным к интрузиям. В данном случае лучше говорить о жидкотекучем, а не о пластичном состоянии.

Н. А. Елисеев выражает в своей критической статье сомнения по целому ряду вопросов. Так, для него сомнителен состав мигрирующих веществ, причины гранитного состава конечных продуктов гранитизации, возможность проявления базификации и т. д. При этом Н. А. Елисеев приписывает трансформистам, и в частности Н. Г. Судовикову, такие мысли, которые никем из них не высказывались. Например, Н. Г. Судовиков нигде не говорит о том, что ультраосновные породы могут образоваться в результате базификации.

Наиболее интересную мысль Н. Г. Судовикова [1950, с. 96] о том, что «процесс постепенной гранитизации... можно рассматривать как некоторый количественно нарастающий процесс, приводящий к новому качеству. Медленно развивающаяся гранитизация и постепенное увеличение количества жидкой фазы приводят к возникновению новых качеств, а именно: способности к инъекции, интрузии. Возникающие при этом массы во многих отношениях становятся сходными с магматическими», Н. А. Елисеев не понял, или не хочет понять. А мысль эта, безусловно, верная и из-за нее одной можно простить все остальные ошибки Н. Г. Судовикова. Я бы только вместо последнего предложения в приведенной цитате написал: «Так рождается гранитная магма».

В заключительной части своей статьи Н. А. Елисеев обсуждает вопрос, являются ли идеи трансформистов прогрессивными, и, естественно, приходит к отрицательному выводу, обвиняя трансформистов в пренебрежении данными экспериментальной петрографии, учения о фациях, существующей теории метасоматоза и т. д.

Свою оценку идей трансформистов он формулирует следующим образом: «Трансформизм складывался в отрыве от действительности. Для него характерен агностицизм, элементы мистики, придание явлениям гранитизации и метасоматоза чего-то таинственного, не поддающегося изучению современными методами исследования».

Прогрессивны ли идеи трансформистов? Действительно, в статье Н. Г. Судовикова, да и в работах многих других трансформистов имеются крайности, многие заключения ничем не обоснованы. Поэтому возражений против их представлений может быть выдвинуто много. Но правильно ли будет огульное охаивание этих новых идей и полное отрицание их прогрессивной роли в петрологии?

Эти представления, безусловно, прогрессивны, несмотря на все преувеличения и ошибки трансформистов и несмотря на всю критику их со стороны Н. А. Елисеева и других магматистов.

Прогрессивны они прежде всего потому, что именно трансформисты обратили внимание на возможность иного, немагматического происхождения пород, имеющих магматический облик. В результате исследований трансформистов разрушено старое, привычное представление, что массивно-кристаллическое строение породы является бесспорным и само собой очевидным доказательством ее магматического происхождения. В настоящее время каждый геолог уже обязан учитывать возможные различные способы образования гранитоидов (и других пород магматического облика), искать и приводить в описаниях доказательства не только метасоматического, но и магматического происхождения. В связи с развитием идей трансформистов назрела необходимость разработки генетических критериев для пород магматического облика. Иначе говоря, новая постановка вопроса о генезисе гранитов стимулирует развитие петрологической науки вообще.

Представления трансформистов прогрессивны также и потому, что только трансформисты (правда, только некоторые из них) в процессе изучения метасоматических гранитов и разработки гипотез гранитизации подошли вплотную к вопросу о причинах и условиях рождения гранитной магмы и сделали более или менее удачные попытки в этом направлении. Для магматистов же характерно, что почти все они занимаются только вопросами происхождения горных пород и старательно обходят или просто не считают нужным обсуждать вопрос о происхождении и развитии самих магм, считая их вечно существующими, первозданными («родоначальные» магмы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга), вездесущими (по выражению П. Ниггли), обнаруживая тем самым метафизическую сущность своих воззрений.

Но нужно здесь же обратить внимание на одну вредную и антинаучную тенденцию, присущую и крайним метаморфистам (Р. Перрену и М. Рубо, Х. Баклунду, отчасти Н. Г. Судовикову) и крайним магматистам (П. Ниггли, отчасти Н. Боуэну), — тенденцию, выражающуюся в стремлении создать универсальную петрогенетическую теорию. Подчеркиваю, не «единую», а «универсальную» — в том смысле, что в этих «универсальных» теориях все многообразие явлений объясняется единственной, универсальной причиной. Например, у Н. Боуэна и П. Ниггли такой универсальной теорией является теория кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, при помощи которой они пытаются объяснить происхождение всех магматических пород. Р. Перрен и М. Рубо вообще не признают магматического происхождения интрузивных пород, считая, что все они являются продуктами метасоматоза в твердом состоянии. Совершенно очевидно, что всякая подобная «универсальная» теория, не учитывающая всей сложности геологических явлений и изменчивости их в пространстве и времени, заранее обречена на неудачу, как метафизическая.

Нельзя не отметить при этом взглядов Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, который всю жизнь боролся с боуэновской универсальной теорией кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы и один из первых обратил внимание на то обстоятельство, что породы близкого химического и минералогического состава, обычно объединяемые в одну классификационную группу, могут иметь различное происхождение, т. е. могут быть гетерогенными. Признание широкого распространения гетерогенных образований нашло отражение и в его генетической классификации магматических пород, опубликованной в одной из последних статей [Левинсон-Лессинг, 1939].

Значительно меньше разногласий в вопросе о генезисе основных и ультраосновных пород. Коренной вопрос о магматогенном или метаморфогенном их происхождении почти все исследователи решают однозначно и почти никто не сомневается в их магматическом генезисе. Исключения составляют лишь некоторые крайние трансформисты, которые вообще отрицают магматическое происхождение всех интрузивных пород и связывают возникновение основных и ультраосновных интрузий с процессами базификации.

Существенные разногласия имеются по вопросу о самостоятельности ультраосновной магмы. Многие и, пожалуй, даже большинство исследователей [Левинсон-Лессинг, 1934; Боуэн, 1949; Ниггли, 1949] считают, что все ультраосновные породы являются продуктами кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы. Наряду с ними А. Холмс [Holmes, 1932], Г. Г. Хесс [Hess, 1938], А. Н. Алешков [1940] приводят достаточно убедительные доказательства того, что ультраосновные породы образуются за счет особой ультраосновной магмы, возникающей при плавлении перидотитового субстрата — симы. К этому же склоняется Д. С. Белякин [1947]. Г. Г. Хесс [1938] предполагает при этом, что в природе имеются два основных генетических типа гипербазитов: один из них — продукт кристаллизации ультраосновной магмы, а другой — продукт кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы.

Имеются также разногласия и относительно природы субстрата, за счет которого образуются основные и ультраосновные магмы. Н. Боуэн [1949, 1950] считает базальтовую магму продуктом фракционного плавления перидотитового пояса литосферы. Большинство исследователей признает наличие базальтового пояса, расположенного над перидотитовым и являющегося источником базальтовых магм. Во время дискуссии по вопросам космогонии, происходившей в апреле 1951 г., С. Д. Четвериковым были доложены результаты изучения искусственной горной породы, образовавшейся в результате сплавления мергелей при подземном сжигании (газификации) каменного угля. Она имела офитовую структуру и состояла из анортита, геденбергита и железистого оливина, т. е. имела состав основного габбро и вполне «магматический» вид. Привлекая данные физической химии, С. Д. Четвериков приходит к выводу, что основные магмы могут быть продуктами селективного плавления всякого основного материала и что признание наличия «базальтовой оболочки» литосферы не обязательно. К этому выводу, на других основаниях, пришел раньше В. Н. Лодочников [1939].

Наконец, имеются разногласия по вопросу о причинах разнообразия основных и ультраосновных пород. Одни исследователи видят причину разнообразия в явлениях кристаллизационной дифференциации, другие главную роль приписывают ассимиляции и т. д.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ОБЩЕЙ ГИПОТЕЗЫ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Основания для выделения трех генетических комплексов

На первом совещании по вопросам космогонии, состоявшемся в апреле 1951 г. в Геофизическом институте Академии наук СССР, был всесторонне обсужден доклад академика О. Ю. Шмидта «Проблема проис-

хождения Земли и планет». Гипотеза О. Ю. Шмидта подверглась резкой критике со стороны ряда астрономов, но была горячо поддержана громадным большинством геофизиков и геологов. Действительно, эта гипотеза лучше других согласуется с основными данными геологии и геофизики и дает геологу хорошее оружие для разработки новых геологических, в частности и петрологических, гипотез и теорий. Напомню вкратце ее основные положения, касающиеся состояния и направления развития нашей планеты. Земля возникла путем скопления космической пыли и метеоритного вещества и никогда не была полностью в расплавленном состоянии, являясь, наоборот, в первые моменты своего существования холодным телом. Разогревание Земли в результате радиоактивного распада началось давно, происходит сейчас и будет продолжаться еще много миллиардов лет. Этот разогрев и является мощным источником энергии для горообразования. Другой источник энергии заключается в постепенной дифференциации (гравитационной) вещества Земли. Гравитационная дифференциация в пластичной, но вязкой разогретой среде идет очень медленно, сводится к поднятию легких частиц и вертикальному перемещению вещества вообще и является, например, причиной глубоководных землетрясений. По расчетам О. Ю. Шмидта, эта дифференциация вещества может выделить такое же количество энергии, как и радиоактивный распад.

В дальнейшем состоянии и строение Земли, а также основные формы движения ее рассматриваются с точки зрения гипотезы О. Ю. Шмидта.

Давно установлено, что наиболее распространенными типами магматических пород являются, с одной стороны, базальты и андезиты, с другой — граниты и гранодиориты.

Эли де Бомон еще в 1847 г. пришел к заключению, что существуют две в корне противоположные группы магматических пород: первая группа — основные, преимущественно вулканические породы, а также траппы и серпентиниты, вторая — кислые, преимущественно плутонические и гранитные. Каждая группа сопровождается собственной свитой характерных минеральных месторождений, причем существуют коренные отличия в способе внедрения между гранитом и другими магматическими породами. Позже было установлено, что гранитные и гранодиоритовые интрузии пространственно приурочены к складчатым зонам, а во времени — к фазам складчатости, массовые же излияния лав (преимущественно основных) происходят или до складчатости — в стадию погружения геосинклинальной зоны, или после складчатости, в связи с возникновением глубоких разломов.

А. А. Полкапов [1946а, б] четко установил принципиально отличные формы проявления магматической деятельности для областей кратогена и областей орогена. Для первых характерны трещинные интрузии и излияния основной магмы, которые сопровождаются пластовыми интрузиями, лополитами и лакколитами, а также различными кольцевыми и центральными интрузиями, преимущественно той же основной, редко щелочной магмы. В зонах орогена отчетливо выделяются: а) доорогенный магматизм, проявляющийся в виде подводных (часто глубоководных) экструзий, даек и пластовых интрузий основной магмы, которые оказываются деформированными вместе с вмещающими геосинклинальными толщами и проявляются в зеленокаменной фазе в виде характерных спилитокератофировых и диабазовых серий; б) синорогенные интрузии кислой магмы батолитового типа, корневые части которых представляют зоны мигматизации и гранитизации; в) носторогенные преимущественно трещинные интрузии и экструзии, главным образом андезитовых магм.

Доорогенный и посторогенный вулканизм зон орогена имеет много общих черт с вулканизмом областей кратогена, но синорогенный резко выделяется преимущественным развитием кислых — гранитоидных — интрузий.

В работе по фациям магматических пород [Кузнецов, 1949] было подчеркнuto, что экструзивная и гипабиссальная фации характеризуются преимущественным развитием пород основного состава или продуктами дифференциации и ассимиляции основной магмы, фация же средних глубин и абиссальная представлены гранитоидными интрузиями.

Все эти бесспорные закономерности и обобщения современной геологии, а также ряд других фактов позволяют сделать вывод о существовании в природе прежде всего двух генетически самостоятельных комплексов магматических пород: гранитоидного, проявляющегося в абиссальной и среднеглубинной фациях, и базальтоидного, проявляющегося в гипабиссальной и экструзивной фациях, т. е. позволяют вернуться к представлениям Ф. Ю. Левинсон-Лессинга о гранитной и базальтовой магмах, но на новой основе. Эти представления распространились и за границу. Например, Е. Андерсон и В. Кеннеди (цит. по Х. Риду [1949]) подразделяют магматические образования на две генетические группы: «вулканическую» и «плутоническую» ассоциации, включая в первую продукты базальтовой магмы, представленные лавами и сопутствующими им мелкими интрузивными телами, а во вторую — гранитоидные интрузии и связанные с ними мигматиты и графитизированные породы. Х. Рид [1949] в результате своих «рассуждений о граните» приходит к выводу о существовании трех больших классов пород: «нептунического», «вулканического», полностью соответствующего вулканической ассоциации Е. Андерсона и В. Кеннеди, и «плутонического», в котором он объединяет гранитоиды и все метаморфические породы, с чем, конечно, никак нельзя согласиться.

Таким образом, можно не сомневаться в реальности существования в природе самостоятельных базальтоидного и гранитоидного генетических комплексов магматических пород. Но мне представляется, что наряду с ними можно выделить третий, особый генетический комплекс гипербазитовых интрузий, распространенный, впрочем, весьма незначительно.

Рассмотрим более подробно эти три генетических комплекса.

Гранитоидный комплекс. Давно и совершенно определенно установлено, что кислые изверженные породы проявляются преимущественно в интрузивной форме. При этом гранитоидные интрузии, так же как и участки гранитизации, всегда размещаются в складчатых зонах и во времени приурочены к фазам наиболее напряженных складчатых движений, завершающих формирование данной структурной зоны. Кислые эффузивы липаритового и дацитового состава в большинстве случаев являются продуктами посторогенного вулканизма (реже — доорогенного), и вопрос о генетических связях их с той или иной магмой в разных случаях будет решаться, видимо, различно.

Абиссальные гранитоиды [Кузнецов, 1949], залегающие только среди архейских и нижнепротерозойских кристаллических сланцев, в громадном большинстве случаев проявляются или в виде конкордантных акмолитовых тел, сопровождающихся массовой артеритовой инъекцией (мигматизацией), или же в виде зон сплошной метасоматической гранитизации. В том и другом случаях резкие контакты отсутствуют и налицо постепенные переходы к вмещающим породам, структуры замещения и унаследованные гнейсовые текстуры. В общем эти интрузии

в подавляющем большинстве случаев несут все признаки метаморфогенного — метасоматического происхождения. Секущие интрузии гранитоидов в абиссальной фации занимают подчиненное положение. Абиссальные гранитоиды имеют большей частью однообразный гранитный состав, представлены преимущественно калиевыми (микроклиновыми) гранитами, а более основные разновидности встречаются редко.

Среднеглубинные гранитоиды [Кузнецов, 1949] в противоположность абиссальным, в большинстве случаев образуют секущие «интрузивные» тела, залегающие с резким контактом среди складчатых нормально осадочных толщ (реже среди кристаллических сланцев) испытавших в контакте роговиковую перекристаллизацию (наложенную в случае контакта с кристаллическими сланцами). Элементы самостоятельной внутренней протектоники наблюдаются часто; линейные текстуры обычны, но они не являются унаследованными. Среднеглубинные интрузии имеют в основном гранитный или гранодиоритовый состав, но в краевых зонах обычны сиенитовые, диоритовые и даже габбровые и горнблендитовые типы пород, что связано с значительным масштабом ассимиляционных явлений. Эти интрузивы в общем производят впечатление магматических образований и не обнаруживают таких ясных признаков метасоматического происхождения, как абиссальные гранитоиды.

Нет сомнения в том, что именно игнорирование фациальных особенностей интрузивов является причиной резких разногласий между магматистами и трансформистами, так как большинство ведущих трансформистов всю жизнь работали среди метаморфических толщ докембрия, а большинство магматистов хорошо знают интрузии средних глубин и никогда не имели дела с древним докембрием.

В работе «Схема классификации фаций магматических пород» [Кузнецов, 1949] я выделил, кроме абиссальной фации магматических пород, также и еще более глубинную — ультраабиссальную (чарнокитовую). Гранитоиды этой фации весьма своеобразны (гиперстен-гранатовые граниты, граносиениты и гранодиориты, гиперстеновые кварцевые диориты) и возникают, видимо, в совершенно специфических условиях, размещаясь всегда внутри комплекса кристаллических сланцев фации гиперстеновых гнейсов. Для ультраабиссальных гранитоидов (чарнокитов) южной части Енисейского кряжа характерны массивное сложение, облик изверженных пород, наличие ксенолитов вмещающих пород и в некоторых случаях — секущие контакты при полном, однако, отсутствии проявлений контактового метаморфизма. Вместе с тем для чарнокитов характерны те же минеральные ассоциации, что и для вмещающих кристаллических сланцев и состоят они из переменных количеств кварца, ортоклаза, плагиоклаза, гиперстена, моноклинового пироксена, граната, отличаясь только несколько повышенным содержанием калиевого полевого шпата. Структуры чарнокитов — гранобластические, со слабым проявлением гнидиморфизма. Среди чарнокитов, так же как и среди вмещающих гранатовых и гиперстеновых гнейсов, часто наблюдаются прослойки и линзы грубозернистого материала, обогащенного кварцем и ортоклазом и обладающего иногда письменной структурой. В свое время я пришел к выводу о латераль-секрционном происхождении этих пегматоидных образований и об образовании чарнокитовых тел в результате ультраметаморфизма (палингенеза), без участия в этом процессе летучих веществ. При этом я четко подчеркнул кардинальные отличия чарнокитовых образований от более поздних абиссальных гранитов (Таракская и Посольненская интрузии), возникших в результате метасоматической гранитизации и магматитовой инъекции, осуществлявшихся при значительном участии летучих.

Хорошо известные особенности условий залегания, состава и строения гранитоидов орогенных зон, отчасти изложенные выше, позволяют сделать следующие общие выводы.

1. Гранитоидные тела в различных фациальных условиях проявляются различно и образуются не одинаковыми путями:

а) ультраабиссальные гранитоиды (чарнокиты) — результат «сухого» ультраметаморфизма, сопровождавшегося некоторым привнесом щелочей (обогащение калиевым полевым шпатом). В том случае, когда в результате такого ультраметаморфизма образовывались значительные объемы пород граносиенитового состава, они приобретали подвижность и становились способными к интрузии, но такая «палингенная» магма не обладала достаточным запасом энергии и не могла вызвать контактового метаморфизма, а также переместиться на значительное расстояние;

б) абиссальные гранитоиды — в значительной своей массе продукт гранитизации на месте, но гранитизации «мокрой», так как участие летучих в этом процессе несомненно и доказывается метасоматическим развитием решетчатого микроклина, биотитизацией граната и гиперстена и т. д. Некоторые абиссальные гранитоидные тела представляют собой, по-видимому, продукт послышной инъекции магмы, сопровождавшейся явлениями мигматизации. Реже — это секущие тела;

в) среднеглубинные гранитоиды — в основном секущие интрузивные тела, образованные внедрением кашеобразной магмы, преимущественно гранитного и гранодиоритового состава. По-видимому, в условиях среднеглубинных фаций широко распространены и явления гранитизации. Необходимы специальные исследования для решения вопроса о механизме образования среднеглубинных гранитоидных плутонов;

г) гипабиссальные гранитоиды (и кислые эффузивы) представляют собой продукт кристаллизации (и затвердевания в виде стекла) преимущественно гомогенной жидкой магмы. Вопрос о происхождении этой магмы в разных случаях решается, по-видимому, по-разному. Часть кислых лав и гранитоидов, почти несомненно, судя по составу магматических комплексов, с которыми они связаны, имеет «базальтоидное» происхождение, часть же, вероятно, гранитоидное. Впрочем, поднятие гранитоидных магм в самые верхние слои литосферы и излияние их на поверхность Земли — явление мало вероятное и если и осуществляется, то редко. Среднеглубинные гранитоиды в большинстве случаев образовались из кашеобразных магм, а гипабиссальные — из гомогенных. Поднятие же в верхние слои литосферы каши из жидкости и кристаллов должно вести прежде всего к потере летучих, к увеличению вязкости и к кристаллизации магмы, но никак не к ее полной гомогенизации.

2. Разнообразие петрографического состава гранитоидных тел обусловлено также разными причинами в различных фациях:

а) в ультраабиссальной фации петрографическое разнообразие автохтонных тел чарнокитов объясняется составом субстрата, испытавшего ультраметаморфизм, а отчасти количеством привнесенного калия. Постоянство состава (гиперстен-гранатовые граносиениты) аллохтонных чарнокитов обусловлено, вероятно, тем, что эти породы имеют анхизвектический состав. При этом именно граносиенитовый, а не гранитовый состав эвтектики обусловлен, возможно, смещением положения эвтектической точки в сторону полевых шпатов в условиях очень больших давлений *;

* Влияние изменения давления на температуру плавления наиболее спльно скажется именно у кварца. Отсюда теоретически возможно определение глубины формирования гранитоидов по содержанию кварца в анхизвектических системах.

б) абиссальные тела гранитоидов отличаются вообще весьма однообразным, преимущественно гранитным анхизвтектическим составом. Некоторое разнообразие, выражающееся в основном в изменении содержания биотита и микроклина, обусловлено степенью метасоматической фельдшпатизации (гранитизации), в других случаях — ассимиляцией и мигматизацией, т. е. всей совокупностью контактных явлений;

в) петрографическое разнообразие среднеглубинных гранитоидных интрузий почти целиком обусловлено контактными явлениями (реакционная ассимиляция и экзоконтактный метасоматоз); некоторую роль играет газовая дифференциация (гранит-аплиты апикальных частей гранитных интрузий Алтая). Другие виды дифференциации никакой роли в становлении гранитоидных массивов не играют. Структурное и отчасти минералогическое разнообразие абиссальных и среднеглубинных тел может быть обусловлено тоже явлением автометаморфической перекристаллизации и собирательной кристаллизации, а также автометаморфическим и аллометаморфическим (наложенным) метасоматозом (микроклинизация гранодиоритов с образованием порфиroidного микроклинового гранита, по Г. Д. Афанасьеву [1949а, 1950]);

г) кислые гипабиссальные интрузии гранитоидного происхождения не выделены, не изучены и вряд ли широко распространены.

3. Следовательно, гранитоиды различных фаций глубинности являются или продуктами метаморфизма и ультраметаморфизма на месте, или продуктами затвердевания интрузированных масс — магм, рождающихся при этих процессах как выражение нового качественного состояния, возникающего при медленном нарастании количественных изменений термодинамических условий и состава субстрата при метаморфизме.

Базальтоидный комплекс. Естественно, что наиболее достоверный материал для выяснения индивидуальных особенностей базальтоидного комплекса может дать четвертичный вулканизм, продукты которого достаточно хорошо изучены и по которому имеются обобщающие работы Ф. Вольфа [Wolf, 1923] и А. Н. Заварицкого [1947]. Сравнительное изучение продуктов четвертичного вулканизма позволяет по ряду особенностей химизма и минералогического состава выделить среди них прежде всего два характерных типа, которые издавна получили названия «тихоокеанского» и «атлантического». Промежуточным между ними является «средиземноморский» тип пород.

Тихоокеанский тип четвертичных вулканических пород пространственно связан с Тихоокеанской и Альпийской складчатыми зонами. Для него характерна нормальная щелочно-земельная серия магматических пород, причем наиболее распространены андезитовые, базальтовые и дацитовые лавы, изредка отмечаются риолиты и очень редко — щелочные типы. Естественно, что лавы не всегда могли прорваться на поверхность и частично застывали на некоторой глубине с образованием пород интрузивного облика. Во всяком случае в глубоко размытых вулканических аппаратах установлены дайки, штоки, лакколиты, сложенные породами типа габбро, диорита, перидотита; изредка встречаются монцитит и эсексит. Можно считать несомненным, что эти интрузивные породы генетически связаны с продуктами наземного вулканизма, являясь его интрузивной (гипабиссальной) фацией. Об этом достаточно убедительно говорят их геологическое положение, а также общность химизма и минералогического состава лав и соответственных интрузивных пород.

Атлантический тип пород характерен для вулканических островов Атлантического, Тихого и Индийского океанов, а также широко рас-

пространен в пределах форланда орогена, будучи приурочен к крупным разломам уже в пределах платформы. В этом типе резко преобладают лавы базальтового состава (в том числе оливин- и трахибазальтовые) и характерны трахиты, фонолиты, различные щелочные базальтоидные породы, встречающиеся, однако, в небольших количествах. В глубоко размытых вулканических аппаратах обнаружены интрузивные тела габбро, эссексита и других щелочных габброидов, монцонита, нефелинового сиенита и щелочных и бесполовошпатовых пород. Случаи нахождения щелочного сиенита и щелочного гранита единичны.

Следует иметь в виду, что в громадном большинстве случаев четвертичный вулканизм проявлялся в виде вулканов центрального типа, причем вулканизм этот является постороженным (тихоокеанский тип) или вулканизмом областей кратогена стадии поднятия. Что касается массовых трещинных излияний, сопровождавшихся дайками и пластовыми интрузиями, то они характерны для областей и периодов погружения и проявлялись, с одной стороны, в зонах кратогена (траптовые формации), а с другой — в зонах орогена в стадию формирования геосинклинальных осадков (спилитокератофировые формации).

Траптовые формации давно известны, широко распространены и хорошо изучены. Для них характерен очень однообразный состав эффузивных и интрузивных представителей (базальты и габбродиабазы или долериты) и незначительная в общем дифференциация, хотя в отдельных случаях (сибирская траптовая формация, траппы Декана) констатируется появление в небольшом количестве щелочных пород. В кровле долеритовых интрузий Карру нередки зоны гранофировых пород в верхнем контакте долеритовых силлов и жилы гранофиров, внедряющиеся в долерит. Ф. Уокер и А. Польдерварт [1950] приводят убедительные доказательства реоморфического их происхождения.

В спилитокератофировых формациях мы встречаем обычно более разнообразный комплекс пород, индивидуальные особенности которых, впрочем, всегда сильно затусованы явлениями автометаморфизма (альбитизации). При этом совершенно отчетливо устанавливается обычное резкое преобладание спилитовых пород над кератофирами и высказываются предположения, что спилитокератофировые формации полностью отвечают нормальному щелочно-земельному (тихоокеанскому) типу, а индивидуальные их особенности связаны с геологическими условиями образования (подводные излияния).

Все, что известно относительно основных особенностей базальтоидного (вулканического) комплекса, позволяет сделать следующие выводы.

1. Несомненно, что все породы комплекса как интрузивные, так и экструзивные представляют собой продукты кристаллизации или затвердевания магмы, т. е. являются магматическими в полном смысле этого слова.

2. Так как базальты и долериты (габбродиабазы) составляют в этом комплексе резко преобладающий тип пород и так как, кажется, нельзя назвать ни одного вулкана, который не плавил бы наряду с другими и базальтовые лавы, то естественным является вывод о базальтовом составе магмы, родоначальной для всего комплекса. Вывод этот уже давно стал для всех привычным и подтверждается новыми данными.

3. Химико-минералогическое разнообразие пород базальтоидного комплекса обусловлено процессами дифференциации и ассимиляции. При этом почти несомненно, что разнообразие, наблюдающееся в атлантическом типе, а также в траптовых формациях и выражающееся в образовании пород щелочного ряда, вызвано процессом дифференциации, в ос-

новном кристаллизационной, в то время как разнообразие пород тихоокеанского типа (нормальный щелочно-земельный ряд) обусловлено, вероятно, не только дифференциацией, но и ассимиляцией значительного количества кислых пород сиала.

4. Широкое распространение гранофиров реоморфического происхождения в кровле долеритовых силлов Карру, а также давно известные случаи переплавления гранитов в контакте с диабазами наводят на мысль о том, что внедрение горячей базальтовой магмы в породы сиала может привести не только к ассимиляции, но и к переплавлению последних. Не исключена возможность, что липариты и риолиты, ассоциирующие с базальтами, при отсутствии промежуточных разностей представляют собой продукты излияния таких кислых магм реоморфического происхождения.

5. Базальтоидный вулканизм проявляется не только в виде наземных излияний, но и в виде сопутствующих последним интрузивных тел, размещавшихся преимущественно в гипабиссальной обстановке. Следовательно, продукты «базальтоидного» вулканизма могут иметь и эффузивный и интрузивный облик. Спектр пород интрузивного облика, возникающих в результате дифференциации и ассимиляции базальтовой магмы, разнообразен, но характерно, что среди них практически отсутствуют нормальные граниты и гранодиориты. Интрузии представлены преимущественно породами типа габбро и долерита и щелочными габброидами, реже — диоритами, монцонитами, гипербазитами, нефелиновыми сиенитами, очень редко — щелочными сиенитами и щелочными гранитами. Примерами интрузий, генетически связанных с эффузивными комплексами и имеющими базальтоидное происхождение, являются послеюрские щелочные интрузии Алданского района, траптовые интрузии Сибирской платформы, Столбовская интрузия нордмаркита в окрестностях Красноярска, кварцевые альбититы Абазы, возможно, Маинская гранодиоритовая интрузия и т. д.

Гипербазитовый комплекс. Среди ультраосновных пород достаточно отчетливо намечаются по крайней мере два генетических типа. Один из них представлен слабо серпентинизированными пироксенитами, дунитами и перидотитами, ассоциирующими с габброноритовыми породами и связанными с последними постепенными переходами. Ультраосновные породы этого генетического типа или участвуют в сложении крупных лополитов (например, Бушвельдского), или образуют мелкие самостоятельные тела, известные мне, например, по Кузнецкому Алатау и Енисейскому краю, а также описанные в других районах. Генетическая связь их с габбро и норитами совершенно очевидна, и несомненно, что ультраосновные породы этого генетического типа представляют собой продукты дифференциации базальтовой магмы и, следовательно, являются составной частью базальтоидного комплекса.

Нас интересует другой генетический тип ультраосновных пород, представленный серпентинитовыми апогарцбургитовыми интрузиями серпентинитовых (офиолитовых) поясов.

Этот тип серпентинитовых интрузий, всесторонне изученный В. Н. Лодчиковым [1936], обычен только для складчатых областей. Для них характерны линзообразная форма, вертикальное залегание серпентинитовых линз, исключительно слабое контактное воздействие на боковые породы, весьма однообразный серпентинитовый состав, причем серпентиниты в громадном большинстве случаев развиваются по гарцбургитам и значительно реже по дунитам и пироксенитам. Несерпентинизированные разности этих пород весьма редки; точно так же редки ассоциирую-

щие с серпентинитами полевошпатовые породы, за исключением плагиоклазитовых жил, являющихся гидротермальными образованиями.

В результате обсуждения вопроса о происхождении серпентинитовых интрузий В. Н. Лодочников [1933, 1936] пришел к совершенно категорическому утверждению, что они во всяком случае не могут быть продуктами кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы. А. Холмс [Holmes, 1932], Г. Г. Хесс [Hess, 1938], А. Н. Алешков [1940] настаивали на самостоятельности ультраосновной магмы, причем Г. Г. Хесс попытался объяснить и механизм интрузий гипербазитовой магмы, рождающейся в результате выборочного плавления перidotитового пояса литосферы. Идею о самостоятельности ультраосновной магмы поддерживал Д. С. Белянкин [1947]. Эти соображения о самостоятельности гипербазитовой магме заслуживают всяческого внимания.

ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ ОБЩЕЙ ГИПОТЕЗЫ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Магматические породы — гетерогенные образования

Сейчас можно считать твердо установленным, что базальтоидные, гранитоидные и гипербазитовые комплексы формируются на поверхности и внутри литосферы раздельно в пространстве и времени, будучи приурочены к различным формам геотектонических движений. Серии пород, связанные с гранитоидным, базальтоидным и гипербазитовым магматизмом, весьма своеобразны. Вместе с тем необходимо лишний раз подчеркнуть, что конвергенция признаков у производных базальтоидных и гранитоидных магм, базальтовых и гипербазитовых магм, у собственно магматических и некоторых метаморфогенных образований — дело совершенно обычное. При этом во многих случаях совершенно различными путями возникают породы, очень близкие по своему химико-минералогическому составу и структурным особенностям.

Следовательно многие, если не большинство групп и семейств и даже видов «магматических» горных пород, выделяемых в петрографических классификациях, могут возникнуть различными путями. Они могут быть производными гранитной, базальтовой и гипербазитовой магм, а также продуктами гранитизации или базификации, т. е. существенно метаморфическими образованиями. Разнообразие магматических пород, возникающих за счет каждого отдельного типа исходной магмы, может быть обусловлено явлениями ассимиляции и дифференциации. В общем к настоящему времени накоплено достаточно данных, чтобы говорить о конвергенции признаков у генетически разнородных магматических пород как о совершенно обычном и нормальном явлении, а также чтобы полагать, что вся совокупность пород, которые принято обычно называть магматическими, представляет собой комплекс весьма гетерогенных образований. При этом явления гетерогенности обнаруживаются не только в сиенитовых и диоритовых типах, что было установлено еще Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [1934], но распространены гораздо шире, обнаруживаясь в любых типах, причем количество примеров гетерогенности все увеличивается и увеличивается. Таким образом, гетерогенность среди магматических пород является закономерностью, а не случайностью, как это казалось раньше. Теоретически эта закономерность обосновывается тем, что минеральный состав кристаллических (магматических и метаморфи-

ческих) пород полностью определяется значением координат x , t , p во время процесса породообразования и не зависит от происхождения исходного вещества; структура же этих пород определяется не только, а может быть и не столько, способом образования, сколько свойствами минеральных компонентов, слагающих породу. Отсюда можно сделать следующие выводы: 1) всякие попытки создать «универсальную» теорию образования магматических пород были и будут совершенно бесплодны; 2) вопрос о генезисе магматических пород должен решаться для каждого типа отдельно и с учетом всей геологической обстановки и всей истории его развития.

Происхождение гранитоидного комплекса

О соотношении магматизма и метаморфизма

Мы уже имели случай убедиться в том, что существуют весьма различные точки зрения на происхождение гранитоидов: одни исследователи считают их магматическими образованиями, другие — метаморфическими. Изложенное выше позволяет утверждать, что гранитоиды могут иметь и магматическое, и метаморфическое происхождение. С вопросом о происхождении гранитоидов тесно связан и другой, более широкий и общий вопрос — о соотношении магматизма и метаморфизма, решаемый различными исследователями также по-разному, но требующий полной ясности, если мы хотим серьезно разобраться в вопросе происхождения гранитов.

У большинства исследователей имеется определенная тенденция связывать с магматической деятельностью не только собственно контактовый метаморфизм, но и образование кристаллических сланцев. Например, Д. С. Коржинский особо подчеркивает, что «всякий метаморфизм силикатных пород связан с магматическими явлениями и совершается под непосредственным воздействием магмы или постмагматических растворов» [1940, с. 31]. Но наряду с этими господствующими представлениями имеются и другие, согласно которым региональный метаморфизм и образование кристаллических сланцев совершенно не зависят от магматической деятельности. Так, А. Харкер [1937] прямо утверждает, что более естественно считать интрузии за обычную частность регионального метаморфизма, чем принимать их за причину последнего.

Мне кажется, что и в этом вопросе о соотношении кислой магмы и метаморфизма правы в известной мере защитники обеих точек зрения, но правы не вообще, а только в специфических, частных случаях. С моей точки зрения, причины разногласий по вопросу о соотношении магматизма и метаморфизма, так же как и по вопросу о происхождении гранитов, заключаются в метафизической ограниченности защитников крайних, противоположных взглядов, выражающейся в том, что и магматизм, и метаморфизм рассматриваются в застывших формах, без учета их исторического развития и взаимодействия с окружающей средой, и в том, что частные закономерности принимаются за общие.

Вопрос о соотношении метаморфизма и вулканизма обсуждался мною давно и достаточно подробно [Кузнецов, 1941а]. Основные выводы могут быть сформулированы следующим образом.

1. Можно считать доказанным, что в корневых частях геосинклинальных зон в связи с их складчатостью развивается метаморфизм, выражающийся в развитии кристаллических сланцев и не зависящий от магматической деятельности.

2. Этот метаморфизм на больших глубинах, особенно в сильно разогретых зонах, может перерасти в плавление, т. е. магмообразование, являющееся выражением перехода количественных изменений в качественные.

3. Родившаяся на глубине магма приобретает способность к самостоятельному движению, и процесс перерастает в свою противоположность. Магма, родившаяся на большой глубине и пришедшая на малые глубины, оказывается в противоречии с окружающими породами. Система «магма — вмещающие породы» неравновесна, что служит причиной контактовых явлений, выражающихся в ассимиляции и контактовом метаморфизме.

Эти выводы я считаю правильными и сейчас. Вопрос о соотношении метаморфизма и вулканизма должен решаться не вообще, а с учетом развития процесса в данной конкретной обстановке. Региональный метаморфизм больших глубин и кислая магма в стадии своего возникновения порождаются общей причиной, связаны между собой парагенетически и находятся во взаимном равновесии. Но магма, переместившаяся из места своего рождения в верхние зоны литосферы, неизбежно вступает в противоречие с окружающей средой, что и выражается в активном контактовом воздействии магмы на окружающие породы, т. е. здесь магма вызывает уже метаморфизм.

Совершенно аналогично должен решаться и вопрос о происхождении гранитоидов. Магматические гранитоиды, несомненно, существуют, это — граниты верхних структурных этажей, имеющие явно интрузивное залегание. Но вместе с тем рождающиеся на глубине, в нижних структурных этажах, гранитные магмы должны иметь свою предисторию. Прежде чем появится магма — качественно новое образование — субстрат, за счет которого она рождается, должен испытать постепенные количественные изменения, выражающиеся в постепенном приближении его состава к составу гранита. Эта «домагматическая» стадия развития и может быть названа «стадией гранитизации», поскольку в течение нее субстрат постепенно приобретает состав гранита. Следовательно, в природе существуют и магматические, и метаморфические граниты, но оформляются они на различных стадиях развития процесса и в различной геологической обстановке. Такова диалектика магматических явлений.

Рассмотрим процесс гранитообразования в его развитии.

Стадия гранитизации. Выше мы определили гранитизацию как метасоматический процесс, сопровождающийся привнесением одних элементов и выносом других, в результате которого твердая порода (без прохождения через магматическую стадию) становится более похожей на гранит (чем она была раньше), и в пределе приобретает гранитный состав. Следовательно, для гранитизации обязателен приток вещества и, по-видимому, приток энергии.

Вопрос об источнике энергии, потребной для гранитизации, — общий с вопросом об источнике энергии тектонических процессов, который рассматривался П. Н. Кропоткиным [1940, 1950] и другими исследователями. Космогонической теорией О. Ю. Шмидта предусмотрены явления радиоактивного распада и гравитационной дифференциации вещества Земли в качестве основных источников энергии тектонических процессов (а следовательно, и гранитизации). Впрочем, этот вопрос мне представляется в данном случае второстепенным.

Гораздо более важен вопрос о притоке вещества. Состав мигрирующих при гранитизации веществ рассматривали многие исследователи и в последнее время — Н. Г. Судовиков [1950]. Можно согласиться с этим

автором, что в общем случае гранитизация сопровождается привнесом щелочей и кремнезема и выносом железа, магния и кальция. Вопрос о составе мигрирующих веществ решается в каждом отдельном случае относительно просто — сравнением составов исходных пород и продуктов гранитизации. Гораздо более сложным и до сих пор ни в коей мере не решенным является другой вопрос — откуда приходят щелочи и другие вещества, необходимые для гранитизации. Некоторые исследователи (С. Д. Четвериков, В. В. Белоусов) ищут источник гранитизирующих веществ в центральных частях планеты, связывая миграцию их верху с продолжающимся до сих пор процессом ее дифференциации согласно гипотезе О. Ю. Шмидта [1950]. Другие пытаются найти местные источники этих веществ. Мне кажется, что и этот вопрос в разных случаях должен решаться по-разному.

В южной части Енисейского кряжа явления гранитизации происходили при формировании нижнеархейского канского метаморфического комплекса и связанных с ним чарнокитов, а также при формировании Посольенской и Таракской гранитных интрузий.

Канский метаморфический комплекс сложен в основном гранатовыми и гиперстеновыми гнейсами, являющимися продуктами перекристаллизации осадочных пород. Среди гранатовых гнейсов, состоящих из кварца, андезина, граната и небольшого количества биотита, очень часто встречаются гранат-ортоклазовые гнейсы, залегающие в виде мелких линз и пропластков, жилочек и неправильных обособлений, с постепенными переходами к вмещающим гранат-плагиоклазовым гнейсам. В некоторых случаях наблюдались целые обнажения, сложенные массивными гранат-ортоклазовыми породами, среди которых, однако, всегда имеются расплывающиеся полосы и линзы гранат-плагиоклазовых гнейсов. Эти гранат-ортоклазовые породы рассматривались мной в свое время как продукты метаморфической дифференциации (т. е. как латераль-секреционные образования), сопровождающейся миграцией веществ, причем метаморфическая дифференциация переросла в палингenez, продуктом которого явились разнообразные чарнокиты (см. выше). Эти наблюдения и выводы из них [Кузнецов, 1941а] могут быть переведены на современный язык следующим образом.

1. Линзо- и жилочкообразные массы гранат-ортоклазовых гнейсов, а также все чарнокитовые породы являются продуктами гранитизации. При этом гранитизация достигала стадии образования гранитовидных пород, а затем гранитизированный материал приобретал подвижность и мог образовывать интрузии.

2. Гранитизация сопровождалась привнесом калия и небольшого количества кремнезема.

3. Источником калия были, несомненно, вмещающие массы гранат- и гиперстен-плагиоклазовых гнейсов, ныне совершенно лишенных калиевого полевого шпата. Следовательно, гранитизация является здесь частным случаем метаморфической дифференциации.

Кстати, ряд особенностей структуры и минералогического состава позволяет говорить и о способе переноса. Полное отсутствие явлений замещения, сохранение в гранитизированных породах тех же гранатов и гиперстенов, которые характеризуют вмещающие породы, отсутствие зонарных плагиоклазов, ортоклазовый характер калиевого полевого шпата, идеальная свежесть всех компонентов породы и отсутствие вторичных минералов — все это заставляет говорить о стерильных условиях метаморфизма и гранитизации и полностью исключает всякую возможность инфильтрации растворов. Указанные особенности гранитизированных

пород заставляют думать о диффузии калия, причем о диффузии, скорее всего, в твердом состоянии.

Совершенно иначе проявилась гранитизация при образовании Посольненской интрузии, сложенной весьма однообразными микроклиновыми гранитами и сопровождаемой широким полем в различной степени фельдшпатизированных пород. Граниты здесь имеют явно метасоматический характер, выражающийся, в частности, в унаследованности текстур и в широко развитых явлениях замещения плагиоклаза микроклином, а амфибола — биотитом и т. д. Граниты и фельдшпатизированные породы развиваются за счет различного первичного субстрата — частью за счет кристаллических сланцев архея, частью за счет слабометаморфизованных осадочных пород нижнего протерозоя. Зоны гранитизации прослеживаются на сотни километров, будучи отчетливо приурочены к регионально развитым тектоническим зонам. В данном случае гранитизация также сопровождалась привнесом щелочей (главным образом калия, меньше — натрия) и ничтожных количеств кремнезема, а также удалением кальция, магния и железа. Но механизм гранитизации был, несомненно, другим. Судя по развитым структурам метасоматического замещения, по явлениям биотитизации граната и гиперстена в породах канского метаморфического комплекса и т. д., можно думать, что гранитизация здесь протекала при значительном участии летучих веществ и, скорее всего, имела инфильтрационный характер; при этом источник гранитизирующих растворов надо искать где-то на большой глубине, так как источник этот во всяком случае не местный.

Стадия магматическая. Мне представляется, что Н. Г. Судовиков совершенно прав, говоря, что «весь постепенный процесс гранитизации, с последующим переходом в реоморфическое и интрузивное состояние, можно рассматривать как некоторый количественно нарастающий процесс, приводящий к новому качеству. Медленно развивающаяся гранитизация и постепенное увеличение жидкой фазы приводят к возникновению новых качеств, — именно способности к инъекции, интрузии» [Судовиков, 1950, с. 96]. Но фраза, следующая за цитированной: «возникающие при этом массы становятся во многом сходными с магматическими», — вызывает уже серьезные возражения. Именно эти, возникающие при гранитизации подвижные массы следует называть «гранитной магмой».

Возможны ли другие способы возникновения гранитной магмы? Безусловно, возможны, но вряд ли играют сколько-нибудь крупную роль в формировании гранитоидов. Например, неоднократно описывались случаи переплавления гранитоидов на контакте с диабазами, известны реоморфические гранофиры, образовавшиеся за счет аргиллитов на контакте с долеритами Карру [Уокер, Польшерт, 1950], высказывалась мысль о реоморфическом происхождении красных гранофировых гранитов бушвельдского комплекса [Fenner, 1937]. В общем возникновение гранитных расплавов и гранитных пород под влиянием теплового и эманационного воздействия базальтовых интрузивных масс на окружающие их породы гранитного состава или близкие к нему, по-видимому, вполне возможно. Однако вряд ли этот способ может иметь большое значение прежде всего потому, что нужны какие-то особые условия, при которых боковые породы испытывают переплавление или реоморфизм, но отсутствуют явления ассимиляции базальтовой магмой вещества этих боковых пород.

Широкой популярностью пользуются представления о возникновении гранитных магм в результате селективного плавления сиалического материала, впервые выдвинутые П. Эсколой [Eskola, 1932], поддерживае-

мые Г. Д. Афанасьевым [1950] и Н. А. Елисеевым [1951] и разделявшиеся ранее мной. Теоретически селективное выплавление наиболее легкоплавких смесей при простом нагревании любой многокомпонентной системы — вполне естественный процесс. При нагревании сиалического материала земной коры первые порции жидкой фазы должны иметь гранитный состав, поскольку можно считать, что граниты — это анхизэвтектическая система. Количество гранитной жидкости зависит от состава исходного материала и будет большим только при гранитном составе исходного материала. В общем же случае эта эвтектическая жидкость перестанет быть эвтектической (т. е. перестанет быть гранитной), как только начнут плавиться при прогрессирующем процессе компоненты, избыточные по отношению к составу эвтектической смеси.

Таким образом, процесс селективного плавления может дать различные результаты: 1) при плавлении древних гранитов может возникнуть однородная, во всяком случае чисто гранитная магма, но этот процесс не будет процессом селективного плавления, так как под последним всегда понимается выплавление легкоплавких эвтектических расплавов из смесей неэвтектического состава; 2) при селективном плавлении негранитного исходного материала может получиться различное количество гранитного расплава. Если количество жидкости достаточно, вся масса частично расплавленного материала может приобрести подвижность и способность к интрузии, но эта масса не будет иметь состав гранита, — она не может существенно отличаться от состава исходной породы. Очевидно, такой теоретический случай не пригоден для объяснения происхождения гранитных интрузий. Если же количество жидкости невелико, она также не может дать начало гранитной магме. Прежде всего межзерновая жидкость, согласно нашему определению, еще не является магмой. Чтобы такая межзерновая жидкость могла дать начало магме, необходима ее концентрация, т. е. перемещение в пространстве. Но подобное перемещение расплава путем механической инфильтрации невозможно, пока жидкость находится в пленочном состоянии, и, вероятно, сильно затруднено в жидкостях, выполняющих капилляры. Химическое воздействие только что рожденной жидкости на окружающие кристаллы также исключается, поскольку жидкость находится в момент рождения в равновесии с окружающей средой. В общем эти представления о возможности рождения гранитных магм в результате селективного плавления негранитного материала без предварительной его гранитизации мне представляются мало вероятными.

Таким образом, наиболее важный и наиболее типичный случай рождения гранитной магмы можно представить себе следующим образом.

В корневых частях орогена (геосинклинальной зоны), в связи с интенсивными тектоническими движениями и в результате поднятия температуры (а возможно, также одновременно начинающейся миграции вещества), начинают развиваться явления регионального метаморфизма, выражающиеся в перекристаллизации с образованием минеральных ассоциаций, устойчивых в условиях данной температуры и данного давления. Перекристаллизация обязательно сопровождается метаморфической дифференциацией, которая проявляется особенно интенсивно в наиболее глубоких зонах. Сущность процесса метаморфической дифференциации — растворение, встречная диффузия наиболее подвижных компонентов (в первую очередь щелочей и щелочных земель), диффузионный метасоматоз с развитием порфиробластов, конкреций и прослоев. При этом происходит дальнейшее обогащение участка исходной породы тем или иным компонентом.

Одним из проявлений метаморфической дифференциации являются кварц-полевошпатовые латераль-секреционные вениты, линзо- и пластообразные обособления гранитовидных пород среди кристаллических сланцев негранитного состава и тому подобные образования, описывавшиеся многими исследователями, начиная с П. Хольмквиста [Holmquist, 1921], в том числе и мною [1941a]. Поскольку при такой метаморфической дифференциации весьма обычно избирательное обогащение некоторых участков породы щелочами и обеднение щелочными землями, в результате чего состав этих участков приближается к составу гранита, можно утверждать, что гранитизация является частным случаем метаморфической дифференциации, но частным случаем, имеющим особое назначение и проявляющимся иногда в колоссальных масштабах, вероятно в связи с тем, что именно в этом виде метаморфической дифференциации принимают участие наиболее подвижные компоненты.

Выше уже обращалось внимание на то, что процесс гранитизации может протекать по-разному. В том случае, если миграция вещества обеспечивалась только диффузией атомов в твердой среде или в пленочных жидкостях и если легколетучие компоненты не участвовали в миграции, результат гранитизации, вследствие возможности проявления диффузии только на ограниченных расстояниях, оказывается незначительным; возникают латераль-секреционные вениты, гранитовидные породы, не смещенные или смещенные на небольшие расстояния чарнокитовые массы. Если же в миграцию вещества, в процессе метаморфической дифференциации, вовлекались не только щелочи и щелочные земли, но и значительные массы наиболее подвижных летучих компонентов, то возникла возможность проявления не только диффузии атомов, но и инфильтрации газов или весьма разбавленных растворов. Вторым условием возможности проявления инфильтрации надо, видимо, считать наличие ослабленных тектонических зон. Приуроченность гранитоидных интрузий, зон гранитизации и зон особенно интенсивного метаморфизма к глубинным разломам едва ли случайна. В этих условиях миграция вещества возможна на очень большие расстояния, и метаморфическая дифференциация приводит к созданию иногда громадных масс гранитизированных в различной степени пород и метасоматических гранитов. При этом разница между жилками гранитного состава в латерально-секреционном вените и массивом метасоматического гранита будет, я полагаю, скорее количественной, чем качественной.

На определенной стадии процесса метасоматической гранитизации, когда вследствие местной концентрации ряда компонентов, в том числе летучих, состав гранитизированного материала приближается к составу гранита или, иначе, к составу тройной эвтектики кварц + калиевый полевошпат + кислый плагиоклаз, начинается плавление при продолжающемся метасоматозе. Когда объем жидкой фазы достигает примерно 25 % общего объема, вся система «кристаллы + жидкость» получает способность к течению. Этот момент можно считать моментом рождения гранитной магмы, обладающей пока потенциальной возможностью к образованию гранитных интрузий.

Только что рожденная и еще не перемещенная в пространстве гранитная магма находится в равновесии с окружающей средой и, естественно, не способна ни к какому контактовому воздействию или явлениям ассимиляции. Агрегатное состояние ее может быть различным. Можно думать, что в тектонически спокойной обстановке магма, еще до ее интрузии, может полностью гомогенизироваться и затем интродуцироваться в виде гомогенного расплава. В тектонически беспокойной обстановке магмати-

ческая масса приходит в движение рано, еще до полной гомогенизации, и интродуцирует каша из кристаллов и жидкости. Почти во всех случаях гранитные магмы концентрируют в себе большие количества летучих компонентов, привнесенных в зону гранитизации в стадию метасоматоза. Поэтому они, имея сравнительно невысокую температуру, обладают высокой химической активностью, которая, впрочем, проявляется только тогда, когда магма приходит в движение и соприкасается с неравновесными с ней системами. Интрузия гранитной магмы, раз начавшись, дальше развивается сама собой, поддерживаясь энергией, накопленной в магме в стадию гранитизации и проявляющейся преимущественно в химической активности магмы.

Рождение кислых гранитных магм во времени приурочено, видимо, к наиболее напряженным фазам геосинклинальной складчатости. По завершении складчатости магма, находящаяся на глубине под колоссальным давлением, получает возможность самостоятельно подняться в верхние зоны литосферы. Совершенно очевидно, что ко времени прихода интрузии осадочные толщи верхних зон уже испытали свою складчатость, рассланцовку и иногда региональный метаморфизм. И вот магма, родившаяся на большой глубине и пришедшая на малые глубины, оказывается в противоречии с окружающей средой. Система «магма — вмещающие породы» оказывается здесь принципиально неравновесной, причем степень неравновесности существенно определяется разницей температур магмы и вмещающих пород и различием их химизма, в том числе количеством и составом летучих. В стремлении создать новое равновесие, свойственное данной обстановке, она ассимилирует боковые породы, одновременно отдавая последним избыток тепла и свои составные части, т. е. вызывая контактовые метаморфизмы различного типа.

Причины разнообразия петрографического состава гранитоидных интрузий средних глубин

Значительное петрографическое разнообразие гранитоидных интрузий средних глубин может быть обусловлено различными причинами.

1. Прежде всего еще в зоне рождения возможно возникновение кислых магм несколько различного состава, в основном гранитного и гранодиоритового.

2. Во время поднятия гранитная или, правильнее, гранитоидная магма неизбежно ассимилирует значительное количество постороннего материала.

3. Ассимиляция продолжается и на месте окончательного размещения интрузивного тела, причем этот процесс приводит к появлению большей части материала краевых зон и шлировых масс более основного состава, чем гранит.

4. В отдельных случаях крупную роль играет газовая дифференциация, обуславливающая, например, появление аплитовидных гранитов в апикальных частях алтайских гранитных интрузий.

5. В обстановке среднеглубинных интрузий большое значение имеют процессы метасоматоза, в частности с образованием пород магматического облика и даже гранитов.

Процессы гранитизации свойственны и средним глубинам, но здесь гранитизация обусловлена уже магматическими эманациями, выделяемыми гранитной магмой при ее охлаждении и кристаллизации. Примером метасоматических пород магматического облика могут служить описанные Г. Д. Афанасьевым [1949а, 1950] метасоматические диориты Цент-

рального Кавказа, а также порфировидные микроклиновые граниты, возникшие в результате метасоматической микроклинизации гранодиорита. Наконец, нужно учитывать перекристаллизацию и собирательную кристаллизацию, происходящие в крупных масштабах, видимо, в постмагматическую стадию жизни кислых интрузий, на что обратил внимание А. Н. Заварицкий [1947]. В результате этого процесса не только могут возникнуть пегматиты, но существенно может измениться облик всей массы гранита. Например, постоянная приуроченность кварцевых жил к телам аплитов, залегающих среди гранитов некоторых алтайских интрузий, объясняется, вероятно, перекристаллизацией гранита с развитием аплита вдоль трещин, по которым циркулировали растворы, отложившие кварц и другие минералы жилы.

Что же касается кристаллизационной дифференциации, то она, по-видимому, не играла никакой роли в формировании большинства кислых интрузий.

До сих пор остается неясным вопрос, возможно ли излияние гранитной магмы на поверхность и образование кислых эффузий и гипабиссальных интрузий гранитного состава. Среди четвертичных лав липаритовые лавы имеют подчиненное значение, встречаясь преимущественно совместно с промежуточными андезитовыми лавами, что указывает на вероятную их связь с базальтовой магмой. Но в более древних вулканических сериях нередко массовые излияния преимущественно кислых лав, при совершенно подчиненной роли основных. Примером может служить среднедевонская кератофир-спилитовая серия Рудного и Центрального Алтая, в которой кварцевые кератофиры и кварцевые альбитофиры являются решительно преобладающим, а иногда единственным типом. Трудно объяснить особенности состава этой серии иначе, чем излиянием особой кислой магмы.

Происхождение базальтоидного комплекса

Полная неразработанность вопроса о происхождении базальтовых магм

Как это ни странно, но несмотря на долгое господство в петрологии гипотезы об единой родоначальной базальтовой магме, вопрос о том, как и за счет чего эта магма образуется, остается до сих пор совершенно неразработанным. Например, механизм образования гранитной магмы сейчас более понятен, чем механизм образования базальтовой магмы. Видимо, ссылка на вечную и вездесущую родоначальную базальтовую магму совершенно удовлетворяла большинство исследователей. Вместе с тем вопрос о происхождении базальтовых магм далеко не так прост, как кажется на первый взгляд; к тому же он распадается на ряд частных вопросов.

Прежде всего возникает вопрос о субстрате, за счет которого образуются базальтовые магмы. Обычное представление о возникновении таких магм за счет особой базальтовой оболочки или пояса литосферы разделяется далеко не всеми. Так, В. Н. Лодочников [1939] решительно отрицал возможность существования такой оболочки. Н. Боуэн [1949, 1950] полагает, что базальтовая магма возникла в результате селективного плавления перидотитового субстрата. В последнее время появляются новые данные, также свидетельствующие против существования базальтового пояса. К их числу относятся данные о связи вулканизма с глубинными разломами и глубокофокусными землетрясениями, позволяющие

говорить о зарождении магматических очагов по крайней мере на глубине 100—120 км, т. е. глубже нижней границы распространения гипотетического базальтового пояса, в пределах менее гипотетичной симатической оболочки. Все это заставляет подходить очень осторожно к определению характера субстрата, за счет которого рождаются базальтовые магмы, к стати сказать, далеко не столь разнообразные по своему составу, как это казалось раньше.

Точно также совершенно неясны механизм магмообразования и агрегатное состояние гипотетического базальтового субстрата. В случае стекловидного состояния последнего вопрос решается просто. Магмообразование — это уменьшение вязкости стекла в связи с повышением температуры или понижением давления. Но само наличие стекловатого базальтового пояса не может быть увязано с современными представлениями о строении Земли. Если базальтовый пояс имеет кристаллическое строение, то трудно допустить возможность переплавления его как целого, без предварительного выплавления альбититовых или олигоклазитовых эвтектических магм, продукты кристаллизации которых должны были бы встречаться гораздо чаще, чем это есть на самом деле. Поэтому более вероятно предположение о возникновении базальтовых магм за счет селективного плавления симы, имеющей предположительно перидотитовый состав.

Наконец, неясным остается и вопрос о составе самой базальтовой магмы. В настоящее время совершенно отчетливо устанавливается наличие по крайней мере двух типов базальтовых магм — атлантического (оливин-базальтового, или трахибазальтового) и тихоокеанского (толеитового), каждый из которых дает свой комплекс дифференциатов. Все же неясно, являются ли оба типа самостоятельными, возникающими в разной геотектонической обстановке и, может быть, за счет разного субстрата, или оба типа представляют собой продукты дифференциации какого-то третьего типа базальтовой магмы, или же, наконец, один из таких типов является производным от другого. Закономерная приуроченность атлантического типа к океанским островам и тихоокеанского — к материкам и особенно складчатым зонам делает очень заманчивым предположение о том, что толеитовая магма — продукт заражения материалом сиала первичной оливин-базальтовой магмы.

Остается также неясной причина возникновения базальтовых магм. Более или менее ясные представления имеются только о связи проявлений базальтового вулканизма с трещинной тектоникой и с областями преимущественного погружения. Можно было бы думать, что непосредственной причиной плавления является понижение давления в субстрате, но этому противоречит связь современного вулканизма тихоокеанского пояса с глубинными разломами, падающими под материк и имеющими, следовательно, скорее надвиговой характер.

Все эти вопросы по существу почти еще не обсуждались и очень далеки от разрешения. Вместе с тем периодическое появление в литосфере в громадных количествах и весьма постоянных по составу базальтовых магм остается фактом, с которым мы должны считаться.

Причины разнообразия петрографического состава базальтоидного комплекса

Более ясным представляется вопрос о дальнейших судьбах базальтовых магм и составе пород базальтоидного комплекса, который уже был отчасти рассмотрен выше. Можно считать установленным, что базаль-

товые магмы способны и к ассимиляции постороннего материала, и к дифференциации.

Дифференциация в чистом виде проявляется в атлантическом (оливин-базальтовом) типе и приводит к возникновению пород щелочного ряда — щелочных базальтоидов, трахитов, фонолитов — и соответственного состава интрузивных пород, преимущественно гипабиссальных. В генетической связи с базальтоидными комплексами могут появляться даже щелочные сиениты и щелочные граниты, но последние встречаются в таких районах (послеюрские интрузии Алдана, трапповая формация Декана), в которых нельзя считать исключенными явления ассимиляции. Так как подобные щелочные комплексы базальтоидного происхождения приурочены преимущественно к внутренним частям океанических областей и платформам, т. е. развиваются в анорогенных областях с отсутствующим или тонким слоем сiala, то можно думать, что именно эти условия благоприятны для проявления дифференциации в чистом виде, с образованием щелочных типов.

Разнообразие пород, возникающих за счет тихоокеанского (толеитового) типа магм, связано, вероятнее всего, с комплексным проявлением ассимиляции и дифференциации, в результате чего базальтовая магма дает нормальный щелочно-земельный ряд: базальт — андезит — дацит — риолит и интрузивные породы соответственного состава. Многочисленны доказательства ассимиляции базальтовой магмой материала боковых пород с появлением более кислых разновидностей, вплоть до пород типа кварцевого диорита. При этом такая ассимиляция фиксируется весьма эффективно даже в диабазовых дайках, например, в диабазах южной части Енисейского кряжа или в диабазах Томского района. Можно было бы думать, что ассимиляция — единственная причина появления средних и кислых пород базальтоидных комплексов. Однако то обстоятельство, что туфы, выбрасываемые из жерла вулкана при возобновлении его деятельности, всегда имеют более кислый состав, чем вытекающие затем лавы, а также сравнение состава лав, одновременно изливавшихся в 1937 г. вулканом Ключевская сопка из паразитических кратеров у основания вулкана и у его вершины [Заварицкий, 1950а], показывают, что в жерлах вулканов центрального типа сравнительно легко и быстро осуществляется гравитационная дифференциация, приводящая к накоплению в верхней части магматического столба относительно кислого и легкого материала. Вулканические комплексы тихоокеанского типа приурочены, как известно, к зонам складчатости, являясь посторогенными образованиями. Следовательно, они формируются в тектонически неспокойной обстановке и в зонах с резко утолщенным сialem, что, конечно, должно способствовать возможности ассимиляции кислого материала и соответственного изменения состава магм.

Ассимиляция базальтовой магмой постороннего материала, по крайней мере, судя по наблюдениям в диабазовых дайках, выражается почти исключительно в простом переплавлении или растворении постороннего материала еще в жидкомагматическую стадию, о чем свидетельствуют часто встречающиеся в дайковых диабазах или базальтах оплавленные ксеногенные зерна кварца или микроклина.

Процессы дифференциации базальтовой магмы в разных случаях протекают по-разному. Исследованиями А. Б. Эдвардса [1950] намечается, что процессы дифференциации приводят к существенно различным результатам в случае проявления в закрытых (силл, лополит) или сквозных (дайка) камерах. В первом случае, по А. Б. Эдвардсу, дифференциация приводит только к накоплению железа в остаточных расплавах,

во втором — к появлению кислых пород нормального щелочно-земельного ряда. Сравнение химизма пяти последовательных циклов извержений Везувия, каждое из которых начиналось выбросом трахитовой или фанолитовой пемзы и заканчивалось излиянием щелочных базальтоидных лав, показывает, что лавы каждого цикла не являются простым повторением лав предыдущего цикла. Они обладают своими особенностями химизма, причем линии, соединяющие начальные точки векторов, изображающих состав пород каждого цикла на диаграмме А. Н. Заварицкого, и отражающие, следовательно, особенности химизма каждого цикла, не совпадают, но располагаются параллельно [Заварицкий, 1950а, рис. 62]. Это позволяет говорить о том, что характер дифференциации в жерле вулкана в период покоя существенно отличен от характера дифференциации в глубинном вулканическом очаге.

Долгое время, пока в петрологии почти безраздельно господствовала гипотеза Н. Боуэна, механизм дифференциации базальтовой магмы казался простым и понятным. Все разнообразие пород, во всяком случае принадлежащих к базальтоидному комплексу, большинство исследователей объясняло процессом кристаллизационной дифференциации, хотя сразу же после появления гипотезы Боуэна раздалась протестующая против нее голоса Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, В. Н. Лодочникова, К. Феннера и др. В настоящее время можно считать доказанным, что процесс кристаллизационной дифференциации играет в общем весьма скромную роль не только в трапповых формациях, где он проявляется лишь в изменении состава фемических минералов (В. С. Соболев, А. Пальдерварт и Ф. Уокер), но даже в расслоенных согласных интрузиях, которые раньше приводились в качестве классического примера проявления кристаллизационной дифференциации на месте. Более детальные исследования показали, что все такие расслоенные интрузии являются многофазными и что, следовательно, процесс дифференциации шел не внутри интрузивного тела, а в глубинном очаге. О механизме дифференциации в глубинных очагах мы, по существу, ничего не знаем. Все же вряд ли можно допустить там кристаллизационную дифференциацию, если под глубинным очагом понимать зону рождения базальтовых магм. Поэтому различный состав последовательных фазовых инъекций магмы может быть связан с дифференциацией в приводном канале во время поднятия магмы или же с первично различным составом этих фазовых магм.

Ю. А. Билибин [1947а] пришел к заключению, что одной кристаллизационной дифференциацией нельзя объяснить все разнообразие пород щелочного комплекса Алданского района. Он допускает, что наряду с кристаллизационной дифференциацией здесь имела место магматическая (диффузионная) дифференциация, направленная в сторону увеличения содержания K_2O за счет равномерного уменьшения содержания всех остальных компонентов, в то время как кристаллизационная дифференциация приводила к повышению содержания SiO_2 в последовательно обособляющихся дифференциатах. Мне эта схема представляется в достаточной мере искусственной, тем более, что все процессы в магматической и кристаллизационной дифференциации относятся Ю. А. Билибиным к глубинному очагу, а механизм диффузионной дифференциации никак не разъяснен. Вместе с тем совершенно очевидно, что кристаллизационная дифференциация — не единственный вид дифференциации, обуславливающий разнообразие пород базальтоидного комплекса. Наряду с ней, несомненно, происходит какая-то магматическая дифференциация, приводящая, в частности, к отстаиванию легких порций магмы в верхних частях магматического тела и проявляющаяся особенно эффективно в

жерлах вулканов центрального типа. Механизм этой дифференциации еще совершенно не ясен, но не исключена возможность, что здесь идет расслаивание магматического раствора по удельному весу аналогично расслаиванию водных растворов солей, установленному опытами А. М. Кузьмина [1950].

Происхождение гипербазитового комплекса

Выше были приведены обоснования для выделения особого гипербазитового магматического комплекса, представленного интрузиями серпентинитовых или офиолитовых поясов и являющегося продуктом самостоятельной гипербазитовой магмы. Вопрос о происхождении гипербазитового комплекса решается гораздо проще, чем вопрос о происхождении базальтоидного, хотя и в самой общей форме.

Субстратом, за счет которого возникают гипербазитовые магмы, можно считать перидотитовую — симатическую — оболочку, реальность которой доказывается наличием непрерывного слоя плотностью $3,2 \text{ г/см}^3$, залегающего на глубине 60 км в пределах Евразийского материка, 20 км — в Атлантическом океане и почти на самом дне Тихого океана. Конечно, перидотитовый состав симатического слоя — это гипотеза, по гипотеза весьма вероятная. Гипербазитовая магма, рождающаяся внутри и за счет симы, имеет, вероятно, гарцбургитовый состав, но значительно обогащена водой и другими летучими, понижающими температуру ее плавления. Механизм магнеобразования — это селективное плавление субстрата с концентрацией в жидкой фазе прежде всего летучих, присутствующих в небольшом количестве в субстрате. Причина плавления неясна, но несомненно одно, что условия, при которых появляются гипербазитовые магмы, существовали в истории Земли относительно редко, обычно только один раз в истории развития каждой геосинклинальной структуры. Рождение гипербазитовой магмы связано с глубинными разломами, развивающимися по границам геосинклинального трога, и именно с ранними стадиями развития глубинных разломов.

Гипербазитовые комплексы обнаруживают некоторую дифференциацию с обособлением, с одной стороны, дунитов, а с другой — пироксенитов, при резком преобладании среднего, гарцбургитового типа. Судя по тому, что дуниты встречаются только в крупных глубоко размытых массивах, а пироксениты приурочены к мелким, верхушечным частям гипербазитовых массивов, можно думать, что дифференциация имела гравитационный характер. Однако осуществлялась ли эта дифференциация в гомогенной или гетерогенной среде, т. е. была ли она магматической или кристаллизационной, сказать трудно. Обычному представлению о кристаллизационной дифференциации противоречат факты инъекции дунитов в перидотиты. Любопытно подчеркнуть, что гипербазитовая магма, по-видимому, совершенно не обладает какой-либо способностью к ассимиляции боковых пород, а контактовое воздействие ее на боковые породы очень слабо и имеет в основном гидротермальный характер. Все это говорит о небольшом запасе свободной энергии в гипербазитовых магмах и прежде всего об относительно низкой ее температуре.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЛАВНЫХ ТИПОВ МАГМАТИЧЕСКИХ (И МАГМАТИЧЕСКОГО ОБЛИКА) ПОРОД

Выше было указано и, я надеюсь, доказано, что большинство групп, семейств и даже видов магматических пород, выделяемых в петрографических классификациях, могут возникнуть различными путями и являют-

ся гетерогенными образованиями. Были намечены пределы разнообразия петрографических типов, которые могут возникнуть за счет гранитной, базальтовой и гипербазитовой магм, а также в результате гранитизации. Здесь будет сделана попытка дать хотя бы самый краткий обзор возможных способов образования главных типов пород, составляющих важнейшие группы привычной нам минералогической классификации горных пород.

Группа ультраосновных пород. Среди ультраосновных пород совершенно отчетливо выделяются два генетических типа: производные базальтовой и гипербазитовой магм.

Последние представлены бедными железом ($Mg/Fe > 7,5$), кальцием и глиноземом гарцбургитами, реже лерцолитами, дунитами и пироксенитами, слагающими линзовидные тела, ориентированные по зонам глубинных разломов, окаймляющих крупные складчатые структуры. Для этих интрузий весьма характерны интенсивная автометаморфическая серпентинизация и слабый контактовый метаморфизм.

Ультраосновные производные базальтовой магмы — это преимущественно относительно богатые железом ($Mg/Fe = 3,5 \div 7,5$) гортонолитовые дуниты и перидотиты, а также авгитовые пироксениты, дающие постепенные переходы через габбропироксениты и габброперидотиты к габбровому типу. Для этих пород характерны первичная полосчатость, серпентинизация же не свойственна. Обычны ассоциации с габбро и норитами в согласных и центральных интрузиях, а также в дайках и преимущественное распространение в областях кратогена. К этому же типу должны быть отнесены в качестве эффузивных представителей кимберлиты, меймечиты и пикриты.

Иногда встречается и третий генетический тип ультраосновных пород — горнблендиты, реже — пироксениты, возникающие в результате ассимиляции и контактового метасоматоза гранитоидными магмами карбонатных пород. Пироксениты этого типа представлены диопсидовыми разновидностями.

Группа габбробазальта. Подавляющее большинство габбро, норитов, анортозитов, все габбродиабазы (долериты) и базальты, все базальтовые порфириты, диабазы и спилиты, естественно, являются прямыми продуктами кристаллизации базальтовой магмы или ее производными. Разнообразие химико-минералогического состава внутри этой группы объясняется частично различным характером исходных базальтовых магм (оливин-базальтовой или толеитовой), а главным образом — явлениями ассимиляции и дифференциации. Но нужно иметь в виду, что породы типа габбро иногда встречаются в основных краевых зонах гранитных интрузий, и в таких случаях они уже никакого касательства к базальтовой магме не имеют, являясь типичными гибридами гранитной магмы с известняками. Такие габбро обычно характеризуются светлым диопсидовым пироксеном и бедны рудными примесями. Следует отметить также, что некоторые породы, описанные как анортозиты, габбро и нориты, в действительности являются кристаллическими сланцами наиболее глубокой метаморфической фации — фации гиперстеновых гнейсов.

Группа гранита — липарита и гранодиорита — дацита. Внутри этой группы можно выделить ряд генетических типов, объединенных только по признаку некоторой общности химико-минералогического состава. Это гранитоиды метасоматического и реоморфического происхождения, гранитоиды и соответственные эффузивы — продукты гранитной магмы и, наконец, гранитоиды и кислые эффузивы — продукты базальтовой магмы.

Метаморфогенные гранитоиды, естественно, представлены только породами интрузивного облика. Сюда должны быть отнесены прежде всего собственно метасоматические граниты зон гранитизации, всегда микроклиновые, часто порфировидные, иногда уклоняющиеся к граноснигитовым и даже щелочным типам (метасоматических гранодиоритов, обыкновенных, по Н. Г. Судовицкому, для Карелии, я ни разу не наблюдал). Для них характерны отсутствие секущих контактов и постепенные переходы (по степени гранитизации) к вмещающим породам, наличие незамещенных останцов, унаследованная слоистая текстура, несовершенная идиоморфная, часто гранобластическая, обычно порфировидная или порфиробластическая структура, явления замещения микроклином плагноклаза и других минералов, ситовидные структуры в микроклине и т. д. Распространены метасоматические граниты преимущественно в докембрии, залегают среди кристаллических сланцев и принадлежат к типичным представителям абиссальной фации, хотя явления гранитизации в не особенно крупном масштабе констатированы, например, на Алтае в палеозойских образованиях, где они развивались на меньших глубинах.

К метаморфогенным гранитоидам относятся описанные автором чарнокиты Енисейского края, являющиеся продуктами «сухой» гранитизации и образующие автохтонные и аллохтонные тела. Они характеризуются переменными количествами кварца, ортоклаза, плагноклаза, граната, гиперстена и биотита и весьма непостоянны по составу, приближаясь к типу то гранита, то граноснигита, кварцевого диорита и кварцевого норита. Характерно отсутствие явлений контактового метаморфизма и автометаморфизма. Чарнокиты встречаются только среди кристаллических сланцев фации гиперстенового гнейса и являются представителями ультраабиссальной фации магматических пород.

К метаморфогенным гранитоидам должны быть отнесены пироксеновые гранофиры и гранофировые граниты, ассоциирующие с трапповыми и габброноритовыми интрузиями силловой и лополитовой форм и залегающие в кровле последних. Большинство исследователей позднейшего времени склоняются в пользу метаморфического или реоморфического их происхождения [Уокер, Польдерварт, 1950].

Гранитоиды магматического происхождения (продукты гранитной магмы) широко распространены и в докембрии, и в последокембрийских складчатых сооружениях. Они представлены гранитами, адамеллитами, гранодиоритами, реже трондьемитами и щелочными гранитами, связанными между собой постепенными переходами. Характерные особенности их — секущее или частично секущее залегание, резкие контакты с вмещающими породами и контактовый метаморфизм последних, наличие зон закалки, выражающейся в уменьшении крупности зерна с приближением к контакту, наличие текстур течения и независимость последних от текстуры вмещающих пород, нормальные гипидиоморфно-зернистые структуры, ясно проявленный гидротермальный автометаморфизм. Петрографический состав может быть пестрым, разновидности часто дают постепенные переходы от одной к другой, но не к вмещающим породам. Характерно, что собственно гранитные интрузии весьма однообразны по составу (граниты, граноснигиты, аплиты, пегматиты), тогда как гранодиоритовые интрузии отличаются весьма пестрым составом (гранодиориты, адамеллиты, иногда граниты, плагнограниты, кварцевые диориты и диориты, тоналиты и т. д.). Вероятно, гранодиоритовые интрузивные комплексы развивались в тех случаях, когда гранитная магма обладала большой химической активностью и большой способностью к ассимиля-

ции. Если же этого не было, оформлялись гранитные комплексы более простого состава.

Эффузивы и гипабиссальные интрузивы, обязанные своим происхождением прорвавшейся к поверхности гранитной магме, по-видимому, существуют (алтайские эффузивные и интрузивные кварцевые порфиры и кварцевые альбитофиры?), но выделить их среди кислых эффузивов и гипабиссальных интрузивов базальтоидного происхождения не представляется возможным.

В группу гранита — липарита и гранодиорита — дацита, совершенно очевидно, включены и кислые производные базальтовых магм. Во всяком случае почти нельзя сомневаться в том, что дацитовые и липаритовые лавы вулканов, извергавших преимущественно базальты и андезиты, являются продуктами базальтовой магмы, зараженной кислым материалом сналя и испытавшей гравитационную дифференциацию. Точно так же нельзя сомневаться в том, что такие кислые расплавы базальтоидного происхождения могли давать и гипабиссальные интрузии, представленные преимущественно щелочными гранитами и граносиенитами, а также кварцевыми альбититами и кварцевыми олигоклазитами (семейтавский магматический комплекс в Северо-Восточном Казахстане, кварцевые альбититы Абаканского месторождения, возможно, маипские гранодиориты).

Группа диорита — андезита и сиенита — трахита. Гетерогенность этих двух групп магматических пород совершенно отчетливо была установлена Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [1934], который указал, что интрузивные и эффузивные их представители не являются даже химическими эквивалентами и имеют различное происхождение.

Эффузивные представители этих групп, несомненно, имеют целиком базальтовое происхождение. Об этом говорит их закономерная ассоциация с базальтовыми породами в современных вулканах и древних вулканических комплексах. Андезиты постепенно переходят в толеитовые базальты и являются, видимо, продуктами заражения базальтовой магмы кислым материалом, сопровождающегося, возможно, дифференциацией. Трахиты связаны через трахитобазальты с оливинными базальтами и являются продуктами дифференциации оливин-базальтовой магмы.

Сложнее обстоит дело с интрузивными представителями этих групп. Большинство диоритов и сиенитов (кварцевые диориты и диориты, сиениты и граносиениты), ассоциирующихся с гранитами и гранодиоритами в гранитных и гранодиоритовых интрузивных комплексах и образующих краевые зоны в крупных плутонах или мелкие сателлитовые тела, несомненно, принадлежат гибридам гранитной магмы с вмещающими породами. Наряду с ними достаточно широко распространены диоритовые и сиенитовые породы базальтоидного происхождения, являющиеся интрузивными, преимущественно гипабиссальными эквивалентами андезитовых и трахитовых лав, которые, конечно, могли не только изливаться на поверхность, но и давать интрузивные тела. К сожалению, этот тип диоритовых и сиенитовых пород с трудом выделяется из гранитоидного типа, хотя представители его должны достаточно резко отличаться прежде всего по химическому составу, являясь полными эквивалентами соответствующих эффузивов. К этому генетическому типу относятся, по-видимому, многие авгитовые диориты и диоритодиабазовые типы дайковых и малых интрузий различного возраста, широко развитые в Салаире и Кузнецком Алатау. Сюда же должны быть отнесены девонские интрузии кварцевых щелочных сиенитов, широко развитые в Восточном Саяне и частично — в Кузнецком Алатау.

Наконец, следует отметить, что диориты и сиениты могут иметь и метасоматическое происхождение, причем метасоматические диориты и метасоматические сиениты (например, фениты) хорошо изучены и описаны [Афанасьев, 1951].

Группа щелочных пород (нефелинового сиенита — фонолита и щелочных габброидов и базальтоидов). Генетическая связь щелочных габброидов и базальтоидов с базальтовой (оливин-базальтовой) магмой несомненна. Точно так же легко решается, видимо, вопрос с фонолитами, которые, закономерно ассоциируя в вулканических комплексах с базальтами, по-видимому, связаны с ними и генетически. С этими же вулканическими базальтоидными комплексами часто ассоциируют нефелиновые сиениты [Заварицкий, 1950а]. К такому же выводу о генетической связи щелочных интрузий Алданского района с базальтовой магмой приходит Ю. А. Билибин [1941, 1947б], причем соображения его представляются вполне убедительными. Есть основания думать, что вообще громадное большинство нефелин-сиенитовых интрузий областей кратогена и наиболее поздние посторогенные щелочные интрузии складчатых зон имеют такое же базальтоидное происхождение. Однако наряду с таким преобладающим генетическим типом реально существует и другой, генетически связанный с гранитными магмами и связанный своим происхождением процессам ассимиляции карбонатных пород. Примером могут служить нефелиновые сиениты района оз. Булан-Куль, представляющие собой краевую зону граносиенитовой интрузии на контакте с известняками.

Основные выводы, которые могут быть сделаны из этого весьма краткого обзора возможных способов образования главнейших типов магматических (и магматического облика) пород, напрашиваются сами собой и могут быть кратко сформулированы следующим образом.

1. В группы пород классических минералогических классификаций включены весьма гетерогенные образования, а сами классификации являются формальными, базируются только на признаке химико-минералогического состава и совершенно не учитывают происхождения магматических пород.

2. Назрела необходимость разработки новой генетической классификации магматических пород, первые варианты которой предложены еще Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [1939], а затем мною [Кузнецов, 1951б]. Не предварительно должна быть выполнена громадная работа по уточнению генезиса магматических пород, во многих случаях еще совершенно неясного, и по установлению критериев этого генезиса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В петрологии и особенно в проблеме происхождения магматических пород исключительно велики разногласия по ряду вопросов. Существует много гипотез, претендующих на универсальность, и вместе с тем рядом с новейшими достижениями науки мирно уживаются безнадежно устаревшие понятия. Видимо, у каждого ученого периодически возникает необходимость систематизировать знания и идеи в области той науки, в которой он работает, и выработать какое-то более или менее стройное мировоззрение по основным, узловым ее вопросам. Я изложил свои представления о происхождении магматических пород, представления, которые мне как будто удалось привести в более или менее стройную систему, отвечающую геологическим фактам и методологически выдержанную. Вместе с тем я отчетливо сознаю, что все это пока еще только схема, пер-

вая наметка общей теории магматического процесса. Здесь, вероятно, много недостаточно обоснованных и, может быть, даже скороспелых выводов. Очень многое в проблеме происхождения магматических пород остается неясным. Где и как рождается базальтовая магма? Если она рождается за счет «симы», то почему в одних случаях появляется базальтовая магма, а в других гипербазитовая? Чем объясняется различный энергетический уровень гранитной, базальтовой и гипербазитовой магм? Напрашивается ответ, что энергетика магмы определяется не тепловой, а химической энергией. Но в таком случае чем объяснить обычный, очень высокий энергетический потенциал гранитной магмы? Изложенная выше гипотеза не дает на это ответа. Да и вообще объяснить поставленный вопрос законами классической физики и физической химии, по-видимому, нельзя. Эти и подобные вопросы еще ждут своего разрешения.

В процессе подготовки этой статьи предпринятая мною работа казалась мне иногда преждевременной, но меня воодушевляли замечательные слова М. В. Ломоносова, взятые в качестве эпиграфа к этой статье.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ, НОМЕНКЛАТУРЕ И КЛАССИФИКАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД *

Как известно, петрография занимается изучением состава, строения, а также происхождения горных пород. Следовательно, важнейшими задачами петрографии, как и всякой естественно-исторической науки, являются, с одной стороны, изучение всего разнообразия горных пород и разработка соответственной номенклатуры и классификации, с другой — накопление фактического материала для познания происхождения горных пород и разработка общей теории их происхождения.

Над последней задачей работают, и надо признать успешно, многие ученые, чего нельзя сказать относительно первой задачи — разработки рациональной номенклатуры и естественной классификации. Существует громадное несоответствие между современными представлениями о генезисе магматических пород и их классификацией и номенклатурой, и это несоответствие приводит к многочисленным недоразумениям, затрудняет практическую деятельность геолога и не может быть дальше терпимо.

В краткой заметке нет возможности, да мне кажется, нет и необходимости излагать всю историю наших представлений о генезисе магматических пород. Напомню только некоторые узловые моменты. Например, Г. Розенбуш полагал, что первичная магма расщепляется на шесть типов магм еще до ее кристаллизации и может усложняться дальше во время кристаллизации. Долгое время в петрологии господствовала и в настоящее время многими поддерживается и защищается выдвинутая Р. Дэли и Н. Боуэном гипотеза происхождения всех магматических пород за счет «единой родоначальной базальтовой магмы». Согласно этой гипотезе, из гомогенного базальтового расплава в результате его кристаллизационной дифференциации (Н. Боуэн) или ассимиляции материала сналя (Р. Дэли) возникает весь ряд магматических пород, характеризующихся различным химическим и минералогическим составом и наличием постепенных переходов одной породы в другую. Ряд ученых, в первую очередь

* Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1951.— № 6.— С. 103—109.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и В. Н. Лодочников, резко и правильно критиковали эту гипотезу, доказывая ее несостоятельность и несоответствие фактам. Наряду с этой гипотезой о «единой родоначальной магме», Ф. Ю. Левинсон-Лессинг выдвинул свою гипотезу наличия «двух родоначальных магм» — гранитной и базальтовой.

Вокруг этих двух гипотез и их вариантов долгое время и происходили все споры относительно происхождения магматических пород. Эти гипотезы «родоначальных магм» нашли свое отражение в учебниках. Применительно к этим гипотезам строились и классификации магматических пород.

В старых классификациях, например Ф. Циркеля и Г. Розенбуша, магматические горные породы были сгруппированы в семейства по совершенно формальному признаку их химико-минералогического состава, причем предполагалось, что каждому или почти каждому семейству соответствует свой тип магмы. В более новых классификациях — С. Шэнда, М. А. Усова, В. И. Лучицкого, П. Ниггли и т. д. — в группировке магматических пород чувствуется отражение представлений авторов о характере генетических связей между горными породами, выражающееся прежде всего в расположении материала, причем в большинстве случаев чувствуется, что авторы этих классификаций стоят на позиции происхождения всех пород за счет единой базальтовой магмы. Особняком стоит классификация Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (точнее, расположение материала в его учебнике), которая совершенно отчетливо отражает его представления о наличии двух родоначальных магм.

Что же касается номенклатуры магматических пород, то она создавалась в основном в конце прошлого и начале текущего столетия в период увлечения микроскопическими определениями, и можно не сомневаться в том, что в громадном большинстве случаев автор того или иного названия старался выделить особый новый химико-минералогический тип породы и мало задумывался при этом над ее происхождением, видимо, полагая, что отнесением данной породы к типу магматических сказано все.

Для меня совершенно очевидно, что все эти гипотезы «родоначальных магм» являются метафизическими. У многих геологов и петрографов «магма» получает даже какое-то мистическое значение как некоторая таинственная субстанция, изначально существующая и несущая в себе качества, которые от нее требуются геологу для объяснения тех или иных явлений. Особенно ярко это метафизическое представление о магме выступает у швейцарского петрографа П. Ниггли, который создал даже особую классификацию магм, выделив 174 типа ее, причем все эти типы не обладают никакими качествами, кроме химического состава. Авторитет П. Ниггли настолько велик, что многие петрографы считают, что будто они сказали о магматической породе все, если дали ее химический анализ и установили принадлежность породы к тому или иному «типу магм» П. Ниггли.

Порочность представлений о «родоначальных магмах» заключается в том, что они мыслятся вечными, первозданными, а следовательно, что в этих представлениях нет места даже постановке вопроса о рождении и происхождении самих магм. Постановка же вопроса о периодическом рождении (появлении) в толще литосферы силикатных расплавов — магм, обнаруживающихся затем при вулканических явлениях и проявляющихся в интрузиях, контактовом метаморфизме, а также в процессах рудообразования, совершенно неизбежна, если мы будем рассматривать историю развития нашей планеты с позиций материалистической диалектики и с учетом современных данных геофизики и геологии.

К чести нашей науки надо сказать, что многие наиболее прогрессивные ученые уже довольно давно пришли к мысли о необходимости разработки вопроса о рождении магмы, причинах и условиях этого процесса. Вопрос этот разными учеными решается по-разному, но вряд ли может быть подвергнуто сомнению, что магмы рождаются периодически, в связи с тектогенезом; что эти магмы уже в момент своего возникновения в зависимости от обстановки и характера субстрата могут иметь разный состав и, наконец, что эти магмы в результате развития, выражающегося в процессах дифференциации и взаимодействия с окружающей средой (ассимиляцией и региональным контактовым метасоматозом), дают в конечном счете все разнообразие собственно магматических пород. Кроме того, многие породы, которые обычно описываются как магматические, в действительности являются метаморфогенными образованиями, причем удельный вес таких «псевдомагматических» пород в общей массе пород магматического вида несомненно очень велик.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг еще в 1910 г. в статье «Об основных проблемах петрогенезиса» писал: «Источником, откуда получают, начиная с архейской эры, изверженные породы, является твердая земная кора, отдельные участки которой, периодически расплавляясь, дают начало магмам». А в одной из последних своих статей «Проблемы магмы» [1939] он дал следующую генетическую классификацию пород (первую, насколько мне известно).

I. Ортомагматические породы (прямые продукты кристаллизации настоящей магмы): 1) прототектиты (первично-магматические породы); 2) анатектиты (переплавленные породы), 3) синтектиты (продукты смешения двух магм).

II. Апомагматические породы (продукты дифференциации и ассимиляции с переплавлением).

III. Параматматические породы: 1) ксенолиты, 2) контаминаты, 3) мигматиты, 4) метасоматиты.

Заслуга Ф. Ю. Левинсон-Лессинга в том, что он первый резко подчеркнул гетерогенность ряда групп и типов горных пород, объединяемых обычно в петрографических классификациях. Например, он указал, что сиениты и диориты совсем не соответствуют по составу трахитам и андезитам, что одна часть сиенитов и диоритов является производной гранитной магмы, другая — базальтовой. А. А. Полканов писал о гетерогенности фойитов. Г. Д. Афанасьев в работе по петрографии Северо-Западного Кавказа выявил три генетических типа диоритов (гибридизация при ассимиляции амфиболитов гранодиоритовой магмой, метасоматическое преобразование амфиболитов в эндоконтакте, ассимиляция гранитной магмой известняков).

В 1929 г. мной описаны нормальные габбро, возникшие в результате ассимиляции гранитной магмой карбонатных пород.

Г. Г. Хесс выделил два основных генетических типа гипербазитов, из которых один является продуктом кристаллизации особой перидотитовой магмы, другой — продуктом кристаллизационной дифференциации (иногда с последующим переплавлением осадка) базальтовой магмы.

В геологии сейчас совершенно отчетливо установлено, что базальтоидные магмы и гранитоидные интрузии появляются на поверхности и в верхних слоях литосферы раздельно в пространстве и во времени, будучи связаны с различными формами геотектонических движений. Серии пород, связанных с базальтоидным и гранитоидным магматизмом, очень своеобразны. Но надо сказать, что конвергенция признаков у производных базальтоидных и гранитоидных магм, а также метаморфогенных

пород магматического вида представляет обычное явление, и во многих случаях возникают совершенно различными путями породы, очень близкие по своему химико-минералогическому составу и структурным особенностям. Следовательно, можно считать твердо установленным, что многие, если не большинство групп и семейств и даже видов «магматических» горных пород, выделяемых в петрографических классификациях, могут возникнуть различными путями, т. е. быть производными гранитной, базальтовой, перидотитовой магм, а также продуктами метасоматоза (гранитизации и базальфизации), т. е. существенно метаморфическими образованиями, причем разнообразие магматических пород, возникающих за счет каждого отдельного типа исходной магмы, может быть обусловлено ассимиляционными и дифференциационными явлениями. Конвергенция признаков пород различного происхождения — совершенно обычное явление, однако для меня также совершенно очевидно, что породы близкого или даже тождественного химико-минералогического состава, но различного генезиса, должны нести какие-то индивидуальные черты, отпечаток своего происхождения, которые, по-видимому, можно и нужно научиться распознавать. Нужно подчеркнуть, что в этом отношении петрография магматических пород отстала от петрографии осадочных. Петрографы-осадочники, например, уже давно научились различать и выделять аргиллиты, песчаники или известняки различного генезиса, а петрографы-магматисты только начали задумываться над этими вопросами.

Таким образом, в петрологии создалось положение, когда существующая петрографическая номенклатура и классификация для магматических образований уже не соответствуют уровню развития теории. Для меня (да, вероятно, и для многих геологов) совершенно очевидно, что почти в любую классификационную группу, например, диорит-андезита объединены горные породы, имеющие более или менее близкий химико-минералогический состав, но совершенно различное происхождение. Например, андезиты и многие авгитовые диориты несомненно являются производными продуктами дифференциации или ассимиляции базальтовой магмы; кварцевые диориты чаще представляют производные гранитной или граюдиоритовой, реже базальтовой магмы; но наряду с ними описаны и реально существуют дисриты метасоматического генезиса. Иначе говоря, существующие до сих пор классификации и номенклатура магматических пород носят формальный характер, базируясь только на признаке химико-минералогического состава и то в очень обобщенной форме, и совершенно не учитывают их происхождения. Поэтому рационализация номенклатуры, а также разработка подлинно научной естественной классификации магматических пород, например, на базе схемы классификации, предложенной Ф. Ю. Левинсоп-Лессингом, является хотя и трудной, но абсолютно необходимой и назревшей задачей.

Пользуясь устаревшей номенклатурой и искусственными и формальными классификациями, построенными применительно к ошибочным и отжившим гипотезам происхождения горных пород, мы постоянно в нашей геологической практике, по существу, разные вещи называем одним именем, а генетически родственные породы относим к различным классификационным группам, что приводит к путанице в геологической литературе, тормозит разработку генетических вопросов и уменьшает значение петрографии для геологии. Не помогает делу и расширение петрографических исследований, если они не направлены на решение генетических вопросов. Например, можно назвать много петрографических работ, которые насыщены описаниями, химическими анализами и их пересчетами,

но которые не дают почти ничего для понимания процессов петрогенеза и для геолого-поисковой практики, являясь совершенно бесплодными, так как даже заключенный в них фактический материал почти невозможно использовать, вследствие указанных выше общих недостатков петрографической номенклатуры. Все эти детальные петрографические описания и химические анализы часто служат как бы украшением работы и не имеют никакой ценности для решения петрогенетических вопросов.

Это же несоответствие старой номенклатуры и классификации, с одной стороны, и новой теории — с другой, безусловно, тормозит и разработку чисто практических вопросов поискового дела. Например, сейчас установлена генетическая связь одного из типов золоторудных месторождений с диоритами, оловорудных месторождений с гранитами, месторождений платины с гипербазитами, некоторых контактовых железорудных месторождений с сиенитами и т. д. Но совершенно очевидно, что только некоторые генетические типы диоритов, гранитов, гипербазитов, сиенитов из целого ряда существующих являются в действительности золото-, олово- или платиноносными и т. д. Легко можно представить себе, насколько более успешно пошли бы геолого-поисковые работы, если бы была разработана новая генетическая классификация пород магматического происхождения, а геологи научились бы не только определять принадлежность данной горной породы к группе диорита, гранита или гипербазита, но и различать генетические типы этих пород.

Таким образом, одним из основных недостатков петрографии является несоответствие применяемых до сих пор номенклатуры и классификации магматических пород новым представлениям об их генезисе, т. е. в данном случае можно говорить об отставании научной практики от теории.

Каковы же пути к ликвидации этого крупного диссонанса в нашей науке? Мне кажется, что задачи, стоящие перед петрографией магматических пород, таковы.

1. Выявление диагностических признаков магматических пород или, точнее, пород магматического вида, указывающего на их происхождение. Эта задача может быть решена частично на основании литературных источников, например, путем определения некоторых особенностей химизма магматических пород того или иного генезиса в том случае, если он твердо установлен. Главным же методом решения этой задачи должна быть организация целеустремленных петрологических исследований, имеющих целью, помимо ее решения, также и выяснение: а) способа образования интрузивного тела (внедрение магмы или гранитизация); б) способ образования и характер магмы, исходной для каждого магматического комплекса; в) причины разнообразия пород данного магматического комплекса (многофазность внедрений или извержений, роль ассимиляции и дифференциации, роль метасоматических процессов); г) фаціальности комплекса и связь его с тектоникой; д) установления генетических связей интрузивных образований с экструзивными (для вулканогенных комплексов — вулканоплутонов); е) характера рудной минерализации комплекса.

При этом надо иметь в виду (это моя личная точка зрения), что в истории развития Земли в разных условиях могут возникать по крайней мере три типа магмы — перидотитовый, базальтовый и гранит-гранодиоритовый. При этом вулканогенные комплексы (экструзивы и большинство гипабиссальных интрузивов) большей частью создаются базальтовыми магмами, состав которых усложняется процессом магматической и кристаллизационной дифференциации, а также вплавлением кислого материала. Большинство абиссальных, а может быть, и среднелюбинных гра-

нитов и гранодиоритов, вероятно, являются продуктами гранитизации на месте или представляют интрузии с небольшим перемещением кашеобразной «магмы». Появление гомогенных гранитных расплавов возможно только в верхних зонах литосферы, причем наряду с поднятием гранитных расплавов, возникающих на глубине, видимо, реальным процессом является «чистое плавление» кислых пород субстрата под действием крупных масс базальтовой магмы (плавление гранита в контакте с диабазами, гранофиры долеритовых силлов формации Карру, может быть, липариты Исландии и т. д.). Есть все основания полагать, что гранитная магма не способна ни к какому типу дифференциации, кроме «газовой», и все разнообразие гранитных и гранодиоритовых интрузий, видимо, связано с ассимиляционными и метасоматическими явлениями. Ультраосновная (перидотитовая) магма, наоборот, неспособна к ассимиляции (в силу низкой ее температуры и бедности подвижными элементами).

2. Разработка новой подлино научной генетической классификации пород магматического вида (например, на базе генетической классификации Ф. Ю. Левинсон-Лессинга) с группировкой и характеристикой всех известных пород этой группы по генетическим типам и с учетом фациальных условий их образования. Это наиболее трудная, но вместе с тем и благодарная задача. Схема такой классификации может иметь следующий вид.

А. Производные гипербазитовой магмы: 1) прямые продукты кристаллизации (гарцбургиты), 2) продукты дифференциации, в основном кристаллизационной (часть пироксенитов, дунитов).

Б. Производные базальтовой магмы: 1) прямые продукты кристаллизации (базальты, габбро, долериты), 2) продукты дифференциации, в основном кристаллизационной (габбропироксениты и габброперидотиты, часть пироксенитов и перидотитов, щелочные габброиды и базальтоиды, трахиты, фонолиты, часть нефелиновых спенитов), 3) продукты ассимиляции (пориты, часть диоритов, кварцевых диоритов, монцонитов, спенитов, андезиты, дациты).

В. Продукты гранитизации и метасоматоза (мигматиты, граниты, гранодиориты, спениты, диориты).

Г. Производные гранитной и гранодиоритовой магмы: 1) прямые продукты кристаллизации (граниты, гранодиориты, липариты, дациты), 2) продукты ассимиляции и газовой дифференциации (тоналиты, кварцевые диориты, диориты, монцониты, габбро, горнблендиты, эссекситы, нефелиновые спениты).

Понятно, что наряду с этой или другой генетической классификацией должны сохраняться еще долгое время и старые химико-минералогические классификации, без которых трудно обойтись, например, при преподавании курса петрографии.

Что же касается третьей задачи — рационализации номенклатуры магматических пород, то я не думаю, что следует, по крайней мере в ближайшее время, изменить коренным образом привычную старую номенклатуру. Мне представляется, что в том случае, если установлен генетический тип породы, можно для его обозначения пользоваться буквенной индексацией с применением греческого алфавита для обозначения основного генетического типа, примерно по следующей схеме: γ — для производных гранитной и гранодиоритовой магм, β — базальтовой, π — перидотитовой магм, μ — для метасоматических образований (продуктов гранитизации).

Кроме того, в названии породы можно отразить и другие детали генезиса магматической породы с использованием латинских букв для

дополнительных индексов: d — для продуктов дифференциации, a — ассимиляции (гибридных пород в широком смысле этого слова).

Примеры: γa -диорит — гибридный диорит — продукт ассимиляции гранитной магмой; βa -диорит — продукт ассимиляции кислого материала базальтовой магмой; γ -гранит — продукт кристаллизации гранитной магмы; μ -гранит — продукт гранитизации и т. д.

Эту характеристику можно дополнять прилагательными — экстремальный, гипабиссальный, мезоабиссальный, абиссальный — для обозначения фациальных условий образования данной породы или комплекса.

Конечно, надо иметь в виду, что установление всех деталей происхождения магматической породы — дело очень сложное, и вопрос этот не всегда может быть решен однозначно. Поэтому указанную индексацию в описаниях можно применять только в том случае, если автор располагает достаточными доказательствами генезиса породы; без этого применение индексации может привести только к путанице, и во всяком случае она не должна заменять тщательных описаний и заключений автора о генезисе той или иной породы.

Однако если подобная индексация будет применена, совершенно безликие названия горных пород оживут и наполнятся генетическим содержанием. Кроме того, введение в широкое употребление такой индексации заставит многих геологов заняться в полевой работе и при камеральной обработке решением ряда генетических вопросов, над которыми рядовой геолог — поисковик — часто даже и не задумывается, считая все магматические породы равноценными по своему генезису.

ПРЕДМЕТ И ЗАДАЧИ ПЕТРОГРАФИИ И ПОЛОЖЕНИЕ ЕЕ В РЯДУ ДРУГИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК *

«Петрография — петрология — учение о горных породах». Такое определение нашей науке дано Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в петрографическом словаре [Левинсон-Лессинг, Струве, 1937], и это краткое определение не может вызвать никаких возражений, кроме того, что оно является недостаточно полным, так как горные породы могут изучаться с различных точек зрения, и это обстоятельство позволяет понимать по-разному содержание и задачи науки.

Таким образом, предметом петрографии являются горные породы во всем их многообразии. Это определение предмета петрографии также не может вызвать никаких возражений в том случае, если будет точно определено понятие «горная порода». К сожалению, содержание понятия «горная порода» до сих пор остается неопределенным и меняется у разных авторов, что, в свою очередь, обуславливает неопределенность понятия «петрография».

Одним из наиболее ранних и вместе с тем самым обстоятельным является определение понятия «горная порода», данное Г. Розенбушем [1934]. Большинство более поздних определений представляют собой сокращения или перефразировки этого розенбушевского определения.

«Горными породами называют геологически самостоятельные части земной коры более или менее постоянного минералогического состава.

* Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. — 1955. — № 3, ч. 84. — С. 267—274.

Чтобы называться геологически самостоятельной, часть земной коры должна одновременно удовлетворять трем следующим условиям:

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

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

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

Из определения породы вытекает, что все породы суть минеральные агрегаты, однородные или неоднородные; однако не всякий минеральный агрегат есть порода» [Розенбуш, 1934, с. 9].

Из дальнейших пояснений к этому определению можно видеть, что Г. Розенбуш не считает породами рудные и кальцитовые жилы, тектонические брекчи, образования коры выветривания на том основании, что все они не удовлетворяют третьему условию, т. е. иначе говоря, являются случайными образованиями.

С этим ограничением понятия «горная порода» никак нельзя согласиться. Сейчас мы хорошо знаем, что развитие коры выветривания — это вполне закономерный геологический процесс, особенности которого предопределяют ее минеральный состав, структурные и текстурные особенности. Образование кальцитовой и кварцевой жилы также не является случайностью, причем, конечно, и минеральный состав жилы, так же как и структурные особенности слагающего ее агрегата, определяются закономерностями ее развития.

В других определениях понятия «горная порода» иногда вводятся новые ограничения. Например, В. П. Лучицкий [1938] определяет горные породы, как «геологически самостоятельные минеральные агрегаты, более или менее постоянного минералогического и химического состава, которые входят, как существенные части, в состав земной коры». Это последнее ограничение понятия «горная порода» и было для Г. Розенбуша неприемлемым, поскольку он в своем определении особо подчеркнул, что «объем минерального агрегата ни в коем случае не является решающим признаком, определяющим его как породу». В самом деле, аплит или лампрофир даже в том случае, если они образуют сантиметровые жилки, являются горной породой, хотя в этом случае они, конечно, не являются «существенными» частями земной коры.

Наиболее приемлемыми являются определения Ф. Ю. Левинсон-Лессинга: «Горные породы — минеральные агрегаты, обладающие более или менее постоянным составом и структурой» [Левинсон-Лессинг, Струве, 1937, с. 91], и в другом месте: «горные породы — это те минеральные массы, из которых сложена земная кора» [Левинсон-Лессинг, 1940, с. 3]. К наиболее приемлемым относится также определение Большой Советской Энциклопедии: «Горные породы — агрегаты минералов более или менее постоянного состава, образующие самостоятельные геологические тела, слагающие земную кору» [Большая Советская Энциклопедия, 1952], которое, очевидно, представляет собой объединение двух приведенных выше определений Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Это определение выгодно отличается своей краткостью, но в нем не подчеркнуто то обстоятельство, что всякая горная порода отражает в особенностях своего состава и строения внутренние закономерности того геологического процесса, который

обусловил ее возникновение. Последнее хорошо сформулировано Ю. П. Деньгиным [1934]. «Горная порода является документом, фиксирующим в себе условия и формы движения материи Земли на каждом данном историческом этапе развития». Мне представляется, что наиболее точное определение понятия горная порода следующее: *горная порода — это естественный минеральный агрегат*, представляющий закономерную минеральную ассоциацию, возникшую в результате определенных геологических процессов; горные породы, будучи продуктами особых геологических процессов, являются вместе с тем и геологически самостоятельными телами, характеризующимися определенными условиями залегания.*

Согласно этому определению, также не всякий минеральный агрегат является горной породой. Прежде всего этот агрегат должен быть естественным, природным и, например, искусственные минеральные агрегаты (шлаки, изделия силикатной промышленности и т. д.) горными породами не являются. Вместе с тем, видимо, нельзя считать горными породами и осадки, находящиеся в стадии накопления, поскольку они не приобрели еще определенных условий залегания в силу незавершенности процесса их формирования. Нельзя, наконец, считать самостоятельными горными породами и такие закономерные минеральные агрегаты, как сферолитовые сростки в порфирах, участки микропегматита или мирмекит в гранитах и т. д., так как они не являются продуктами особого геологического процесса и не образуют геологически самостоятельных тел. Но материал конкреций — это уже горные породы, поскольку они возникают и обособляются в результате особого геологического процесса и представляют собой вполне закономерные ассоциации минералов.

Важным представляется разграничение понятий «горная порода», с одной стороны, и «минерал», «полезное ископаемое» или «руда» — с другой. Граница понятий «минерал» и «горная порода» определяется просто и в большинстве случаев является очевидной. Горная порода — это всегда *агрегат*** минеральных зерен, причем этот агрегат обладает определенным типом строения, отражающим условия образования. Теряется граница между минералом и горной породой только для случая природных тел коллоидального строения. Опал и бурый железняк являются и минералами и в то же время горными породами, поскольку их коллоидальные свойства определяются в конечном счете только степенью дисперсности минеральных частиц.

Граница понятий «горная порода» и «руда» (или вообще любое полезное ископаемое) также определяется просто, но, видимо, не для всех она является очевидной. Полезные ископаемые (т. е. то, что добывается или может добываться горной промышленностью) — это всегда естественный минеральный агрегат, характеризующийся определенным типом строения и условиями залегания, т. е., иначе говоря, это *горная порода*, но только та разновидность ее, которая благодаря особенностям ее химического или минералогического состава или ее физическим свойствам может быть в данных условиях использована в промышленности, строительстве и т. д. Для всех совершенно ясно, что гранит, песчаник, известняк — это горные породы, но они становятся полезными ископаемыми, когда возникает потребность в их использовании, например, в качестве строительного материала. Гранатовый скарн или грейзен, т. е. довольно обычные горные породы, становятся рудой при содержании в них больше 0,5 % трехоксида вольфрама. Слегка сульфидизированный в результате

* К горным породам должны быть отнесены также вулканические стекла.

** Исключая редкие случаи чисто стекловатых пород.

постмагматических процессов горфирит становится медной рудой при достаточно больших запасах и удобных условиях эксплуатации уже при 0,5 %-м содержании в нем меди.

Перестают ли гранит, песчаник или скарны и грейзен быть горными породами, если определяется возможность их промышленного использования? Конечно, нет!

Таким образом, граница между понятиями «горная порода» и «полезное ископаемое» является чисто экономической, определяется потребностями производства, уровнем техники, транспортными условиями и т. д., но ни в коем случае не является границей геологической. При этом следует подчеркнуть и несравнимость этих понятий.

«Горная порода» — это геологическое понятие; «полезное ископаемое» — понятие экономическое. Как понятия разных категорий, понятия «горная порода» и «полезное ископаемое», вообще говоря, нельзя ни противопоставлять, ни сравнивать. С геологической же точки зрения любое полезное ископаемое должно определяться как одна из разновидностей горных пород, но такая разновидность, которая в данных условиях может быть использована человеком.

Полное определение науки должно включать не только определение ее предмета, т. е. специфического объекта исследования, но и определение тех задач, которые она должна решать. Видимо, давно прошли те времена, когда основной задачей петрографии считалось микроскопическое исследование и основанное на нем описание и определение горной породы. Уже Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [1940] в своем учебнике счел необходимым подчеркнуть, что задачей петрографии является «не только описывать, но и объяснять, найти закономерности, управляющие разнообразием структур, состава и условий нахождения горных пород, и в результате — выяснить генезис различных горных пород, набросать их историю». По Л. В. Пустовалову [1940], «петрография осадочных горных пород не только всесторонне описывает соответствующие минеральные образования, т. е. фиксирует наблюдаемые в природе факты, но также занимается вопросами происхождения современных и древних осадков, вопросами их генезиса, т. е. изучает всю историю развития осадочной породы с момента ее образования до современного ее состояния». Но и в этих, наиболее современных определениях задачи петрографии ставятся несколько узко, так как в них идет речь больше об отдельных горных породах, а не об их закономерных ассоциациях, тем самым горная порода как бы отрывается, выхватывается из окружающих масс других горных пород, а условия образования породы — из общего геологического процесса, породившего включающий ее комплекс. Недостаточно оценивается, что горная порода всегда только часть целого, часть петрографического комплекса или формации, и задачей петрографии, таким образом, должно быть также изучение состава и строения, условий образования и истории развития петрографических комплексов или формаций.

Таким образом, основная задача петрографии — изучение естественной истории горных пород, а также их закономерных ассоциаций — петрографических формаций, и в конечном счете — истории развития вещества верхней части планеты, где в основном и идут процессы формирования и преобразования горных пород. Почти вся жизнь земной коры фиксируется в тех или иных особенностях горных пород. Поэтому всякую горную породу и следует прежде всего рассматривать как документ, фиксирующий условия и формы движения материала, слагающего кору Земли, на каждом данном этапе ее развития.

Естественно, что наряду с этой основной задачей перед петрографией всегда стояли, а иногда и заслоняли собой основную другие важные

задачи. Прежде всего — это систематизация огромного фактического материала и разработка классификации горных пород. При этом следует отметить, что уже давно назрела необходимость разработки естественной, генетической, классификации горных пород, которая должна прийти на смену существующим формальным классификациям, учитывающим только состав и строение горных пород и в очень слабой мере, по существу только для осадочных пород, отражающих их происхождение. Назрела также необходимость пересмотра и разработки новой рациональной номенклатуры горных пород, создавшейся стихийно.

Крайне важными также являются привлечение и использование для решения основных вопросов теоретической петрографии методики физико-химического анализа, экспериментальных исследований и лабораторного моделирования природных процессов. Успехи в этой области значительны, но еще очень много предстоит сделать. Совершенно новой является задача исследования термодинамики и энергетики основных породобразующих процессов.

Важна также разработка методик исследования самих горных пород. При этом следует отметить, что собственно петрографических методик исследования по существу очень мало (механический, количественный минералогический, микроструктурный анализы и т. д.). В основном же петрография пользуется «чужими» методиками. Даже так широко применяемый в петрографии поляризационный микроскоп, а тем более федоровский столик приспособлены специально для исследования оптических свойств отдельных минералов, и, следовательно, методика микроскопического исследования является в большей степени методикой минералогии, чем петрографии. В большей степени, а не полностью потому, что поляризационный микроскоп позволяет исследовать не только свойства минералов, но и некоторые свойства пород, например, ее структуру, количественные отношения породобразующих минералов и т. д. Таким образом, основная задача петрографии — изучить и показать мир горных пород в их рождении, развитии, взаимосвязи и превращениях. Главное — это анализ истории и законов развития горных пород. Все же остальные задачи, и в частности описание и систематизация горных пород, кажущиеся многим основным содержанием петрографии, являются, с нашей точки зрения, для данного этапа развития науки задачами важными, но второстепенными.

Определение предмета каждой науки требует вместе с тем и определения ее положения в ряду смежных наук. В заметке «Классификация наук» * Ф. Энгельс указывает, что отдельные науки представляют собой отражение различных форм движения и что поэтому классификация наук является вместе с тем классификацией самих форм движения. В этой заметке Ф. Энгельс не касался вопроса о материальных носителях этих форм движения. Но уже в «Анти-Дюринге» им было выдвинуто положение: «Движение есть способ существования материи» **. Отсюда следует, что форма движения всегда неразрывно связана с той или иной организацией материи, с ее специфической материальной структурой. В примечании к «Анти-Дюрингу» — «О механическом понимании природы» — Ф. Энгельсом подчеркивается мысль, что предметом отдельных наук является определенный дискретный вид материи и что связь наук выражает собой генетическую связь этих предметов между собою.

* Энгельс Ф. Диалектика природы // Маркс К., Энгельс Ф. Соч.— 2-е изд.— Т. 20.— С. 564—566.

** Энгельс Ф. Анти-Дюринг // Маркс К., Энгельс Ф. Соч.— 2-е изд.— Т. 20.— С. 9.

В цикле геологических наук могут быть выделены: 1) науки о веществе Земли (геохимия, минералогия, петрография, учение о формациях); 2) науки о строении и развитии Земли (геофизика, геоморфология, геотектоника, историческая геология)*.

Само собой разумеется, что науки о веществе Земли не рассматривают ее вещественный состав статически. Напротив, выяснение законов миграции и концентрации атомов, условий образования и преобразования минералов и горных пород является основным содержанием соответствующих наук. Науки о веществе Земли следовательно, не могут не касаться ее строения или исторического хода процесса формирования минерала, горной породы и т. д. Вместе с тем эти науки не могут изучать строение и развитие Земли в отрыве от обстоятельного учета ее вещественного состава.

Петрография отнесена к группе наук о веществе Земли. Поэтому эту группу мы и рассмотрим в первую очередь.

Геохимия, минералогия, петрография и учение о формациях имеют предметом исследования одно и то же вещество Земли и представляют собой ряд параллельных, но тесно связанных друг с другом и вытекающих друг из друга наук. Все эти науки занимаются изучением и самого вещества Земли и истории его развития, но, так сказать, в разных планах.

Геохимия изучает судьбы атомов, устанавливает законы их миграции и концентрации.

Минералогия имеет предметом исследования минералы — ассоциации атомов, соединенных в закономерно построенные кристаллические решетки. Основная задача минералогии — установление типа структуры минералов, зависимости физических свойств от химического состава и кристаллической структуры; анализ условий возникновения и разрушения минералов.

Петрография, как это было уже установлено, занимается исследованием горных пород — закономерных ассоциаций (парагенезисов) минералов.

В учение о формациях, по крайней мере в понимании Н. С. Шатского и его учеников, входит исследование состава и условий образования формаций, которые представляют собой закономерные ассоциации (парагенезисы) горных пород [Херасков, 1952].

Каждая из названных наук, естественно, перекрывает другие науки этого ряда. Само собой разумеется, что геохимия не может не касаться условий образования минералов. Минералогия не может пройти мимо горных пород, и совершенно естественно, что учение о парагенезисе минералов составляет существенную часть минералогии, хотя в то же самое время это учение, по существу, должно быть основным содержанием петрографии. Точно так же современная петрография не может ограничиться исследованием горных пород, игнорируя наличие закономерностей ассоциаций горных пород — формаций. Больше того, выделение типов петрографических формаций (магматических, осадочных, метаморфических или комплексных) и установление условий их возникновения и дальнейшего существования представляют собой одну из важнейших задач этой науки. В общем все эти науки более или менее четко отграничиваются друг от

* Палеонтология, исследующая историю развития органического мира, должна быть отнесена к циклу биологических наук, а кристаллография — к циклу математических, частью физических наук. Многие преподаваемые в геологических вузах и на геофаках «дисциплины учебного плана» являются самостоятельными науками (четвертичная геология, геокартирование и т. д.).

друга, когда мы рассматриваем только предмет этих наук, но они, естественно, перекрывают друг друга в своих задачах.

Назревшим и злободневным является вопрос о соотношениях петрографии и технической петрографии, петрографии магматических и петрографии осадочных пород, петрографии и учения о месторождениях полезных ископаемых.

Д. С. Белянкин в двух опубликованных статьях [1952, 1953], обсуждая вопрос о соотношениях между минералогией, петрографией, технической петрографией и учением о рудных месторождениях, предложил объединить все эти науки под названием «камневедение». Это предложение, особенно если включить в объем камневедения учение о формациях и геохимию, имеет под собой основания, и тогда камневедение будет примерно соответствовать нашей группе наук о веществе Земли, но вряд ли это новое название когда-нибудь привьется. В этих же статьях Д. С. Белянкин усиленно настаивал на включении в предмет и задачу петрографии исследования технического камня, мотивируя это сходством минералогического состава шлаков и продуктов силикатной промышленности с естественными горными породами, общностью методик исследования и тем, что развитие одной науки способствует развитию другой. С нашей точки зрения, так расширять объем петрографии, как это предложил Д. С. Белянкин, неправильно по следующим соображениям. Объект исследования (т. е. предмет) технической петрографии — искусственные технические камни; они не являются горными породами, имея с ними только некоторое внешнее сходство, а сама техническая петрография не является геологической наукой. Ее основная задача — выяснение зависимости физических свойств технического камня от его минералогического состава и исследование его превращений в зависимости от условий его изготовления и службы — весьма далека от задач собственно петрографии и, наоборот, сливается с задачами физикохимии и технологии силикатов. То обстоятельство, что техническая петрография пользуется теми же методами исследования, что и собственно петрография, не может служить поводом для объединения этих наук, так как методики исследования вообще не могут быть положены в основу классификации наук. Методику химического анализа применяют самые различные науки, но никому ведь не приходит в голову объединение их на этом основании. Тем более, использование достижений одной науки для развития другой не может служить основанием для их объединения. Таким образом, техническая петрография — это самостоятельная наука, со своими объектами исследования и своими задачами, призванная обслуживать вместе с физической химией технологию силикатов.

Как известно, за последние годы некоторые крупные ученые, специалисты в области петрографии осадочных пород, неоднократно высказывались [Пустовалов, 1940; Швецов, 1948] в пользу полной сепарации последней и выделения ее в самостоятельную науку. Мотивировка этого предложения в основном сводилась к следующему: петрографы долгое время не уделяли внимания осадочным породам, занимаясь только кристаллическими; в настоящее время петрография осадочных пород настолько разработана, что не может больше занимать подчиненное положение в общем курсе петрографии; петрография осадочных пород пользуется особыми методиками исследования. Все это, конечно, не может служить основанием для выделения осадочной петрографии в самостоятельную науку, и все доводы в пользу этого являются в достаточной мере наивными. Мы уже указывали, что методика исследования не может служить основанием для классификации наук. Предметом же петрографии явля-

ются горные породы, безразлично — осадочные, магматические или метаморфические, и выхватывать одну из этих генетических групп из общего мира горных пород было бы, конечно, совершенно неправильным. Специфичность осадочных пород, конечно, не может служить основанием для выделения петрографии осадочных пород в качестве самостоятельной науки. Каждая группа и даже тип пород являются достаточно специфичными по составу, структуре и условиям образования, и если руководствоваться этим доводом, то можно было бы настаивать на выделении в качестве самостоятельных наук — петрографии туфов, петрографии солей, петрографии скарнов и т. д., т. е. дойти до абсурда. Наконец, совсем уже странное впечатление производит указание на недавнее еще пренебрежение со стороны геологов и петрографов к осадочным породам. На этом же основании можно было бы с еще большим правом выделить в качестве самостоятельной науки структурную петрологию, так как ею и до сих пор занимаются слишком мало, петрографию коры выветривания и т. д. Следовательно, петрография осадочных пород — это не самостоятельная наука, а один из разделов петрографии, причем раздел весьма важный, хорошо разработанный и занимающий, конечно, не подчиненное, а вполне равноправное положение с другими ее разделами.

Конечно, эти разделы петрографии могут быть названы и науками, это вопрос терминологии, но во всяком случае все эти частные «науки» — петрография магматических, метаморфических и осадочных пород и, быть может, петрография коры выветривания — всегда будут только частями петрографии, так же как петрография является частью геологии.

Лишение петрографии осадочных пород «звания» самостоятельной науки, конечно, не может исключить возможности специализироваться в области петрографии осадочных пород, создавать специализированные лаборатории, составлять учебники по петрографии осадочных пород, вводить в учебный план вузов самостоятельный курс петрографии осадочных пород, о чем особенно заботится Л. В. Пустовалов [1940, с. 11—12], так как самой обычной практикой является составление учебников по отдельным разделам науки. Видимо, каждый ученый в настоящее время может быть хорошим специалистом только в сравнительно узкой области; путать же понятия «наука» и «дисциплина учебного плана» не следует.

Связь петрографии с так называемым учением о месторождениях полезных ископаемых является настолько тесной, что, собственно говоря, теряется всякая граница между ними.

Выше мы пытались дать определение понятиям «горная порода» и «полезное ископаемое» и пришли к выводу, что «полезное ископаемое» — это всегда того или иного состава горная порода, которая в данных условиях может быть использована в промышленности, и что, следовательно, это понятие является не геологическим, а экономическим, особенно если принять во внимание, что с развитием техники граница между ними сдвигается и все меньше и меньше остается «бесполезных» горных пород. Этим определяются и взаимоотношения между науками, предметом которых служат горные породы и полезные ископаемые. Поскольку сами полезные ископаемые — это только некоторые разновидности горных пород и во многих случаях обычные горные породы, а процессы, создающие месторождения полезных ископаемых, — это те же петрогенетические процессы (т. е. процессы, создающие горные породы), то учение о полезных ископаемых с чисто геологической точки зрения представляет собой не самостоятельную науку, а только специализированный раздел петрографии или, так сказать, «экономическую петрографию».

Само собой разумеется, что поскольку в большинстве месторождений полезных ископаемых наблюдается значительная концентрация тех или иных элементов и они отличаются своим минералогическим составом от окружающих пород, учение о месторождениях полезных ископаемых с таким же основанием можно рассматривать в качестве специализированных разделов геохимии и минералогии.

Однако если принять, что предметом учения о месторождениях полезных ископаемых является не «полезное ископаемое», как таковое (т. е. руда, уголь, фосфорит и т. д.), а его «месторождение», т. е. некоторое, большей частью крупное и сложно построенное тело, с чисто экономическими границами, имеющее или могущее иметь промышленное значение, то учение о месторождениях полезных ископаемых становится уже самостоятельной наукой, со своими специфическими задачами, но наукой, стоящей на грани наук геологической и экономической и скорее экономической, чем геологической. В этом случае учение о месторождениях полезных ископаемых стоит над петрографией, минералогией и геохимией, которые имеют теперь по отношению к этому учению служебную роль. Это двойственное положение учения о полезных ископаемых прекрасно было подчеркнуто еще К. И. Богдановичем [1912]: «Учение о рудных месторождениях представляет собой один из тех узлов, которые так тесно связывают геологию и технику».

Л. Б. Рухин [1953] предложил новое расширенное понимание литологии, которую он рассматривает как науку, «изучающую осадочные породы и их сочетания, вместе с приуроченными к ним полезными ископаемыми, как закономерные взаимосвязанные, возникающие и развивающиеся геологические образования». Содержание литологии у Л. Б. Рухина, таким образом, охватывает и описательную петрографию осадочных пород, и учение о фациях, т. е. генетическую сторону петрографии осадочных пород, и учение о формациях, как закономерных сообществах осадочных пород, и учение о месторождениях полезных ископаемых осадочного генезиса. По выражению Л. Б. Рухина [1953, с. 7], «по отношению к ней (петрографии осадочных пород.— Ю. К.) литология занимает такое же положение, как петрология к петрографии магматических и метаморфических пород».

Это положение, кстати, звучит несколько странно, так как у нас в Советском Союзе уже давно никто не противопоставляет петрологию петрографии. Петрология и петрография — это синонимы, и наука о горных породах занимается не только изучением вещественного состава пород, но и условиями их образования. Вообще же говоря, понимание предмета и задач литологии Л. Б. Рухиным близко к нашему пониманию предмета и задач петрографии, с той только разницей, что мы считаем неправильным разрывать мир горных пород на две части — осадочные и кристаллические породы, которые в природе тесно переплетаются друг с другом. В особенности этот разрыв является недопустимым в том случае, если исследуются сообщества горных пород — формации, которые могут быть и осадочными, и эффузивно-осадочными, и существенно эффузивными, и, наконец, интрузивными [Херасков, 1952, с. 34]. Поэтому литологию Л. Б. Рухина следует понимать, с одной стороны, как часть петрографии и учения о формациях, с другой — как комплекс частей этих двух наук.

Положение петрографии в ряду других наук геологического цикла является ввиду менее тесных связей более простым и определенным. Геофизика многое дает петрографии своими точными данными относительно физических свойств земных оболочек, а петрография позволяет геофизике

вносить конкретное содержание в получаемые ею в результате точных измерений абстрактные математические выражения. Геотектоника в своих выводах и обобщениях в значительной степени базируется на знании свойств горных пород. Исключительно тесно петрография связана с исторической геологией, поскольку основным продуктом исторического развития Земли являются именно горные породы, а устанавливаемая этой наукой последовательность геологических событий и общие закономерности геологических процессов прошлого помогают разобраться в процессах пороодообразования, дают основу для построения петрогенетических гипотез и теорий.

Наконец, несколько слов относительно геологии. Геология — это наука о Земле, т. е. предметом этой науки является вся наша планета, ее вещественный состав, ее строение, ее развитие. Таким образом, геология — обобщающая наука, или, вернее, для современного состояния геологических знаний — это понятие, обобщающее весь ряд наук геологического цикла и, следовательно, геология должна стоять не рядом с ними, а над ними.

О ГЕТЕРОГЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

(на примере гранитов) *

Вопрос о гетерогенности многих петрографических типов магматических пород не является новым. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг первый обратил внимание на это обстоятельство и в работе, опубликованной в 1934 г., резко подчеркнул гетерогенность ряда групп и типов горных пород, выделяемых в петрографических классификациях. Например, он указал, что снениты и диориты совсем не соответствуют по составу трахитам и андезитам, что часть сненитов и диоритов является производной гранитной магмы, другая часть — производной базальтовой магмы. А. А. Полканов [1944] писал о гетерогенности фойитов. Г. Д. Афанасьев [1950] в капитальной работе по петрографии Северо-Западного Кавказа выявил три генетических типа диоритов, образовавшихся или в результате гибридизации при ассимиляции амфиболитов гранодиоритовой магмой, или путем метасоматического преобразования амфиболитов в экзоконтакте питрузии, или в результате ассимиляции гранитной магмой известняков. Еще в 1929 г. автором были описаны нормальные габбро, возникшие в результате ассимиляции гранитной магмой карбонатных пород [Кузнецов, 1929]. Как известно, Х. Хесс выделяет два основных генетических типа гипербазитов, из которых один является продуктом прямой кристаллизации особой перидотитовой магмы, другой — продуктом фракционной дифференциации (иногда с последующим переплавлением осадка) базальтовой магмы [Hess, 1938]. И таких литературных ссылок можно привести еще очень много.

В статьях, посвященных проблеме происхождения магматических горных пород, опубликованных в разное время [Кузнецов, 1951б, 1953, 1955а], автор обращал особое внимание на то обстоятельство, что, по существу, каждый из типов магматических пород, выделяемых в петрографических классификациях, объединяет породы очень различного

* Геология и геофизика. — 1961. — № 10. — С. 50—59.

генезиса, несмотря на близость или даже тождественность их химико-минералогического состава.

По-видимому, очень многие геологи знают, что почти в любую классификационную группу, например, группу диорита — андезита, объединены горные породы, имеющие более или менее близкий химико-минералогический состав, но совершенно различное происхождение. Например, андезиты и многие диориты, несомненно, являются продуктами ассимиляции кислого материала и дифференциации базальтовой магмы; большинство кварцевых диоритов представляют собой производные гранитной или гранодиоритовой магмы; но наряду с ними описаны и реально существуют диориты метасоматического генезиса. Этот и подобные примеры показывают, что существующие классификации и номенклатура магматических пород носят формальный характер, базируясь только на признаке химико-минералогического состава (и то в очень обобщенной форме), и совершенно не учитывают их происхождения.

В настоящее время твердо установлено, что многие, если не большинство групп и семейств и даже видов магматических пород, могут возникнуть различными путями, например, быть производными гранитной, базальтовой или перидотитовой магм, а также продуктами метасоматоза (гранитизации или базификации), т. е. существенно метаморфическими образованиями, причем разнообразие магматических пород, возникающих за счет каждого отдельного типа исходной магмы, может быть обусловлено явлениями ассимиляции и дифференциации. В общем к настоящему времени накоплено совершенно достаточно данных, чтобы говорить о конвергенции признаков у генетически разнородных магматических пород как о совершенно обычном и нормальном явлении и чтобы полагать, что вся совокупность пород, которые обычно принято называть магматическими, представляет собой комплекс весьма гетерогенных образований.

Таким образом, гетерогенность среди магматических пород является закономерностью, а не случайностью, как это казалось раньше. Теоретически эта закономерность обосновывается тем, что минеральный состав магматических (и метаморфических) пород полностью определяется значением температуры, давления и, конечно, концентрацией участвующих в процессе породообразования компонентов и не зависит от происхождения исходного вещества; структура же этих пород определяется не столько способом образования, сколько свойствами минеральных компонентов, слагающих породу. Вместе с тем, утверждая принцип гетерогенности главных типов и видов магматических пород и наличие конвергенции признаков у пород совершенно различного происхождения, автор подчеркивал [Кузнецов, 1955а], что породы близкого, даже тождественного химико-минералогического состава, но различного генезиса должны нести какие-то индивидуальные черты, отпечаток своего происхождения, который можно и нужно научиться распознавать. Позднее была сделана попытка найти некоторые петрохимические критерии генезиса для пород группы сиепита — трахита [Кузнецов, 1955б].

Очень много материала для решения вопроса о генезисе магматических пород и для расшифровки природы конвергенции признаков у гетерогенных образований дает разработка учения о магматических формациях. При этом оказалось, что применение метода формационного анализа к конкретным магматическим комплексам и выделение главных типов ассоциаций магматических пород (формационных типов) несколько неожиданно обнаруживает еще большую сложность затронутого в этой статье вопроса. Роль учения о магматических формациях в вопросах петрогенеза может быть очень хорошо показана на примере гранитов, которые,

оказывается, принимают участие в составе ряда типов магматических формаций.

Определение основных понятий, принципы выделения магматических формаций, а также первые варианты классификации магматических формаций были сообщены в ряде статей [Кузнецов, 1958, 1960а, б]. Прежние классификации устарели, и вместо них предлагается новый вариант, с нашей точки зрения, более удачный.

Классификация магматических формаций

- I. Формации геосинклиналей.
 - A. Основной эвгеосинклиальный ряд:
 - 1 — спилито-кератофировая (с преобладанием основных лав) и диабазовая,
 - 2 — гипербазитовая,
 - 3 — существенно габброидные формации (габбро-диабазовая, габбро-пироксенит-дунитовая, габбро-плагногранитная, габбро-анортозитовая);
 - B. Дополнительный эпивгеосинклиальный ряд:
 - 1 — существенно кварц-кератофировая,
 - 2 — существенно плагногранитная.
- II. Оrogenные (главным образом геантиклинальные) формации.
 - A. Ряд вулканогенных эффузивно-интрузивных формаций:
 - 1 — андезит-дацитовая,
 - 2 — трахиандезитовая,
 - 3 — липаритовая,
 - 4 — диорит-гранодиоритовая,
 - 5 — монцит-сиенитовая и габбро-сиенитовая,
 - 6 — щелочно-гранитная;
 - B. Ряд батолитовых гранитоидных формаций:
 - 1 — гранодиоритовые формации,
 - 2 — собственно гранитные формации.
- III. Формации древних платформ:
 - 1 — трапсовая,
 - 2 — габбро-гранофировая,
 - 3 — лабрадорит-рапакиви,
 - 4 — ультраосновная щелочная.
- IV. Формации континентального свода:
 - 1 — трапбазальтовая,
 - 2 — щелочная каллевая,
 - 3 — щелочная натровая.
- V. Океаническая базальт-трахитовая формация.

В этой классификации сделана попытка систематизировать естественные ассоциации магматических пород. Не исключено, что против предложенной классификации будут возражения и могут быть предложены другие классификации на другой тектонической основе (может быть, более совершенные). Но все равно, при внимательном просмотре любой классификации естественных сообществ магматических пород обязательно будет обнаружено, что гранитные породы принимают участие в составе многих формационных типов, образующихся в весьма различной геологической обстановке и, несомненно, имеющих различное происхождение. Больше этого, «запрещенными» для гранитных пород, по существу, являются только формации континентального свода, океаническая и ультраосновные.

Всем известно, что магматизм стадии формирования первичных геосинклиналей проявляется в образовании преимущественно основных и ультраосновных эффузий и интрузий. Однако в составе их, особенно на более поздних стадиях развития геосинклиальных областей, кварцевый диорит и плагногранит начинают играть все большую и большую роль, а интрузивный магматизм эпивгеосинклиналей, закладывающихся на размытой поверхности более древних складчатых структур, нередко представлен существенно плагногранитными интрузиями. При этом простран-

ственная и генетическая связь основных и кислых пород и в эффузивных, и в интрузивных комплексах очевидна и ни у кого не вызывает сомнений.

Многими подмечено, что зарождающиеся внутри геосинклинальных прогибов поднятия, а также испытывающие общее поднятие молодые складчатые области характеризуются преимущественно средним и кислым магматизмом с образованием андезитодацитовых, трахнандезитовых и липаритовых эффузивных формаций, а также часто крупных по размерам и пестрых по составу, но все же преимущественно диоритовых, моцонитовых, гранодиоритовых и гранитных интрузий. И в этом случае все исследователи подобных комплексов единодушно приходят к выводу, что такие интрузивные комплексы генетически тесно связаны с близким по времени эффузивным магматизмом, представляя собой иную форму его проявления, а поскольку в андезитодацитовых сериях мы всегда обнаруживаем чередование излияний основных, средних и кислых лав, то делается вывод и о наличии генетических связей между основными и кислыми породами в подобных комплексах. Нас не должно смущать то обстоятельство, что интрузивы в таких сложных эффузивно-интрузивных комплексах имеют всегда в среднем более кислый состав, чем связанные с ними эффузивы, и являются всегда несколько более поздними по сравнению с последними. Очевидно, к концу существования глубинного магматического очага магма его закономерно становится более кислой (иногда щелочной), а кислые магмы в поверхностных и приповерхностных условиях, теряя летучие, становятся вязкими и неспособными прорваться на поверхность Земли. Кроме того, и панцирь эффузивов становится настолько прочным, что последние порции кислой магмы не в состоянии его пробить, и в силу этого вместо проявлений поверхностного вулканизма возникают субвулканические интрузивные тела.

В глубоко размытых складчатых областях самого различного возраста всегда присутствуют огромные батолитовые гранитные интрузии, которые на глубинах сопровождаются полями инъекционных гнейсов, а в древнейших метаморфических толщах нижнего докембрия заменяются широкими полями мигматитов. Гранитным батолитовым формациям присуще полное отсутствие связи с основным магматизмом, и только очень редко обнаруживаются соответствующие им кислые лавы.

Наконец, породы гранитного состава являются почти постоянным компонентом магматических формаций древних платформ, хотя для последних характерен основной и ультраосновной магматизм. В трапновых формациях они присутствуют в виде гранофилов кровли мощных пластовых интрузий. В более глубинных формациях они образуют уже громадные тела (красные граниты Бушвельда, рапакиви Коростеньского и Выборгского плутонов).

Таким образом, могут быть выделены четыре типа ассоциаций, в составе которых гранитные породы принимают заметное или существенное участие.

1. Габброгранофировый тип, развитый на платформах и объединяющий траптовую, габброгранофировую и лабрадорит-рапакиви формации. Для этого типа характерно практически полное отсутствие в составе ассоциаций средних пород. Количество гранитных пород, сосредоточенных обычно в верхних частях пластовых интрузивных тел или образующих самостоятельные тела, зависит от глубины формирования магматического комплекса и в общем увеличивается с глубиной. Достаточно ясно устанавливается связь с эффузивным магматизмом (траптовая формация), для которого характерно широкое развитие лав и пирокластов основного состава при крайне ограниченном развитии кислых лав (Исландия, Южная Африка) и полном отсутствии андезитов и подобных им пород.

Пространственная связь гранитных пород с основными, наблюдающаяся и в эффузивных, и в интрузивных фациях, не случайна и говорит о наличии генетических связей между теми и другими, что признается сейчас всеми исследователями. Разногласия касаются лишь способа образования гранитных расплавов: по мнению одних исследователей, они возникают в процессе дифференциации основной магмы, по мнению других, являясь продуктами реоморфического перераспределения пород кровли более крупных интрузивных тел. Последняя точка зрения представляется более вероятной.

2. Габбро-плагногранитный тип ассоциаций, распространенный в геосинклинальных областях. Объединяет габбро-пироксенит-диоритовую, габбро-плагногранитную и существенно плагногранитную формации, близкие друг другу и отличающиеся не столько качественно, сколько количеством гранитных пород, принимающих участие в их составе. Для всех интрузивных формаций данного типа могут быть найдены их эффузивные эквиваленты в виде существенно спилитовых и существенно кварц-кератофировых формаций. Связь основных и кислых пород в этом типе ассоциаций является постоянной и закономерной. В отличие от габброгранофирового типа породы среднего состава распространены здесь достаточно широко, но всегда представляют собой гибридные образования, являясь продуктом воздействия более поздних плагногранитных магм на ранние основные породы. Габброгранофировый и габбро-плагногранитный типы ассоциаций обладают многими общими чертами, и есть основания думать, что и происхождение гранитных расплавов и пород в том и другом случаях одинаково. Однако если в трапповых и габброгранофировых формациях нередко можно видеть образование гранитных пород в кровле или прикровлевой части пластовой интрузии в результате реоморфизма вмещающих пород (или кристаллизационной дифференциации), то в случае габбро-плагногранитного типа ассоциаций образование гранитной (плагногранитной) магмы совершается в глубинном магматическом очаге, о чем весьма определенно говорит и широкое распространение кислых пирокластов и лав в составе спилитокератофировых формаций, и высокая активность гранитных магм в отношении более ранних основных пород. Наконец, широкое распространение плагногранитов в габбро-плагногранитных и существенно плагногранитных формациях также более соответствует представлению об образовании плагногранитных расплавов в глубинном магматическом очаге, может быть, на границе метаморфической и базальтовой оболочек.

3. Диорит-гранодиоритовый тип ассоциаций. Распространен также в подвижных областях, но отвечает более поздним этапам развития последних, причем в основном приурочен к областям поднятия и геантиклинальному режиму вообще. Характернейшей особенностью является почти всегда ярко выраженная связь с эффузивным магматизмом, причем в таких эффузивно-интрузивных комплексах эффузивные породы большей частью преобладают. Другая характерная особенность — это большая пестрота петрографического состава эффузивных (от базальта до трахита и липарита) и интрузивных (от габбро до гранита и сиенита) комплексов при ярко выраженном преобладании средних типов. Гранитоидные породы в этом типе ассоциаций уже широко распространены и образуют иногда крупные интрузивные тела, чаще всего существенно гранодиоритового состава, иногда монзонит-сиенитового, еще реже щелочногранитного. Замечено, что существенно липаритовые эффузивные серии (липаритовая формация) и сопутствующие им интрузии гранитов, обычно с повышенной щелочностью, появляются всегда в самом конце магмати-

ческого цикла или оказываются приуроченными к сводам наиболее крупных антиклинальных структур. Наконец, характер взаимоотношений между основными, средними и кислыми породами в интрузивных комплексах, а также само наличие и даже количественное преобладание андезитов и трахиандезитов в эффузивных комплексах говорит о собственно магматическом происхождении средних пород. Кварцевые диориты и гранодиориты, мошониты и сиениты и т. д. в этом типе, как правило, являются собственно магматическими, а не гибридными образованиями. Многофазный характер интрузий и часто наблюдающиеся излияния лав различного состава из одного вулканического центра свидетельствуют о том, что разнообразие состава магм связано с какими-то процессами дифференциации в глубинном магматическом очаге и при поднятии магм в верхние этажи литосферы. Наконец, могут быть высказаны некоторые соображения и о составе исходных магм, а также о тех процессах, которые приводят к возникновению магм гранитного состава.

О том, что и для данного типа ассоциаций магматических пород исходной является базальтовая магма, говорит широкое распространение базальтов и андезитобазальтов в эффузивных андезито-дацитовых сериях, а также обычное присутствие магматических габброидных пород в габросиенитовых и диорит-гранодиоритовых интрузивных комплексах. Специфическая связь андезитодацитовых и диорит-гранодиоритовых серий с орогенным режимом (с устойчивыми поднятиями) — и, следовательно, с областями и эпохами значительного утолщения осадочно-метаморфической оболочки — позволяет предполагать, что по мере возрастания последней в процесс магмообразования вовлекается не только вещество базальтового слоя, но и богатый кремнеземом материал корневых частей областей поднятий, причем здесь на смену процессам реоморфического плавления в кровле крупных магматических масс или подкорового базальтового слоя приходят процессы глубинной ассимиляции и смешения основного и кислого расплавов.

4. Батолитовая гранитная ассоциация. Для нее характерна такая же связь с геантиклинальными структурами поднятий, какую мы наблюдаем в предыдущем типе ассоциаций, причем во времени диорит-гранодиоритовый и соответственно андезитодацитовый магматизм или предшествует появлению батолитовых гранитов, или же является более поздним. Характерная особенность батолитовой гранитной ассоциации — полное отсутствие в ее составе собственно магматических основных и средних пород. Те и другие встречаются только в контактовых зонах и имеют ярко выраженный гибридный характер, являясь продуктами ассимиляции кислой магмой материала вмещающих пород. Очень редко также обнаруживается связь батолитовых гранитных интрузий с эффузивным вулканизмом (липаритовая формация), и создается впечатление, что образование очень крупных батолитов, даже в условиях средне- и мало-глубинной фаций, вообще не сопровождалось наземным вулканизмом.

Неясным остается вопрос о генетических соотношениях батолитовой гранитной ассоциации с предыдущим типом, который, как мы знаем, отличается тесной связью с наземным вулканизмом и соответственно совершенно противоположной ролью проявлений эффузивного магматизма. В некоторых случаях (девон Центрального Казахстана, верхний палеозой Западного Тянь-Шаня, мел-палеоген Приморья) эволюция магматизма подвижной зоны выражается в постепенном увеличении роли кислых пород и постепенном переходе от андезитодацитовых к липаритовым и соответственно от диорит-гранодиоритовых к гранитным формациям обычно с повышенной щелочностью, причем в таких случаях, по существу, нет

критериев для разграничения щелочно-гранитной и батолитовой гранитной формаций предлагаемой классификации. В других случаях (варисские граниты Урала, Алтай, Забайкалья, салаирские граниты Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау и особенно позднерифейские граниты Енисейского кряжа и Восточного Саяна) батолитовые граниты появляются совершенно обособленно от диорит-гранодиоритовых и андезитодацитовых формаций или же последние совсем отсутствуют. По-видимому, количественное нарастание роли кислых пород в андезитодацитовом и диорит-гранодиоритовом магматизме приводит к качественному скачку, и формацию батолитовых гранитов в типичном ее проявлении следует рассматривать не как особое проявление диорит-гранодиоритового магматизма, а как особый формационный тип, появление которого отвечает особому состоянию данного участка коры, возникающему не случайно, а предопределенному всей предыдущей историей развития подвижной зоны.

В заключение общей характеристики батолитовой гранитной ассоциации необходимо отметить, что проявляется она по-разному на различных глубинах. На больших глубинах — это поля синтетектонических мигматитов, на средних и малых — преимущественно дискордантные батолитовые или пластовые тела, всегда послескладчатые и связанные с крупными разломами. Батолитовые граниты могут быть магматическими и немагматическими, причем именно для этого формационного типа подходят представления об образовании гранитов в результате щелочного метасоматоза и магматического замещения.

Рассмотрение роли гранитных пород и соответствующего состава вулканогенных образований во всем разнообразии магматических комплексов, принадлежащих различным формационным типам, позволяет сделать некоторые общие выводы, в частности, касающиеся происхождения гранитов и гранитных магм и, следовательно, вопроса о гетерогенности гранитных пород.

Имеется много различных типов магматических формаций, в составе которых принимают участие граниты или их эффузивные эквиваленты. Такие магматические формации свойственны и платформенной, и геосинклинальной обстановкам. Среди магматических формаций подвижных поясов может быть намечен непрерывно-прерывистый ряд формаций с прогрессивно увеличивающейся ролью пород гранитного состава. Крайними членами этого ряда являются габбро-пироксенит-дунитовая формация с необязательными плагиогранитами и формация батолитовых гранитов, практически целиком состоящая из гранитов. Четко выявлена совершенно ясная закономерность — последовательное увеличение количества гранитных пород в составе магматических формаций, возникающих на все более и более поздних этапах эволюции геосинклинальной зоны, параллельно с увеличением мощности «осадочно-метаморфической» оболочки или коры. Из этой закономерности может быть сделан вывод: эволюция геосинклинальной зоны, в частности, выражается утолщением осадочно-метаморфической коры, особенно в пределах геоантиклиналей, причем в процесс магмообразования вовлекаются все большие и большие количества осадочно-метаморфического материала, роль базальтовой магмы уменьшается, и, наконец, в эпоху образования формации батолитовых гранитов очаги магмообразования целиком перемещаются в корневые части геоантиклинальных поднятий. Уже подчеркивалось, что почти всегда вскоре после образования интрузий батолитовых гранитов, но все же после глубокой денудации области поднятия в ней снова проявляется базальт-андезит-дацитовый вулканизм, сопровождающийся диорит-

гранодиоритовыми интрузиями (субсеквентный вулканизм, по Штилле). Здесь очевидна прямая зависимость между количественными соотношениями основных, средних и кислых пород в последовательно сменяющихся друг друга магматических комплексах и мощностью «осадочно-метаморфической» коры. Чисто гранитный магматизм, очевидно, может проявиться только при определенных значениях мощности и физического состояния последней. В частности, высокая пластичность коры в стадию гранитного магнообразования препятствует прошикновению базальтовой магмы в верхние структурные этажи. По мере утонения коры в области поднятия вследствие денудации, а также вследствие уменьшения пластичности ее вещества при относительном понижении геотерм, снова становится возможным поднятие основной и средней магмы из очагов, переместившихся теперь в базальтовый субстрат или на границу последнего с осадочно-метаморфической корой.

Таким образом, изучение роли гранитных пород в магматических формациях различного типа позволяет говорить о группе гранита как о группе с особенно ярко выраженной гетерогенной. Действительно, способ образования самих гранитных пород и тел может быть различным, различными оказываются и пути образования гранитных магм.

Прежде всего, гранитные породы, как это признается сейчас всеми исследователями, могут быть породами собственно магматическими, т. е. прошедшими в своем образовании через стадию силикатного расплава — магмы, но наряду с магматическими гранитами широко распространены и граниты не магматические, а метаморфогенные, преимущественно образовавшиеся в результате процессов щелочного метасоматоза.

Среди магматических гранитов, в свою очередь, могут быть выделены два основных генетических типа: граниты интрузивные, возникшие при кристаллизации интродуцированной с глубины магмы, и граниты магматические, но не интрузивные, а образовавшиеся на месте путем магматического замещения по схеме Д. С. Коржинского [1940] и Ф. Н. Шахова [1956]. Такие граниты мыслятся прошедшими через магматическую стадию, но гранитная магма в этом случае возникает на месте замещаемых пород и не испытывает заметного перемещения в пространстве, и, следовательно, породы, образовавшиеся при ее кристаллизации, строго говоря, не являются интрузивными.

Пока еще нет общепринятых критериев для распознавания гранитных пород магматических и метаморфогенных, магматических интрузивных и неинтрузивных, но вопрос о способе образования их всегда может быть решен при целеустремленном исследовании в полевых условиях и в лаборатории. Формационный анализ состава сложных эффузивно-интрузивных магматических комплексов, анализ взаимоотношений эффузивных и интрузивных пород в истории развития геосинклинальных областей позволяет высказать предположение, что все «интрузивные» породы, входящие в состав таких сложных эффузивно-интрузивных комплексов, имеют чисто магматическое происхождение и действительно являются собственно интрузивными породами (т. е. продуктами интродуцированной с глубины магмы). Неинтрузивный, но также магматический характер, по-видимому, имеют многие граниты и гранодиориты формации батолитовых гранитов, особенно в случае проявления их в относительно глубинных фациях. Метаморфогенные (метасоматические) граниты, по-видимому, широко распространены среди гранитоидных интрузий абиссальных фаций, а также в краевых зонах крупных гранитных интрузий средних и даже малых глубин.

Теперь, если попытаться рассмотреть вопрос происхождения тех силикатных расплавов или частных магм, за счет которых образуются

магматические граниты, то мы увидим еще большее разнообразие факторов и путей магмообразования, приводящих к возникновению расплавов гранитного состава. По-видимому, можно различить пять главных случаев образования гранитных расплавов:

1) реоморфическое переплавление пород кровли крупных пластовых интрузий базальтовой магмы под действием тепла и летучих, выделяемых последней;

2) реоморфическое переплавление вещества осадочно-метаморфической оболочки на границе последней с базальтовой оболочкой в обстановке прогибающейся геосинклинали (случай гипотетический, но вероятный при образовании спилитокератофировых и габбро-плагиогранитных формаций);

3) процесс гранитного магмообразования внутри корней складчатых структур, сложенных осадочно-метаморфическим материалом;

4) ассимиляция базальтовой магмой вещества осадочно-метаморфической оболочки в глубинных очагах и во время поднятия магмы в верхние структурные этажи; признание этого процесса совершенно необходимо для объяснения происхождения группы базальт-андезит-дацитовых формаций и их субвулканических интрузивных эквивалентов; возможно, что ассимиляция при этом осложняется гравитационной или фильтрационной дифференциацией;

5) чистая кристаллизационно-гравитационная дифференциация базальтовой магмы (возможна при образовании некоторых гранофиоров прикровлевой части пластовых интрузий основной магмы).

Следовательно, гранитные расплавы или магмы могут возникать в различной геологической обстановке, причем «движущая сила» процесса магмообразования может быть различной. В первых трех случаях различны геологическая обстановка и источники тепла, щелочей и летучих, но сам механизм магмообразования и субстрат, за счет которого идет образование гранитной магмы, принципиально одинаковы. Во всех трех случаях гранитные расплавы возникают за счет вещества осадочно-метаморфической оболочки, а механизм магмообразования в конечном счете представляет собой процесс метасоматической гранитизации, который закономерно, при достижении некоторых критических значений температуры и концентрации щелочей и других легкоплавких компонентов, перерастает в плавление с образованием эвтектического расплава, близкого к гранитному. В четвертом и пятом случаях эвтектические гранитные расплавы возникают при диаметрально противоположном процессе дифференциации, в качестве остаточных жидкостей.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ИНТРАТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ПОТОКОВ ТЕПЛА И ВЕЩЕСТВА КАК АГЕНТОВ МЕТАМОРФИЗМА И МАГМООБРАЗОВАНИЯ *

Сейчас очень многие петрологи, занимающиеся метаморфизмом и гранитообразованием, считают, что региональный метаморфизм и образование гранитной магмы — явления внутрикоровые и взаимосвязанные, причем прогрессивный региональный метаморфизм во времени, естественно, предшествует появлению гранитного расплава. Но по таким карди-

* Проблемы петрологии и генетической минералогии. — М.: Наука, 1969. — Т. 1. — С. 7—20. (В соавторстве с Э. П. Мзехом.)

нальным вопросам, как происхождение тепла и растворов, являющихся основными агентами прогрессивного метаморфизма и магмообразования, разногласия весьма велики. Одни исследователи ищут источники метаморфизирующих и магмообразующих растворов, являющихся в то же время и основными теплоносителями, в мантии, считая их продуктами дифференциации ее вещества. Другие склонны связывать региональный метаморфизм и образование гранитной магмы с погружением мощных толщ осадков и вулканитов в области высоких температур по мере их накопления и прогибания геосинклинального трога. При этом степень прогревания метаморфизирующей толщи определяется глубиной ее погружения и величиной геотермического градиента, а источниками метаморфизирующих и магмообразующих растворов, по мысли этих исследователей, являются сами осадочные толщи. Иначе говоря, по этим представлениям, региональный метаморфизм — это «геотермический» метаморфизм без привноса вещества.

В статье предпринята попытка показать, что обе гипотезы действительны для специфических случаев, но образование значительных объемов гранитоидной магмы, способной к интрузиям в верхние слои литосферы, возможно только в случае проникновения в область метаморфизма и магмообразования растворов (эманаций) глубинного, подкорового происхождения.

Региональный геотермический метаморфизм, основными факторами которого являются гидростатическое давление и тепло внутренних частей Земли, зависящие от величины погружения данного слоя по мере накопления более молодых осадочных или других толщ, лучше всего иллюстрировать на примере двух крайних случаев. Первый случай — это совокупность минеральных преобразований в осадках, которые получили название эпигенеза и метагенеза [Копелиович, 1965; Коссовская и др., 1963]. Они наблюдаются в почти горизонтально лежащих платформенных толщах, причем даже в этих условиях образуются гидрослюды и хлориты, т. е. возникает минеральная ассоциация, близкая к метаморфической филлитовой фации.

Другой случай проявления чисто геотермического метаморфизма — толщи кристаллических сланцев гранулитовой и частично амфиболитовой фаций, широко распространенные в пределах всех кристаллических щитов. Поразительно равномерный метаморфизм на громадных площадях, характерная тектоника, выражающаяся в развитии брахиструктур крупного плана и ярко выраженных структур течения, говорящих о достижении вполне пластичного состояния во время метаморфизма, отсутствие крупных гранитоидных интрузий, с которыми можно было бы связать метаморфизм, — все это в совокупности приводит многих исследователей [Кузнецов, 1941а, б; Каденский, 1961; Менерт, 1963; Лутц, 1964; Фации..., 1966] к выводу об образовании гранулитовой фации в условиях высоких температур и давлений, в статической обстановке, т. е. о существенно геотермической природе метаморфического процесса. Все исследователи гранулитовой фации отмечают также, что, несмотря на высокотемпературность метаморфизма гранулитовой фации, количество образующихся при этом анатектических выплавков аплитового аляскитового состава всегда очень мало и не идет ни в какое сравнение с масштабами анатексиса, проявляющегося в породах амфиболитовой фации. Кристаллические сланцы гранулитовой фации почти всюду залегают в основании геологического разреза докембрия. В. В. Белоусов [1966а, б] в своей модели строения коры и верхней мантии высказывает даже предположение, как нам кажется достаточно обоснованное, что в пределах материков породы грану-

литовой фации образуют в основании осадочно-метаморфической коры сплошной слой.

Сложнее обстоит дело с доказательством возможности проявления геотермического регионального метаморфизма в пределах фанерозойских складчатых областей. Теоретически одно погружение осадочных толщ на глубину 10—15 км (обычный диапазон геосинклинального прогиба) может вызвать их метаморфизм, примерно соответствующий фации зеленых сланцев. Но доказать, что эти преобразования обусловлены именно геотермическим метаморфизмом, почти всегда невозможно, потому что в этих же толщах практически всегда проявляется и другой вид метаморфизма, связанный с местными поднятиями магматических масс или потоков тепла и интрателлурических растворов, который, вслед за Х. Ридом [Read, 1957], можно назвать плутоническим метаморфизмом.

Области проявления регионального плутонического метаморфизма, в отличие от геотермического, не зависят от стратиграфических границ, степень метаморфизма неравномерна и быстро изменяется от самых слабых изменений до преобразований, соответствующих амфиболитовой фации. Изограды метаморфизма часто пересекают статиграфические границы и могут иметь антиклиналеподобную форму, но очень часто они явно контролируются зонами глубинных разломов типа зон смятия [Хорева, 1963, 1966]. Иногда в центральных или осевых частях области метаморфизма залегают гранитоидные тела, но часто метаморфизм проявляется и вне видимой связи с гранитоидным магматизмом. Такого рода явления описаны Х. Ридом [Read, 1957] и В. Кеннеди [Kennedy, 1948] в Шотландии, Н. Чаттерджи [Chatterjee, 1961] в Альпах, П. Мишем [Misch, 1949] в Гималаях, Б. Я. Хоревой [1963, 1966] в Иртышской зоне смятия и на Памире, Г. М. Друговой и А. Н. Нееловым [1960] в Становике, В. А. Рудником и Л. М. Алексеевым [1964] на Дальнем Востоке, Ю. Е. Молдавандцевым и А. С. Перфильевым [1962] на Полярном Урале. Такие примеры можно привести для любой складчатой области мира.

Исключительный интерес представляют данные Н. Чаттерджи [Chatterjee, 1961], относящиеся к региональному метаморфизму в районе Симплонского туннеля в Альпах. Благодаря скрупулезным структурным и микроструктурным наблюдениям им было показано, что региональный метаморфизм в этом районе, выразившийся в образовании пород зеленосланцевой и альмандин-амфиболитовой фации (в частности, с альмандином, ставролитом, кианитом и силлиманитом), во-первых, не сопровождается видимой магматической деятельностью, а, во-вторых, проявился после складчатости и надвигов, после проявления сквозных дифференциальных движений и, следовательно, приурочен не к погружениям, а к периоду воздымания складчатой области. При этом Н. Чаттерджи особо оговаривает, что метаморфизм происходил в геологически очень краткий промежуток времени: примерно на рубеже раннего и среднего олигоцена. Вывод о приуроченности регионального плутонического метаморфизма к эпохам воздымания, а не погружения разделяется многими исследователями [Ферхуген, 1962; Семененко, 1963; Дюфур, 1964; Маракушев, 1965; Misch, 1949; Kennedy, 1948; и др.].

Как показано Н. Чаттерджи, региональный плутонический метаморфизм не может быть связан со значительным погружением и с тектоническими деформациями. Расчеты, проведенные рядом ученых, показывают, что тепло, выделяемое при этих деформациях, недостаточно для рассматриваемых метаморфических явлений. Для этого, как указывают Ф. Тернер и Дж. Ферхуген [1961], необходим более мощный тепловой поток, чем тот, который обеспечивает нормальный геотермический градиент

и другие внутрикоровые явления, и поэтому остается обращаться только к каким-то глубинным процессам. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген считают наиболее вероятным предположение, что агентом регионального метаморфизма являются большие количества водяного пара, притом ювенильного (глубинного), а не высвобожденного из материала коры. В последнее время идея о значительной роли метасоматических явлений в процессах регионального метаморфизма развивается А. А. Маракушевым [1965], причем для нас особенно интересен его общий вывод о последовательной смене раннего натрового метасоматоза, сопровождающего процессы спилитизации и образование альбит-хлоритовых и глаукофановых сланцев, процессами более позднего — сначала натрово-калиевого, а затем калиевого — метасоматоза, сопровождающего образование мигматитов и явления гранитизации.

Тут мы подходим к проблеме регионального метасоматоза, в том числе гранитизации, и гранитного магмообразования в земной коре. Часто полагают, что источником вещества при гранитизации является перераспределение материала коры при ультраметаморфизме: выплавление или высвобождение легкоплавких и легколетучих компонентов, в том числе гранитной эвтектики, из нижних частей «гранитного» слоя коры, т. е. из самых глубокозалегающих метаморфических толщ сиалического состава, и перенос их кверху, в зону гранитизации, мигматизации и анатексиса [Ramberg, 1952; Менерт, 1963; Судовиков, 1964; Белоусов, 1966а; и др.].

В принципе подобные явления вряд ли можно отрицать. Однако одними ими трудно объяснить региональную гранитизацию, которая часто достигает грандиозных масштабов, захватывает самые глубинные, в том числе предварительно «обезвоженные» и лишившиеся большей части летучих компонентов зоны земной коры, и к тому же приводит к формированию метасоматических и магматических продуктов самого различного, но для определенных структур и эпох строго определенного состава (см. далее). Поэтому тут никак нельзя обойтись без представлений о существовании ювенильных подкоровых потоков вещества.

Х. Х. Рид дал наиболее полный обзор истории развития этих представлений. Первоисточником их он считает Ч. Лайеля, который еще в 1838 г. писал, что развитие метаморфизма и появление гранитной магмы в недрах Земли являются следствием одних и тех же плутонических причин [Рид, 1949, с. 291]. Наибольший вклад был сделан геологами французской школы, которые ввели в науку, как выражается Х. Х. Рид [1949, с. 225], понятие о глубинных эманациях, минерализаторах, потоках летучих как о субстанции огромной важности в процессах метаморфизма и плутонизма. Х. Х. Рид пишет, что идеи французской школы затем были подхвачены и углублены геологами скандинавской школы (П. Эскола, К. Вегманн, Х. Баклунд, Е. Кранк и др.), которые рассматривали явления гранитизации и мигматизации как результат действия эманаций, диффундирующих из неясных источников кверху, в более высокие горизонты земной коры [Рид, 1949, с. 252].

Таким образом, идея о том, что гранитные породы земной коры являются, с одной стороны, продуктом преобразования материала самой коры, а с другой — следствием привноса вещества и энергии из более глубинных источников, имеет длительную историю. Сторонниками этой идеи и сейчас являются многие исследователи [Рид, 1949, 1950; Коржинский, 1952; Виноградов, 1959, 1962, Шейнманн, 1963а; Соболев, 1964; Гзовский, 1964; Дюфур, 1964; Holmes, 1944; Bemellen, 1952; Misch, 1949; Härme, 1959; Barth, 1952; и др.]. С нашей точки зрения, только признав такую

двойственную, но диалектически единую природу коровых гранитных масс, можно понять очень многие важные особенности их состава, эволюции во времени и в пространстве, связанной с ними металлогении и т. д.

В этой проблеме существуют спорные и вовсе не решенные вопросы. Наиболее неясным все еще остается вопрос об источнике энергии гранитизации и корового гранитного магмообразования и способе ее передачи в земную кору из глубоких недр. Как и для случая плутонического регионального метаморфизма, причиной повышения температуры нельзя считать тепло, выделяемое при механических деформациях, ни тем более нормальный геотермический градиент, т. е. погружение ложа геосинклиналей. Последнее приходится отвергать еще и потому, что появление в земной коре крупных гранитных масс практически всегда связано не с эпохами геосинклинального прогибания, а с эпохами поднятия складчатых сооружений или уже давно консолидированных устойчивых областей. Известны высказывания, что причиной временного подъема геоизотерм может быть подъем или внедрение высоконагретых основных или даже ультраосновных магм [Holmes, 1932; Wegmann, 1938; и др.]. Эти магмы действительно часто во времени предшествуют гранитизации и формированию крупных гранитных масс. Однако объем ультраосновных и основных интрузий, как правило, весьма невелик, признаки значительного их перегрева (против температуры кристаллизации) обычно не фиксируются, притом сами ультраосновные и основные породы испытывают сильный метаморфизм и гранитизацию. Кроме того, явления интенсивного базальтоидного магматизма (например, раннегеосинклинального) чаще всего значительно оторваны во времени от плутонического гранитоидного магматизма и, судя по многим геологическим данным, не находятся в прямой причинной связи. Таким образом, этот источник тепла представляется маловероятным.

Следует добавить, что сам процесс магмообразования в земной коре является эндотермическим, т. е. требует дополнительных, непрерывно пополняемых источников тепла. Поэтому не остается другой возможности, кроме как считать причиной регионального (плутонического) метаморфизма, регионального метасоматоза и гранитного магмообразования процессы, происходящие в глубинах мантии, т. е. в такой области, о которой мы еще почти ничего не знаем. Однако мы имеем возможность судить о происходящих там процессах по тем воздействиям, которые они оказывают на материал земной коры и на возникающие за счет него магматические продукты.

Перейдем теперь к разбору некоторых конкретных геологических примеров, иллюстрирующих эту простую, но часто скептически встречаемую идею.

Наиболее яркое свидетельство подкорового происхождения агентов регионального метасоматоза — это гранитизация «базальтового» слоя в материковой части земной коры. Один из уникальных случаев выхода «базальтового» слоя на дневную поверхность был описан на Кольском полуострове В. В. Ждановым [1965, 1966а]. Здесь в пределах двух крупных тектонических структур — Печенгского блока и Лапландской зоны, распространены основные двупироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, по валовому составу близкие к норитам или диоритам, метаморфизованные в гранулитовой фации. Эти породы аналогичны наиболее основным членам так называемой чарнокитовой серии, причем представлены они в почти сплошном развитии. Геофизическими методами здесь установлено, что породы, слагающие Лапландский блок, распространены вплоть до раздела Мохо, а в соседних структурах продолжают под мощ-

ными толщами кислых кристаллических сланцев и гнейсов, отвечая именно той части коры, которую называют «базальтовым» слоем. В. В. Жданов делает вывод, что весь Лапландский блок является частью «базальтового» слоя, выведенного на поверхность в результате вертикального восходящего движения. И вот оказывается, что среди совершенно «сухих» двупироксеновых кристаллических сланцев, близких по составу к норитам и пироксеновым диоритам, залегают широкие поля мигматитов, внутри которых располагаются небольшие тела гранитов, часто переполненные реликтовыми включениями измененных исходных пород с ненарушенным залеганием. Образование мигматитов и метасоматических гранитов связано с преобразованием упомянутых пород «базальтового» слоя под действием щелочно-кремнекислых растворов [Жданов, 1966б].

Другим примером гранитизации если не «базальтового» слоя, то во всяком случае самых глубоких частей гранитной или, правильнее, метаморфической коры может служить архейский блок южной части Енисейского края [Кузнецов, 1941а]. Здесь в кристаллических сланцах гранулитовой фации, представленных гранатовыми, кордиерит-гранатовыми, пироксеновыми гнейсами и пироксен-плаггиоклизовыми кристаллосланцами, т. е. породами, максимально обезвоженными при метаморфизме и бедными щелочами, обнаружены явления регрессивного метаморфизма, сопровождающие формирование мигматитов, гранитов и пегматитовых жил, возраст которых сейчас достаточно надежно определен как протерозойский. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы на начальных стадиях процесса мигматизации преобразуются в гранатовые амфиболиты, затем одновременно с образованием порфиробластов микроклина роговая обманка замещается биотитом, а в случае более энергичной фельдшпатизации исчезает и гранат, также переходящий в биотит. Одновременно порода обогащается кварцем и в результате возникает порода гранитного состава, но обладающая порфиробластической структурой и гнейсовой текстурой. При усилении того же процесса образуется гранит, судя по широко развитым реликтовым тeneвым структурам — автохтонный. Примерно такие же изменения пироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев и переслаивающихся с ними гранатовых гнейсов можно видеть в экзоконтакте жил слюдяных пегматитов. Все эти преобразования первичных пород гранулитовой фации в слюдяные гнейсы, а также фельдшпатизированные и гранитизированные породы, конечно, могут быть только продуктом интенсивных метасоматических процессов, сосредоточенных вдоль зон смятия и поразивших метаморфический комплекс гранулитовой фации спустя долгое время после завершения главного метаморфического процесса. Сравнение состава первичных и гранитизированных пород показывает, что метасоматический регрессивный метаморфизм был вызван щелочными водными растворами и сопровождался привнесением щелочей и кремнезема, выносом железа и магния. Источником растворов не могут быть сами испытывающие регрессивный метаморфизм кристаллические сланцы гранулитовой фации, так как воды в них практически нет, а щелочами они бедны. Под толщей кристаллических сланцев гранулитовой фации нет никаких осадочных пород, которые могли бы дать такие растворы. Следовательно, единственным их источником может быть только мантия, а путями проникновения кверху — зоны смятия или глубинные разломы.

Может быть приведен и еще один пример. М. Харме [Härme, 1959] описал синкинематические натровые и позднекинематические калиевые граниты Южной Финляндии, средой формирования которых служат одни и те же метаморфические толщи свекофенской формации. Позднекинематические калиевые граниты в этом регионе распространены на очень боль-

шой площади: 300 км в длину и от 40 до 50 км в ширину. Здесь есть реликты более древних пород, хотя, как пишет М. Харме, трудно найти место, где бы магма калиевых гранитов не оказала своего воздействия. Микроклинизированными, например, оказываются древние натровые граниты, гранитизации подвержены амфиболиты, габбро и другие породы. М. Харме отмечает, что многие исследователи рассматривают калиевые граниты региона как палингенные. Однако, возражает он, в Южной Финляндии эти граниты настолько широко распространены, что встает вопрос о том, где найти такие исходные для палингенеза породы, которые были бы так богаты калием. В разрезах докембрия Финляндии таких пород нет, и потому представлением о чистом палингенезе обойтись нельзя — нужно предполагать привнос ювенильного калия.

В приведенных примерах метасоматической гранитизации, перерастающей в гранитное магмообразование, невозможно обойтись без предположения о периодическом и притом локализованном на отдельных площадях или узких и протяженных зонах привносе воды и щелочей из каких-то подкоровых источников. На этих же предположениях основывается выдвинутая Д. С. Коржинским [1952] гипотеза образования гранитной магмы и гранитоидных плутонов при посредстве механизма «магматического замещения». По этой гипотезе, зарождение и разрастание очага гранитной магмы обусловлено и поддерживается потоком «сквозьмагматических» растворов, происхождение которых связывается с процессами глубинной дифференциации вещества мантии, причем постоянство химических и иных особенностей непрерывно рождающейся за счет вмещающих пород магмы обеспечивается постоянством привноса вещества и легко протекающими в магме явлениями диффузии. Мы принимаем эти представления Д. С. Коржинского как наиболее строгое и на сегодня единственно возможное объяснение явлений гранитного магмообразования в земной коре. Надо лишь отметить, что термин «сквозьмагматические растворы», на наш взгляд, рациональнее заменить менее определенным, но именно поэтому в настоящее время более оправданным термином «интрателлурические потоки». При этом подразумевается, что интрателлурические потоки вещества и тепловой энергии являются в равной мере агентами как метаморфизма, так и магмообразования, причем сквозьмагматическими они становятся лишь в частном случае — после появления магмы как таковой.

Много материала для обсуждаемой в этой статье проблемы дают многофазные интрузивные серии, которые представляют собой внедренные в верхние части земной коры и при этом рассортированные во времени и в пространстве продукты различных стадий автохтонного корового магмообразования. При сравнительном изучении разновременных членов отдельных серий, а также разных серий одних и тех же регионов могут быть получены ценные сведения о ходе процессов глубинного магмообразования и о путях эволюции обусловивших их причин [Изох, 1962].

Типичным примером являются интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья: гипербазит-габбро-гранитная хунгарийская серия и габбро-гранодиорит-гранитные нижеамурская, бачелазская, мяо-чанская, верхнеудоминская и прибрежная серии [Изох и др., 1967]. Для первой из них характерно внедрение тесно сближенных структурно и по возрасту (в интервале между валанжином и барремом) интрузивов гарцбургитов, затем габбро, а после них — батолитов высокоглиноземистых гранитов. Последние обогащены слюдами, содержат магматогенные гранат, кордиерит, иногда также андалузит и силлиманит, что указывает на формирование гранитной магмы в условиях недостатка

щелочей по сравнению с глиноземом. Хунгарийская серия приурочена к эпохе интенсивной кратковременной раннемеловой (готеривской) складчатости. Интрузивы этой серии распространены только в тех структурно-формационных зонах, которые были консолидированы после упомянутой складчатости и испытали интенсивные восходящие движения.

Следующая по возрасту серия, нижеамурская (сенон), умеренно натровая. Она приурочена к эпохе замыкания поздних геосинклинальных прогибов и потому распространена преимущественно в них. Состав ее следующий (от пород ранних фаз к поздним): габбродиориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты и существенно плагиоклазовые граниты, биотитовые граниты, лейкократовые граниты, послегранитовые кварцевые и бескварцевые диорит-порфиры и диабазы. Три следующие серии, бачелазская и мяо-чанская (сенон — датский век) и верхнеудоминская (палеоцен — эоцен), существенно калиевые, формировались они в эпоху общего воздымания территории в послескладчатый период и поэтому распространены на весьма обширных площадях в разных структурно-формационных зонах и среди различных вмещающих пород. В состав этих серий входят (от ранних фаз к поздним): кварц-ортоклазовые габбро, габбромонцониты, монцониты, кварцевые монцодиориты, монцогранодиориты, граниты, лейкократовые граниты, а также послегранитовые дайки типа отмеченных в предыдущем случае. Последняя серия, прибрежная (эоцен — олигоцен), характеризуется повышенной общей щелочностью, распространена на большом протяжении в восточных зонах Сихотэ-Алиня. В состав ее входят диориты, сиенит-диориты, гранодиориты и граносиениты, граниты и щелочные граниты, а также различные послегранитовые дайки. Размещение интрузивов всех перечисленных серий управляется разломами глубокого заложения, которые сопряжены с крупными глубинными разломами (структурными швами).

Интрузивные серии представляют собой результат внедрения магм меняющегося состава из периодически возникавших глубинных магматических очагов, которые в данном регионе везде находились ниже доступных для наблюдений уровней.

Хунгарийская серия состоит из трех резко различных комплексов пород. Остальные перечисленные выше серии также состоят из существенно различных комплексов: габбродиоритового, гранитного и лампрофир-диабазового. Первый и третий из них обладают ясно выраженными признаками родства с основной (габбровой) магмой, второй — типично гранитоидный. Последний по объему и распространенности входящих в него пород обычно резко преобладает над породами остальных комплексов тех же серий.

Особенности состава, строения и последовательности формирования многофазных интрузивных серий рассмотренного типа позволяют применить для объяснения их происхождения гипотезу вертикальной миграции фронта магмообразования в пределах верхней мантии и (или) «базальтового» и «гранитного» слоев земной коры. Эта гипотеза выдвигалась ранее многими исследователями [Котляр, 1955; Соболев, 1957; Holmes, 1932; Wager, Mitchell, 1951; Poldervaart, Elston, 1954; и др.]. В наиболее развернутой форме эта гипотеза была применена авторами настоящей статьи [Изох и др., 1957; Кузнецов, 1964].

Нас в данном случае больше всего интересует то, что главные, наиболее заметные различия между разновозрастными, но близкими по формационной принадлежности габбро-гранодиорит-гранитными сериями Сихотэ-Алиня (как и многих других регионов), по существу, сводятся к разным содержаниям щелочей или к разным соотношениям калия и

натрия в породах. Если эти различия снять, то серии станут практически однотипными. Поэтому есть основания говорить о действии двух механизмов, от которых зависят главнейшие геологические и петрографические черты интрузивных серий: вертикальной миграции фронта магмообразования в пределах одних и тех же оболочек коры (в данном случае «базальтового» и «гранитного» слоев) и привноса щелочей в очаги магмообразования интрателлурическими потоками вещества. Последнее наряду с другими данными подтверждается еще и тем, что различия в характере щелочности фиксируются не только в гранитах, но и в породах самых ранних фаз внедрения: габбро, монцонитах, сиенит-диоритах и т. п., т. е. в продуктах кристаллизации более глубоких магм, чем гранитная.

Сказанное является одним из оснований для важного вывода о том, что именно интрателлурические потоки (обладающие устойчивым для каждой эпохи режимом щелочей) не только играют роль возбудителей магмообразования и причины вертикальной миграции верхних частей магматических очагов в земной коре, но одновременно обеспечивают то широко известное явление, которое принято называть «комагматичностью». Последняя, таким образом, отнюдь не должна безоговорочно расцениваться как признак происхождения пород резко различного состава, но сходного типа щелочности из одной родоначальной магмы, как часто пишут или подразумевают.

Интересно в связи с этим, что в хунгарийской и других гипербазит-габбро-гранитных сериях гарцбургиты практически лишены щелочей, габбро очень бедны калием, а граниты хотя и богаты калием, но несомненно щелочами по отношению к глинозему, что прямо отражено в минеральном парагенезисе гранитов. Вот эти особенности (бедность или недостаток щелочей в породах разных комплексов одной серии) и есть единственный, но отрицательного свойства признак «комагматичности», который объединяет все эти комплексы [Изох, 1965].

Выше речь шла о сериях интрузивов разного состава, внедренных в верхние структурные ярусы, но тем не менее позволяющих судить о ходе процессов магмообразования на более глубоких уровнях. Не менее интересна задача — проследить гранитные комплексы разных серий до глубин, где происходит непосредственное зарождение гранитной магмы за счет материала земной коры. Легче всего это позволяет проделать формация высокоглиноземистых гранитов, обладающая очень устойчивыми на разных уровнях глубинности особенностями состава. Автохтонные гранитные плутоны этой формации, окруженные обширными полями мигматитов и в разной мере гранитизированных пород и притом сохраняющие реликтовые структуры рамы, известны в архее Украины и Енисейского кряжа, в протерозое Северного Вьетнама и Таймыра, в каледонидах Аппалачей, варисцидах Западной Европы и в других регионах. Примечательно, что высокоглиноземистые минералы (гранат, кордиерит и др.), определяющие формационный тип гранитов, часто обнаруживаются уже в самые ранние стадии магмообразования, в первых эвтектоидных выплавках, в лейкократовой части мигматитов и т. п. Это значит, что магмообразование в данном случае все время происходило в условиях общего недостатка щелочей, тогда как в воде, судя по развитию богатых слюдами гранитов, недостатка не было.

Это относится к тем случаям, когда гранитное магмообразование происходило за счет пород гранулитовой фации (Украина, Енисейский кряж), но при этом, как уже говорилось выше, они неизбежно превращаются в породы амфиболитовой фации метаморфизма.

В очень многих глубоко эродированных складчатых областях, в

том числе характеризующихся развитием высокоглиноземистых гранитов, наблюдаются комплексы автохтонных гранитов нормальной или повышенной щелочности. Им часто предшествуют плутоны габбродиоритового состава, которые представляют собой внедренные (аллохтонные) тела. Поэтому можно думать, что здесь мы имеем дело с относительно наиболее глубокими уровнями проявления габбро-гранодиорит-гранитных интрузивных серий того же типа, которые были рассмотрены выше. Особенно важно, что гранитные магмы здесь зарождаются за счет одних и тех же или сходных по составу метаморфических толщ, но, несмотря на это, в различные эпохи формируются существенно разные по составу граниты: натровые, калиевые, субщелочные или даже щелочные.

В числе примеров можно назвать Алданский щит и Становой хребет [Коржинский, 1939], Филляндию [Härme, 1959; Simonen, 1960; Nieta-pen, 1947], Карелию и Кольский полуостров [Кратц, 1963; Масленников и др., 1963; Лыгина, Саранчина, 1964; и др.], Восточные Саяны [Митрофанов, 1962], Украинский массив [Семеновко, 1958]. В связи с рассматриваемой проблемой необходимо иметь в виду, что состав и строение разрезов метаморфических и метаморфизованных пород на любых доступных наблюдению уровнях земной коры варьируют в значительно меньшей степени и совсем по-иному, чем состав замещающих их метасоматических и магматических гранитоидных масс. С простым плавлением метаморфических толщ, а также с любыми процессами внутрикоровой метаморфической дифференциации наблюдаемое разнообразие коровых гранитоидных магм связать нельзя. Уже одно это обстоятельство, помимо всего прочего, является веским доводом в пользу привноса из подкоровых глубин тех компонентов, которые определяют главные черты различия между разными гранитными комплексами, прежде всего щелочей, воды и других летучих компонентов.

Интрузивные комплексы и серии определенного возраста в различных регионах обычно сохраняют свои петрохимические, геохимические, металлогенические особенности и другие диагностические признаки на весьма обширных площадях, измеряемых часто многими тысячами квадратных километров. Именно благодаря этому обстоятельству оказываются широко принятыми в геологической практике такие понятия, как петрографические и металлогенические провинции и эпохи.

Особого внимания заслуживают факты примерно одновременного проявления однотипных магматических пород или их ассоциаций на площадях планетарного масштаба. Один из таких фактов — распространение позднемеловых калиевых интрузивных серий и калиевых оловоносных гранитов на всем протяжении Тихоокеанского пояса от Чукотки до Вьетнама, притом в самых разнородных тектонических структурах: от древних платформ до областей позднемеловой завершающей складчатости. Этот факт трудно трактовать иначе, как свидетельство устойчивого специфически калиевого характера интрателлурических потоков (агентов корового магмообразования) в пределах крупного сегмента Земли, как явления планетарного масштаба и притом явно эпизодического. В истории Земли подобные явления происходили неоднократно. Можно упомянуть, например, развитие примерно однотипных герцинских (C_2 — P) гранитных батолитов почти одновременно в Казахстане, на Урале, Тянь-Шане, Алтае, в Забайкалье [Кузнецов, 1960в]; раннемезозойской трапповой формации на всех древних платформах [Кузнецов, 1964]; третичного трахибазальтового магматизма в разных областях Европы и Азии [Афанасьев, 1960] и т. д. К этой же категории явлений, вероятно, относится и неоген-четвертичный базальтоидный магматизм Тихоокеанского пояса.

В приведенных выше примерах распространение однотипных магматических образований по горизонтали несоизмеримо с вертикальной протяженностью известных или допускаемых уровней магмообразования, причем это относится не только к коровым, но и к мантийным магматическим процессам. Поэтому трудно отрешиться от мысли, что причины возбуждения специфических для каждой эпохи процессов магмообразования в верхней мантии и в разных слоях земной коры нужно искать где-то на очень больших глубинах, видимо, порядка не менее нескольких сот километров, во всяком случае сопоставимых с такой же наиболее обычной протяженностью однотипных магматических комплексов или серий в плане.

В связи с обсуждаемой проблемой интересно рассмотреть еще один вопрос. Как известно, наиболее общей закономерностью эволюции магматизма во времени является последовательная смена натровых магматических формаций калиевыми, а последних — субщелочными или щелочными. Так, натровые формации (сплитокератофировая, габбро-плагногранитная и др.) характерны преимущественно для ранних стадий развития подвижных поясов, калиевые батолитовые граниты (часто, по-видимому, заменяемые батолитами высокоглиноземистых гранитов) для инверсионных стадий, формации повышенной щелочности — для уже консолидированных складчатых областей или областей с относительно устойчивым тектоническим режимом. Такая же последовательность устанавливается и на относительно глубоких уровнях земной коры, где чаще всего сначала формируются автохтонные гранитные плутоны натрового ряда, а затем уже — калиевого. Такую же тенденцию изменения химизма во времени, как было отмечено в начале статьи, обнаруживают и продукты регионального плутонического метаморфизма. Тут особенно важно подчеркнуть, что рассматриваемая закономерность эволюции магматизма относится не только к крупным периодам развития подвижных поясов (тектонимагматическим циклам), но зачастую и к менее протяженным отрезкам времени, например, в конце тектонического цикла (как в Сихотэ-Алине) или даже в постгеосинклинальный период (как в Северном Вьетнаме и других областях мезо-кайнозойской активизации в Тихоокеанском поясе).

С учетом сказанного выше о причинах магматических явлений, мы склонны рассматривать наиболее частый путь эволюции магматических продуктов от натровых к калиевым и затем к высокощелочным, прежде всего как индикатор закономерно и направленно изменяющегося во времени состояния глубоких недр планеты, откуда поступают интрателлурические потоки вещества.

Существует определенная зависимость между типом щелочности интрузивных серий, т. е. составом интрателлурических потоков, как это следует из принятой нами гипотезы, и характером тектонических движений коры. Так, высокоглиноземистые граниты (недосыщенные щелочами) появляются лишь в обстановке кратковременного и весьма напряженного тектогенеза, в том числе складчатости. Для серий повышенной щелочности и собственно щелочных характерно формирование в длительные промежутки времени [Свешникова, 1966; Bailey, 1964], притом, как известно, при относительно спокойном тектоническом режиме, в том числе близком к платформенному. Интрузивные серии нормальной щелочности по этим признакам занимают промежуточную позицию, будучи приурочены к эпохам воздымания крупных областей или отдельных их частей.

Таким образом, намечается определенная корреляция между состоянием глубоких недр планеты, откуда происходят интрателлурические потоки вещества, и типом тектонических движений, вызываемых, по всей

вероятности, теми же внутриземными причинами. Исходя из развиваемых нами представлений, тектонические структуры, контролирующие пространственное размещение проявлений гранитоидного магматизма, т. е. глубинные разломы и геоантиклинальные вздутия являются зонами повышенной проницаемости прежде всего для интрателлурических потоков вещества пульсирующего действия и меняющегося во времени состава. С деятельностью этих потоков связываются усиление привноса тепла, поднятие и сближение геоизотерм, метаморфические и метасоматические преобразования и как крайнее их выражение — возникновение очагов гранитной магмы и образование автохтонных и аллохтонных гранитоидных тел. Все такие флюидо- и магмопроводящие структуры, таким образом, являются как бы отдушинами, по которым продукты дифференциации вещества мантии устремляются в области пониженных давлений — в верхние структурные этажи и к поверхности Земли.

До сих пор речь шла главным образом об явлениях корового магмообразования, преимущественно гранитоидного. Необходимо коснуться также вопроса о мантийном магматизме, к которому современные исследователи относят, в частности, базальтоидный магматизм. В связи с этим особый интерес представляют опубликованные данные В. В. Аверьева [1966], относящиеся к современным гидротермальным системам (термоаномалиям) Камчатки и других областей. Этот автор пишет, что указанные системы непосредственно не связаны с вулканическими аппаратами, часто удалены от них или наложены. По масштабам выноса тепла они не уступают фумарольным полям вулканов и даже превосходят их по мощности, причем в отличие от последних действуют очень долгое время. В. В. Аверьев [1966, с. 16] приходит к выводу, что «формирование термоаномалий в земной коре обусловлено восходящим потоком горячего флюида, генерация которого в общем случае не связана с находящимися здесь магматическими телами, а является следствием самостоятельного глубинного процесса...». Он подчеркивает, что гидротермальная деятельность преимущественно (хотя и не обязательно) ассоциирует с кислым вулканизмом и что высокая температура восходящего флюида в недрах термоаномалий, достигающая 600—800°, вполне может обусловить плавление «гранитного» слоя и коровое магмообразование.

Таким образом, и на материале современного вулканизма мы находим подтверждение тем идеям, которые выше были проиллюстрированы на примерах метаморфических и магматических процессов прошлого.

В настоящее время еще нет сколько-нибудь удовлетворительной гипотезы, касающейся процессов дифференциации вещества в глубинах Земли и пригодной для объяснения тех геологических закономерностей, о которых шла речь выше. Построение такой гипотезы можно считать задачей физиков, занятых проблемами перестройки и превращения вещества, причем не только в форме химических соединений, но также в атомарном состоянии, в условиях высоких температур и особенно больших давлений, всегда господствующих в глубоких оболочках Земли. С нашей стороны, казалось важным обратить внимание на существование определенных, вполне фиксируемых связей между подкоровыми процессами (независимо от того, как рассматривать их природу) и прямыми их следствиями — процессами корового тектогенеза, метаморфизма, метасоматоза и магмообразования. Вся сущность приведенных выше рассуждений указывает на то, что эволюция магматических и тектонических явлений, скорее всего, обусловлена изменением состояния вещества внутри Земли.

Таким образом, с нашей точки зрения, магматизм представляет собой составную часть явлений планетарной дифференциации, однако не

только и не столько в качестве процесса простого плавления или выплавления, как склонны принимать многие, но скорее в качестве результата воздействия на различные верхние оболочки Земли (включая ее кору) интрателлурических потоков воды или ее составных частей, щелочей и других летучих и легкоподвижных компонентов как главных агентов переноса энергии из генерирующих эти компоненты глубинных частей планеты. С этих позиций, например, формирование гранитного слоя может быть представлено как сложный процесс, в котором участвуют и экзогенные (в том числе осадочная дифференциация), и эндогенные факторы, причем последним принадлежит весьма существенная, если не определяющая роль.

II. ФАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ФАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД *

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о геологических условиях формирования магматических пород и характере взаимосвязей между тектоникой вмещающих пород и особенностями магматических тел давно привлекают к себе внимание геологов. Достаточно назвать блестящие работы академика А. А. Полканова [1946а, б, 1947] и его учеников, которые создали новое направление в геологической науке и сблизили бывшие ранее в значительной степени оторванными друг от друга петрологию и геотектонику. Действительно, этими исследованиями исключительно эффективно и убедительно вскрываются закономерные связи между формой магматического тела и его внутренней структурой, с одной стороны, и типом тектонических структур, характером и временем движения окружающих магматическое тело масс — с другой. Но в этих работах, к сожалению, слабо отражена другая сторона дела, а именно: зависимость общего петрографического содержания магматического тела от геологических условий его формирования.

Этой второй стороной вопроса много занимался покойный академик М. А. Усов, который впервые поставил вопрос о необходимости выделения по аналогии с осадочными породами ряда фаций магматических пород, дал научные обоснования учению о фациях магматических пород и первую их классификацию [Усов, 1924, 1925, 1935б, 1936, 1939, 1945а]. Практическое значение четкого установления фациальных признаков магматических пород очевидно. Пользуясь ими, мы можем на основании быстрого изучения магматического тела, а иногда даже на основании изучения отдельных образцов судить о геологических условиях его формирования. Эта методика, конечно, не может заменить детальной структурной съемки магматических тел, но дает весьма эффективные результаты при общей геологической съемке и позволяет делать прогнозы в отношении типов месторождений полезных ископаемых, генетически связанных с изученным магматическим комплексом [Козеренко, 1946; Eskola, 1920].

В предлагаемой статье я не пытаюсь дать исчерпывающую классификацию фаций магматических пород и полную их петрографическую и петрогенетическую характеристику. Для этого не накоплено еще достаточно материалов. Я поставил перед собой гораздо более узкие задачи: привлечь внимание геологов к необходимости целеустремленного изуче-

* Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Спб. филиала АН СССР.— Новосибирск, 1949.— Вып. 5.— 28 с.

ния особенностей магматических образований в зависимости от фациальных условий их формирования, а также дать схему рациональной классификации фаций магматических пород и самую общую характеристику выделенных фаций.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Учение о фациях магматических пород, разработанное М. А. Усовым, является, несомненно, одним из крупных достижений петрологии. В своих работах, посвященных этому вопросу, М. А. Усов [1924, 1925] предложил различным проявлениям изверженных пород одного и того же химического состава, но формировавшимся на различных глубинах дать общее название «фация». Тогда же была дана достаточно детальная характеристика пород абиссальной, гипабиссальной и эффузивной фаций и намечена возможность выделения разновидностей той или иной фации, обусловленных формой, величиной, глубиной залегания тел, а также положением рассматриваемой породы в их окраинной или центральной частях тел, под названием «субфация». В частности, М. А. Усовым дана была краткая характеристика субфации средних глубин.

По М. А. Усову, породы абиссальной и гипабиссальной фаций, формируясь в различных геологических и термодинамических обстановках, приобретают ряд таких особенностей минералогического состава, структуры и текстуры, которые позволяют без труда отличать их друг от друга. Петрографический облик абиссальных и гипабиссальных интрузивных пород, по М. А. Усову [1924], настолько различен, что он нашел возможным интрузивные породы этих фаций в своей классификации выделить под особыми названиями.

В более поздней работе М. А. Усов [1935а] детализирует вопрос о фациях изверженных пород и предлагает выделять для пород эффузивного облика фации силлово-лакколитовую, экструзивную, дайковую, жерловую и штоковую, т. е. в основу классификации фаций в этом случае положен уже другой признак — форма магматического тела. В монографии «Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края» М. А. Усов [1935б] описывает те же пять фаций пород эффузивного облика. Что же касается фаций интрузивных пород, то он приходит к выводу, что «абиссальной фации, как таковой, почти не бывает на земной поверхности и если некоторые интрузивные породы имеют облик, приближающийся к абиссальной фации, то лишь потому, что они слагают крупные массы, принесшие с собой большие количества тепла, что при значительном количестве минерализаторов дает картину, сходную с абиссальной фацией. В конце концов, мы можем теперь говорить при описании интрузивных горных пород только о фации средних глубин и о гипабиссальной фации» [Усов, 1935б, с. 33]. Абиссальную фацию в этой работе он понимает, как фацию магмы в том месте, где она образуется, «где при ослаблении давления вещество начинает переходить в расплавленное состояние» [Там же, с. 32].

Несколько позже М. А. Усов [1936, с. 37] упоминает, что за последнее время им «выделены фации абиссальная, средних глубин, гипабиссальная и дайковая среди интрузивной группы и экструзивная, силловая, дайковая, жерловая и штоковая среди пород эффузивного облика».

Более подробную классификацию фаций изверженных пород с краткой их характеристикой М. А. Усов дает в тезисах доклада «Фации магматических пород и их рудоносность» на XVII Международном геологическом конгрессе. К сожалению, сам доклад до сих пор не опубликован.

Ввиду необходимости передать точно представления М. А. Усова, относящиеся к последним годам его жизни, цитирую тезисы почти целиком [Усов, 1939, с. 114].

«Магма в различных условиях залегания дает породы, отличающиеся структурой, текстурой, минералогическим и отчасти химическим составом, а также контактными явлениями. Подобно осадочным и метаморфическим породам соответствующие формы проявления магматических пород целесообразно называть фациями. Выделяются четыре группы фаций: экструзивная, гипабиссальная, абиссальная и дайковая (жильная)».

«Экструзивная группа представлена породами, образованными в контакте с подвижными геосферами. Среди этих пород выделяются поверхностная, подводная и жерловая фации. Поверхностная фация характеризуется наличием окисленной корки, пористой или миндалекаменной текстурой, стекловатыми структурами и нормальным диагенезисом, тогда как подводная фация отличается текстурой подушечной лавы и зеленокаменным перерождением. Что касается эффузивов жерловой фации, то они обычно пропилитизированы и в связи с этим рассланцованы. Все породы экструзивной группы могут сопровождаться вулканическими туфами и брекчиями».

«Породы гипабиссальной группы представляют полные аналоги экструзивной группы и разделяются на силлово-лакколитовую и штоковую фации. В зависимости от глубины залегания, от величины тела и от основности магмы, они обладают или эффузивным обликом или монзонит-офитовыми структурами при слабом развитии собственно контактового метаморфизма. Штоковая фация характеризуется автометасоматизмом в противоположность породам силлово-лакколитовой фации, которые долго сохраняются в первичной фазе состояния».

«Абиссальные породы являются типичными интрузивами, будучи связаны с мощными фазами складчатости и слагая, обычно, крупные тела. Они характеризуются равномерно-зернистой структурой, стабильной фазой состояния, заметным контактовым метаморфизмом различного типа и обильными аплит-пегматитовыми дифференциатами».

«Дайковые асхистовые породы связываются со всеми перечисленными магматическими группами. Они обладают особыми структурами, будучи обычно автометасоматизированы, и вместе с тем обнаруживают черты породы соответствующей группы».

Таким образом, вопросы разработанного М. А. Усовым учения о фациях магматических пород занимали его мысль до последних дней его жизни. Вместе с тем можно видеть, что представления М. А. Усова о классификации и содержании фаций магматических пород значительно эволюционировали во времени. В частности, в последней его работе [Усов, 1939] содержание гипабиссальной и абиссальной фаций оказывается уже существенно иным по сравнению с первоначальным их пониманием [Усов, 1924].

К сожалению, работы М. А. Усова, посвященные учению о фациях магматических пород, почти не обсуждались в печати. Только в одной из работ Д. С. Коржинского [1940, с. 6—11] мы находим критический разбор основных их положений. Д. С. Коржинский признает, что М. А. Усовым дана «очень хорошая характеристика гипабиссальных интрузий сравнительно с интрузиями более глубинного характера», причем считает, что признаки, даваемые М. А. Усовым, вполне правильны, но требуют ряда оговорок и поправок. Так он указывает, что щелочные породы встречаются в абиссальной фации, причем щелочные пироксены и амфиболы, например, в абиссальных гранитах алдано-слюдянского комплекса встреча-

ются часто. Затем в абиссальных гранитах наряду с микроклином иногда появляется ортоклаз. Ромбические и моноклинные пироксены весьма обычны в абиссальных породах, например, в архее Восточной Сибири. Для абиссальных пород характерной формой залегания является глубинная инъекция, а не форма батолитов. Особые возражения Д. С. Коржинского вызвало утверждение М. А. Усова, что «абиссальной фации, как таковой, почти не бывает на земной поверхности, и если некоторые интрузивные породы имеют облик, приближающийся к абиссальной фации, то лишь потому, что они слагают крупные массы». Д. С. Коржинский считает, что это утверждение лишает определенности отличительные признаки фаций и что нельзя согласиться с тем, чтобы называть абиссальными какие-то идеальные, предельные, ненаблюдаемые интрузии. Название абиссальных интрузий нужно сохранить за наиболее глубинными из известных интрузий.

Мой личный опыт изучения интрузивных пород, особенно интрузий докембрия Енисейского кряжа, заставляет целиком присоединиться к замечаниям Д. С. Коржинского. Действительно, М. А. Усов в своих первых работах дал прекрасную характеристику эффузивной, гипабиссальной и абиссальной фаций. Но эта характеристика признаков фаций, конечно, представляет собой некоторую идеальную схему, совершенно правильную в общем случае и при допущении того положения, что глубинные магмы всегда богаты летучими, причем летучие задерживаются в них до конца кристаллизации. В действительности далеко не всегда бывает так. Например, именно для наибольших глубин характерны анатектические сухие расплавы, продуктами кристаллизации которых являются ортоклазово-гиперстеновые гранитоиды — чарнокиты, и наоборот, в гипабиссальных интрузивах появляются микроклин, биотит, роговая обманка и т. д., в случае достаточного содержания летучих в расплаве [Кузнецов, 1946, с. 193, 194]. Поэтому установленные М. А. Усовым признаки фаций магматических пород нельзя рассматривать как готовый рецепт, приложимый ко всем случаям, но только как идеальную схему, в которую далеко не всегда укладывается природа.

Таким образом, в итоге мы должны признать, что в учении о фациях магматических пород М. А. Усовым весьма обстоятельно разработаны классификация и характеристика фаций пород эффузивного облика, но совершенно недостаточно освещены фации интрузивных пород. Вместе с тем мы знаем, что именно в интрузивной обстановке имеется особенно большое разнообразие условий формирования магматических пород и именно здесь мы имеем возможность выделить наибольшее количество фаций. Настоящая работа и представляет попытку продолжить исследования М. А. Усова по изучению фаціальности магматических пород, попытку построить рациональную классификацию фаций и выделить ряд фаций интрузивов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ И ПРИНЦИП ПОСТРОЕНИЯ КЛАССИФИКАЦИИ ФАЦИЙ

«Фація есть совокупность свойств горной породы, образовавшейся при определенном комплексе условий, которые наложили отпечаток на ее физиономию». Так определяет М. А. Усов [1945а, с. 23] понятие фации вообще и фации магматических пород в частности. Это определение уже, чем обычно применяемое в стратиграфии. М. А. Усов совершенно справедливо указал, что неправильно ограничивать понятие о фациях только

осадочными породами. Но мне кажется, что для магматических и метаморфических пород содержание понятия фации должно соответствовать по своему объему фации в стратиграфии. Аналогично географической или современной фации мы можем говорить о петрогенетической фации, представляющей собой участок литосферы, который характеризуется определенной тектоникой и комплексом физико-химических и термодинамических условий, и наряду с ней аналогично «ископаемым фациям» в стратиграфии следует выделить петрографические (магматические или метаморфические) фации, представляющие собой комплексы изверженных или метаморфических пород, обладающих рядом общих признаков, обусловленных условиями формирования. Это содержание понятия петрографической фации примерно соответствует по своему объему понятию «минеральная фация» П. Эскола [Eskola, 1920] и «фация глубинности» Д. С. Коржинского [1939, 1940], но является несколько более широким, так как последние выделяют фации только по количеству возможных равновесных минеральных ассоциаций, возникающих за счет исходного материала одного и того же состава в различных термодинамических условиях. В частности, магматические породы по своей природе не представляют собой таких равновесных систем, каковыми являются в большинстве своем породы метаморфические и при выделении фаций магматических пород приходится учитывать, кроме минералогического состава, признаки структуры, текстуры, характер вторичных изменений, характер контактового метаморфизма, характер и масштаб ассимиляции и дифференциации, формы интрузивного тела и т. д.

Какие же признаки должны быть положены в основу рациональной классификации петрографических фаций магматических пород? В своей первой работе М. А. Усов [1924] классифицировал фации в конечном счете по глубине формирования, в последних [Усов, 1935а, 1939] он считает, что ведущим признаком является форма тела. В классификации, предложенной в докладе на XVII Международном геологическом конгрессе, группы фаций (экструзивная, гипабиссальная, абиссальная и дайковая) выделяются по признаку глубинности, фации — по форме тела. Нарушает стройность классификации дайковая группа фаций, выделенная в отличие от других по форме залегания. Отказ М. А. Усова от более подробного расчленения групп фаций по глубине формирования, каковое, между прочим, было проведено в первых его работах, мне кажется, обусловлено тем, что руководящие признаки (главным образом особенности минералогического состава), установленные им в первой работе [Усов, 1924], для выделения фаций оказались не всегда удачными и главное не универсальными. С моей точки зрения, основанной на опыте изучения интрузивных комплексов Западной и Средней Сибири, а также изучения литературного материала, при расчленении фаций интрузивных пород следует руководствоваться не только и даже не столько особенностями минералогического состава и структур самих изверженных пород, сколько характером контактового метаморфизма, формой тела и отношением его к структуре континента. Д. С. Коржинским [1940] выделены и прекрасно теоретически обоснованы шесть фаций глубинности для продуктов контактового метаморфизма кальцийсодержащих пород, каждая из которых характеризуется определенной минеральной ассоциацией. Работы Д. С. Коржинского (к сожалению, мало известные широкому кругу геологов, ибо требуют для изучения их хорошей физико-химической подготовки) могут оказать неоценимую услугу в деле выделения и расчленения фаций глубинности магматических пород.

Таким образом, из большого количества переменных, определяющих фациальность магматических пород, глубинность и форма тела, которая

в конечном счете определяется структурой континента, являются основными, эти признаки и должны быть положены в основу классификации. Глубина, на которой формируется магматическое тело, определяет скорость охлаждения, поведение летучих и, следовательно, ряд особенностей минералогического состава, структуры и текстуры. Эта зависимость прекрасно обрисована М. А. Усовым [1925]. Но наряду с этим глубинность в значительной степени определяет также форму интрузивного тела, характер контактового метаморфизма, масштаб ассимиляции, характер и размещение жильных пород и т. д. Форма магматического тела определяет во многих случаях структуру и текстуру, характер и степень проявления автометаморфизма, характер ассимиляции, возможность проявления дифференциации. Таким образом, ведущим признаком в построении рациональной классификации магматических пород является глубинность, вторым по значению — форма тела. К сожалению, сейчас почти не может быть учтена роль третьего важного фактора — размеров тела.

К настоящему времени накоплено достаточно материала, чтобы дать более подробную классификацию фаций магматических пород, чем это сделано было в свое время М. А. Усовым. Схема предлагаемой мной классификации имеет следующий вид:

Фация	Субфация
Экструзивная	Наземная, подводная, жерловая
Гипабиссальная	Силлово-лакколитовая, штоковая, дайковая, лополитовая
Мезоабиссальная (средних глубин)	Батолит-лакколитовая, штоковая, акмолитовая, дайковая, серпентинитовых интрузий
Абиссальная	Акмолит-мигматитовая, дайковая
Ультраабиссальная (чарнокитовая)	Аллохтонная, автохтонная

Эта схема представляет собой ту же схему М. А. Усова [1939], которая им была дана в тезисах доклада на XVII Международном геологическом конгрессе, но значительно детализированную в части фаций интрузивных пород, причем дайковая фация рассматривается как субфация различных фаций глубинности. Я счел также возможным изменить несколько терминологию. Вместо «групп фаций» — экструзивной, гипабиссальной и т. д. и «фаций», выделяемых по форме тела, я предлагаю говорить о «фациях», выделяемых по глубине формирования, и соответственно «субфациях» по форме тела и другим условиям залегания. При таком понимании каждой фации магматических пород будет отвечать минералогическая фация глубинности пород метаморфических.

Всем известно, что условия, в которых идет формирование магматических пород, весьма разнообразны, поэтому число фаций и субфаций не может быть заранее определено. Количество их будет увеличиваться по мере накопления знаний и закономерных связей между составом и свойствами пород и условиями их формирования. Поэтому важно правильно выбрать принцип построения классификаций, и мне кажется, что предлагаемая классификация является генетически выдержанной и достаточно гибкой. По мере накопления материалов в ней может быть увеличено и количество фаций, и количество субфаций, т. е. классификация может быть детализирована без нарушения общего ее плана.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Экструзивная фация

Экструзивная фация и ее субфации (наземная, подводная, жерловая) установлены и прекрасно описаны М. А. Усовым [1925, 1935а, 1939], который дал им сжатую, но четкую и исчерпывающую характеристику.

К последней сейчас нечего добавить. Может быть поставлен только вопрос о выделении по аналогии с жерловой дайковой субфации, каковая должна охватывать комплекс пород, выполняющих приводные каналы (трещины) поверхностных излияний. Но эти породы формируются, по существу, уже в гипабиссальной обстановке и в большинстве случаев их нельзя отличить от дайковых пород гипабиссальной фации. Пока может быть указана только одна особенность, характерная для дайковых пород экструзивной фации. Они очень часто, так же как и генетически связанные с ними экструзивы, находятся в диагенетизированной фазе состояния [Усов, 1935а], будучи окрашенными в различные оттенки бурого, красного, лилового и т. д. цвета.

Гипабиссальная фация

Понимается мной как фация малых глубин, в которой магма остывает под легкой и относительно тонкой покрывкой с образованием пород эффузивного облика или же обладающих монцитит-офитовыми структурами, причем интрузии гипабиссальной фации почти всегда генетически и во времени связаны с поверхностными излияниями. Это понимание точно соответствует характеристике, которую дает гипабиссальной группе фаций М. А. Усов [1939] в своем докладе на XVII Международном геологическом конгрессе. Интрузии гипабиссальной фации по их генезису и отношению к тектонике и структуре континента большей частью принадлежат к типу «субвулканов» или «вулканоплутонов» Г. Клооса и А. Ритмана [Клоос, 1939; Куплетский, 1942, Cloos, 1923]. Так же как и экструзивные, породы гипабиссальной фации образуются путем кристаллизации жидкой магмы на месте, поэтому для них «гранитная тектоника» не типична [Клоос, 1939]. Для них характерно также исключительно слабое развитие аплит-пегматитовых и лампрофировых дифференциатов. Контактный метаморфизм, обусловленный интрузивами гипабиссальной фации, может проявляться различно в зависимости от размеров магматической массы и, следовательно, скорости охлаждения, а также глубины формирования интрузива, варьирующей в известных пределах, характера эманационной деятельности и т. д. Но имеется возможность все же наметить некоторые общие особенности контактового метаморфизма интрузий гипабиссальной фации. В сравнительно редких случаях, по-видимому, только в контактах тонких силлов или даек основных пород, контактовый метаморфизм может проявиться остеклованием. Гораздо чаще он выражен роговиковой перекристаллизацией, причем ширина зоны контакто-измененных пород обычно очень невелика и не превышает нескольких десятков, редко сотен метров. Благодаря тому, что в условиях гипабиссальной фации магма начинает отдавать свои летучие в боковые породы очень рано (причина — понижение давления при поднятии магмы и кристаллизация в условиях низкого внешнего давления), процесс роговиковой перекристаллизации всегда сопровождается или перекрывается метасоматозом с образованием характерных тонкозернистых фарфоро- или яшмовидных роговиков, имеющих существенно метасоматическое происхождение. Примером их могут служить известные адиолиты, а также яшмовидные роговики из контактов с интрузивными кварцевыми порфирами Северо-Западного Алтая, где они состоят из эпидота, клиноцоизита, кварца, альбита, актинолита, хлорита, диопсида, биотита и т. д. [Кассин, 1944; Кузнецов, 1951а]. По мнению Н. И. Наковника [1947], казахстанские вторичные кварциты также являются образованиями гипабиссальной или даже экструзивной фаций. По-видимому, только в случае контакта с

бедными летучими компонентами основными магмами и при достаточно крупных размерах интрузивного тела может проявиться роговиковая перекристаллизация в более или менее чистом виде. Точно также относительно редкими являются и скарны, связанные с гипабиссальными интрузиями. По Д. С. Коржинскому [1940], для контактов гипабиссальных интрузий с карбонатными породами характерны: «ларнит-мервинитовая» и «геленит-монтichelлитовая» фации глубинности. Первая характеризуется наличием высококальциевых минералов (ларнит, мервинит, сперрит, водные силикаты кальция и т. д.) и наблюдалась только в контактах диабазов и долеритов силловой субфации, образуясь на очень небольшой глубине [Коржинский, 1940, с. 46—47]. Геленит-монтichelлитовая фация характеризуется возможностью образования геленита и монтichelлита при «запрещенности» ларнита, мервинита или сперрита, но наряду с первыми обычно присутствует серия других кальциевых силикатов с меньшим содержанием кальция. По Д. С. Коржинскому, эта фация глубинности развивается в условиях несколько больших глубин, но все же в гипабиссальной обстановке. Она наблюдалась в контактах с монцититами Тироля, габбросиенитами Эвганей (Сев. Италия), алданскими щелочными лакколитами, патынскими габбро и т. д. [Там же, с. 48].

Интересен вопрос о возможной абсолютной глубине формирования интрузий гипабиссального типа. К сожалению, в литературе исключительно мало данных по этому вопросу, что и вынуждает ограничиться только некоторыми примерами.

Трапловые интрузии Сибирской платформы могут служить типичным примером интрузий гипабиссальной фации. По указанию С. В. Обручева траппы [1932, с. 168] интродуцируют верхний кембрий, силур, девон, нижний карбон и тунгусскую свиту, являющуюся главнымместищем траппов, но никогда не проникают в известняки среднего кембрия и нижележащие породы. Суммарная мощность среднего и верхнего палеозоя, внутри которых размещаются трапповые интрузии, 3—4 тыс. м. Поэтому, даже если учесть повсюду констатируемый факт размыва девона и части силура перед отложением тунгусской свиты, нужно признать, что даже крупные силловые интрузии приобретают гипабиссальный облик, застывая на глубине не менее 2, а вероятнее 3 км. Интересен также вопрос о причинах полного отсутствия трапповых интрузий в нижнем и среднем кембрии. По-видимому, глубина порядка 2—3 км для траппов Сибирской платформы является критической, благодаря тому, что в этих условиях давление нагрузки оказывается выше магматического и послойные инъекции магмы оказываются невозможными.

Послеюрские интрузии Алданского района, образующие лакколиты, штоки, пластовые интрузии, формировались, по Ю. А. Билибину [1941], на глубинах не выше 1 км от поверхности.

Кварцевые порфиры Северо-Западного Алтая, образующие штокообразные и дайковые тела в породах нижнего силура, формировались, по моим данным [Кузнецов, 1951а], до 2,5—3,0 км.

Таким образом, глубина формирования интрузивов гипабиссальной фации, видимо, довольно значительна и в отдельных случаях может достигать 2—3 км. Понятно, что условия становления гипабиссальных интрузивов на глубинах порядка 0,5 и 3,0 км должны быть существенно различны и, следовательно, заранее можно ожидать возможность подразделения гипабиссальной фации по глубинности на две или больше. Действительно, такая возможность уже намечается в отдельных частных случаях. Например, в том же Северо-Западном Алтае порфировые плутоны, залегающие в поле развития нижнего силура, существенно отличаются по

структурам, характеру автометаморфизма и контактового метаморфизма от совершенно одинаковых по составу, формам и размерам тел порфировых плутонов, залегающих в поле развития девона. Первые формировались, как уже отмечено, на глубинах порядка 2,5—3,0 км, характеризуются развитием гранит-порфировых структур и появлением пород эффузивного облика только в краевых зонах штоков и тонких дайках, регионально развитой автометаморфической эпидотизацией и альбитизацией и образованием в контакте яшмовидных роговиков и иногда скарнов. Вторые образовались на глубинах не свыше 0,5—1,0 км и отличаются развитием типичных пород эффузивного облика даже в центральных частях крупных штоков, автометаморфическим окварцеванием и серицитизацией, причем контактовый метаморфизм выражен также окварцеванием и серицитизацией вмещающих пород [Кузнецов, 1951а]. В. С. Соболев [1936] среди траппов Сибирской платформы также описывает два типа, сформировавшихся на различной глубине и отличающихся по своему петрографическому облику. Менее глубокий тип траппов залегает только в туфогенной толще тунгусской свиты и характеризуется широким развитием афанитовых разностей. Более глубокий тип отличается развитием офитовых структур, появлением пегматитовых и гиперстеновых траппов, совершенно отсутствующих в менее глубоком типе, причем этот тип образует пластовые залежи в нижнем палеозое и продуктивной толще. Таким образом, намечается возможность подразделения гипабиссальной фации глубинности магматических пород на две, причем менее глубокая фация может быть названа «субэкструзивной», а более глубокая — «собственно гипабиссальной».

Прекрасная характеристика силлово-лакколитовой и штоковой субфаций дана М. А. Усовым, и к ней мало что можно добавить. Но к этим двум субфациям необходимо прибавить дайковую, причем та характеристика дайковой фации, которую дает М. А. Усов [1935а], относится именно к дайковой субфации гипабиссальной фации.

Силлово-лакколитовая субфация характеризуется прежде всего формой магматических тел, причем силлы и лакколиты, залегающие внутри генетически связанных с ними эффузивных толщ, почти всегда сложены породами эффузивного облика и почти не отличимы от продуктов поверхностных излияний. Отличиями от последних служат относительно большая свежесть и долго сохраняющаяся первичная фаза состояния [Усов, 1925, 1935а], заметный контактовый метаморфизм вмещающих толщ, плотная текстура и однородный состав магматической породы, а также слабое проявление явлений автометаморфизма. Силлы и лакколиты, залегающие в более древних толщах и, видимо, формирующиеся на несколько большей глубине, сложены относительно лучше раскристаллизованными породами, причем для них характерен гранит-порфировый облик при микрогранитной, микропегматитовой, микродиоритовой, ортофировой и других структурах основной массы, или же монцонитовые и офитовые структуры при равномерно-зернистом и иногда крупнозернистом сложении. Породы эффузивного облика в этого типа интрузиях обычно появляются только в пределах сравнительно узкой краевой зоны.

Прекрасным примером интрузивов силлово-лакколитовой фации могут служить траппы Сибирской платформы [Соболев, 1936], а также последние щелочные интрузии Алданского района [Билибин, 1941], трахилипаритовые лакколиты Минераловодского района [Лодочников, 1930] и т. д.

Штоковая субфация типична для сильно дислоцированных толщ, при проникновении в которые магма вынуждена приспособляться к кру-

тым трещинным растяжениям, часто ориентированным вдоль зон смятия и рассланцовки. При этом образуются чаще линзо- или жилообразные тела прихотливых в плане очертаний с крутыми или вертикальными контактами и явно приспособляющиеся к структуре вмещающих пород. Сравнительно редко в областях кратогена возникают тела более или менее изометричные в плане и представляющие собой типичные субвулканы центрального типа. Гипабиссальные штокообразные интрузивы в большинстве случаев связаны генетически и во времени с экструзиями, главным образом кислыми, и сами имеют преимущественно кислый или средний состав. Реже они связаны с кислыми интрузивами мезоабиссальной фации. В громадном большинстве случаев гипабиссальные интрузивы штоковой субфации обладают эффузивным или гранит-порфировым обликом и сравнительно редко в интрузивных телах крупных размеров появляются участки с гранитовидной, монцититовой или диоритовой структурой. Характерная особенность штоковой субфации, по М. А. Усову [1935а, 1939], — постоянный и регионально выраженный автосоматоз интрузивных пород, а также проявление рудной минерализации. С моей точки зрения, не менее характерен своеобразный контактовый метаморфизм, выражающийся в развитии тонкозернистых «метасоматических роговиков», в которых процессы перекристаллизации перекрываются, как было отмечено выше, метасоматозом.

Типичным примером гипабиссальных пород штоковой субфации могут служить описанные мной порфировые интрузии Рудного и Северо-Западного Алтая, которые вкратце были охарактеризованы выше.

Дайковая субфация. Дайки гипабиссальной фации, по-видимому, в громадном большинстве случаев представляют собой корни или приводные каналы поверхностных излияний и гораздо реже — приводные каналы силлов и лакколитов. Во всяком случае весьма характерным является, например, почти полное отсутствие даек при обилии трапповых силлов в области развития продуктивной и нижнепалеозойских толщ Сибирской платформы, в то время как в эффузивно-туфогенной толще дайки развиты очень широко [Соболев, 1936]. Петрографические особенности пород дайковой субфации, по М. А. Усову [1935а, с. 803], определяются в основном условиями залегания, которые отличаются громадными поверхностями охлаждения при небольшой мощности даек и вертикальным или крутым падением. В этих условиях формируются породы преимущественно эффузивного облика и плотного сложения, причем только основная магма успевает хорошо раскристаллизоваться с образованием средне- и даже крупнозернистых пород офитовой структуры. Естественно, что гипабиссальные дайковые породы очень напоминают породы силлов, отличаясь от них постоянным проявлением автосоматоза с развитием вторичных карбонатов, серицита, эпидота, хлорита, уралита и т. д., придающих им характерную зеленую окраску и несвежий вид. Типичными представителями гипабиссальных дайковых пород являются различные диабазы, имеющие различный возраст и широко распространенные во всех горных районах.

Необходимо отметить, что описанные выше характерные особенности гипабиссальных интрузий проявляются только при небольших относительно размерах магматических тел, что, видимо, является типичным для настоящих субвулканических образований. Но в сравнительно редких, правда, случаях и на небольшой глубине может образоваться крупная интрузия. Примером могут служить бушвельдский магматический комплекс или щелочные интрузии Хибин, которые образовались под очень тонкой кровлей и может быть даже сообщались с поверхностью [Полка-

нов, 1946б, 1947], но благодаря огромным размерам приобрели все особенности глубинных интрузий, по крайпей мере в нижних своих частях. В большинстве случаев такие неглубокие, но крупных размеров плутоны приурочены к областям кратогена (платформы и кристаллические щиты) и имеют формы лополитов или близкие к ним. Соответственно может быть выделена «лополитовая» субфация.

Лополитовая субфация, таким образом, занимает двойственное положение в предлагаемой классификации фаций магматических пород. С одной стороны, лополиты являются интрузиями платформ и генетически родственны типично гипабиссальным интрузивным залежам, являясь часто типичными субвулканами. С другой, громадные размеры и большая вертикальная мощность, достигающая в отдельных случаях нескольких километров (Бушвельдский лополит — только поритовая зона равна 4,5 км; лополит Дюлюс — больше 6 км; Сёдберп — больше 3 км), сближают условия охлаждения с батолитовыми, причем нижние части лополита, даже при неглубоком залегании кровли, оказываются, по существу, уже в мезоабиссальной обстановке.

Типичные лополиты, во всяком случае их главная часть, выполнены продуктами кристаллизации базальтовой магмы, которая в условиях медленного охлаждения имеет полную возможность для проявления кристаллизационной дифференциации, и лополитовые интрузии всегда оказываются сложно расслоенными, хотя эта стратифицированность лополитов иногда может быть обусловлена последовательными инъекциями магм, дифференцировавшихся на глубине. Другие характерные особенности лополитовой субфации — крупные зерна слагающих их пород, параллельные габровые или панидиоморфные структуры и большая свежесть минеральных компонентов. Контактный метаморфизм, например, в породах подошвы Бушвельдского лополита [Вагнер, 1932] проявляется в нормальной роговиковой перекристаллизации. Характерно также практическое отсутствие дайковой свиты.

Промежуточной между интрузивами гипабиссальной и мезоабиссальной фаций является интрузия щелочных сиенитов (нордмаркитов) из окрестностей Красноярска [Кузнецов, 1932].

Щелочные сиениты образуют здесь ряд довольно крупных (до 60—70 км²) штокообразных тел с крутыми контактами, залегающих главным образом среди сильно дислоцированных пород докембрия и кембрия и частично внедряющихся в нижние горизонты эффузивного нижнего девона, который слабо дислоцирован и трансгрессивно перекрывает древние толщи. Щелочные сиениты генетически связаны с нижнедевонскими экструзиями, верхние горизонты которых имеют состав щелочных ортофириров и альбитофириров. Интрузия характеризуется исключительно однообразным составом. Резко преобладающим типом пород являются желтовато-серые или красные (в выветреном состоянии) кварцевые щелочные сиениты, состоящие из анортклаза или антипертита, кварца, редко олигоклаза и незначительных количеств биотита, уралитовой роговой обманки и иногда диопсида и арфведсонита. Характерная особенность их — микроролитовая текстура и исключительно рыхлое сложение. В теле интрузии иногда появляются жилообразные массы аплитов и шпировые массы пегматоидных сиенитов. В краевых зонах сиениты принимают порфировую структуру и становятся очень похожими на эффузивные ортофиры. Иногда крупные тела кварцевых щелочных сиенитов сопровождаются мелкими сателлитами, сложными авгитовыми сиенитами и монцонитами. Контактный метаморфизм незначителен для таких крупных тел и чувствуется на расстоянии не свыше 200—300 м от контакта. Выражает-

ся он в развитии тонкозернистых биотитовых, диопсид-гранатовых и других роговиков, всегда с участием альбита, эпидота, актинолита. Сиенитовые плутоны сопровождаются громадным количеством даек сиенит-порфиров, микросиенитов и даже лампрофиров вогезит-спессартитового ряда. Глубина формирования сиенитовых плутонов определяется мощностью эффузивной толщи нижнего девона, т. е. около 2,5—3,0 км.

Таким образом, красноярские щелочные сиениты, несомненно, являются субвулканическими образованиями и формировались на относительно небольшой глубине. Ряд особенностей — миаролитовое сложение, слабый контактовый метаморфизм, появление пород эффузивного облика в краевых зонах — сближает их с настоящими гипабиссальными образованиями. Но крупно- и равномернозернистость щелочных сиенитов, наличие аплитов и лампрофиров в жильной свите более типичны для интрузивов мезоабиссальной фации.

Мезоабиссальная фация

Мезоабиссальную фацию я понимаю как фацию настоящих плутонов, располагающихся с дискордантным, реже конкордантным залеганием среди складчатых толщ орогена. Внедрением мезоабиссальных плутонов обычно завершается тектономагматический цикл [Усов, 1939; Билибин, 1941; Кузнецов, 1941а], причем по отношению к главной фазе складчатости они являются поздне- или послеоорогенными. В большинстве своем мезоабиссальные интрузивы могут быть отнесены к «диапирплутонам» Г. Клооса и А. Ритмана [Куплетский, 1942]. По-видимому, именно к мезоабиссальной фации принадлежит большинство гранитоидных и основных интрузий палеозойских и мезокайнозойских складчатых зон и значительная часть интрузий докембрия, т. е. именно эта фация наиболее распространена среди интрузивов.

Может быть дана следующая характеристика мезоабиссальной фации в целом.

Как уже отмечено, интрузивы мезоабиссальной фации характеризуются прежде всего дискордантным, реже конкордантным залеганием среди складчатых толщ, причем именно в обстановке этой фации наблюдается «гранитная тектоника» в классическом ее проявлении. В зависимости от структуры окружающих осадочных толщ формы интрузивных тел могут быть разнообразными. Это батолитовые массы, уходящие своими корнями в зоны мигматизации, крупные лакколиты, часто межформационные, акмолиты, штоки и дайки, сопутствующие главным интрузивным телам. Особое положение занимают линзообразные серпентинитовые интрузии офиолитовых поясов.

Вопрос об истинной глубине формирования мезоабиссальных интрузий может быть решен только очень приближенно. Распределение их в пределах развития осадочных толщ, испытавших перед внедрением магмы напряженную складчатость, создает почти непреодолимые затруднения в определении глубины их формирования, так как в подсчет мощностей свит, перекрывающих плутон, в данном случае необходимо внести поправку на амплитуду складок и величину увеличения мощности перекрывающих толщ при их рассланцовке, что выполнить даже с небольшой точностью практически невозможно. Поэтому, например, сообщаемые Н. Г. Кассиным [1941] глубины первоначального залегания гранитоидных интрузий Восточного Казахстана (Баян-Аульский массив — 1,5 км, Калбинский массив — 1,5 км, массивы Каратау — 2,5—3,0 км и т. д.) являются только минимальными, так как определены на основании стра-

тиграфической мощности смытых толщ, действительная же глубина их формирования (глубина залегания кровли в момент становления интрузии), несомненно, значительно больше. И если учесть возможную глубину прогиба орогенной зоны и увеличение вертикальной мощности верхнего структурного яруса при складчатости, то нужно принять, что интрузивы мезоабиссального облика, вероятнее всего, формируются на глубинах порядка 3—10 км [Кропоткин, 1940], хотя отклонения в ту и другую сторону могут быть и значительными.

Значительная, в общем, глубина формирования и крупные размеры магматических масс обуславливают ряд специфических особенностей интрузий мезоабиссальной фации.

При характеристике фациального облика интрузивов я не склонен придавать особого значения особенностям их минералогического состава, как это делал в свое время М. А. Усов. Дело в том, что, как известно, минералогический состав интрузива и «фаза состояния» отдельных минералов в гораздо большей степени зависят от химизма магмы, ее вязкости, содержания и состава летучих, чем от глубины застывания и скорости охлаждения. Можно только отметить, что в мезоабиссальных интрузиях, по-видимому, невозможен лейцит, пироксены для кислых интрузий не типичны и заменяются амфиболом, хотя наблюдаются довольно часто, особенно в случае обогащения кислой магмы кальцием при ассимиляции известняков. Для мезоабиссальных основных пород обычным продуктом разложения оливина является серпентин, в то время как для гипабиссальных более типичен илдингсит. Щелочные полевые шпаты могут иметь и ортоклазовый, и микроклиновый характер, а плагиоклазы могут быть зонарными и незонарными — это определяется в основном вязкостью магмы и, следовательно, содержанием летучих.

Более характерны для мезоабиссальных интрузивов их структурные и текстурные особенности. Медленное охлаждение крупных магматических масс в условиях относительно больших глубин определяет интрузивный облик пород при равномерно-зернистой или порфировидной структуре и плотном сложении. Породы гранит-порфирового или микрогранитного типа обычны только для дайковой субфации и вообще для мелких интрузивных тел, которые, естественно, всегда развиваются и в мезоабиссальной обстановке наряду с крупными. Обычны для мезоабиссальных интрузивов параллельные текстуры, отражающие движение частично раскристаллизованной массы; в краевых зонах нередко гнейсовидные текстуры, но они не типичны. Очень обычны шлироватость и ксенолиты вмещающих пород, распространенные преимущественно в краевых и апикальных зонах интрузива и связанные с значительным размахом явлений контаминации.

Родившаяся на глубине магма при движении вверх постепенно растрачивает свою энергию и теряет способность к ассимиляции, почему в гипабиссальных интрузивах почти никогда и не обнаруживается ассимиляционных явлений. Но в мезоабиссальной обстановке и кислая, и основная магма еще сохраняют свою ассимиляционную способность в полной мере и процессы ассимиляции для мезоабиссальных интрузивов очень типичны. Явлениями ассимиляции в основном обусловлена обычная для них неоднородность петрографического состава и, в частности, развитие основного состава краевых зон в кислых интрузивах. Впрочем, во многих случаях разнообразие петрографического состава мезоабиссальных интрузивов обусловлено последовательными инъекциями, и вообще эти интрузивы очень часто оказываются многофазными.

В медленно охлаждающихся крупных магматических массах следовало бы ожидать широкого распространения явлений кристаллизационной

дифференциации. Но практически очевидные проявления этого процесса можно видеть только в случае основных интрузий, главным образом лакколитового типа, причем примеры дифференцированных основных интрузивов многочисленны. Что же касается кислых интрузивов, то в них кристаллизационная дифференциация на месте никогда не проявляется, что, видимо, объясняется или внедрением малоподвижной кашеобразной массы, или формированием интрузивной породы на месте путем ассимиляционно-метасоматической переработки вмещающих пород приходящей с больших глубин газовой «магмой» [Лебедев, 1946].

Один из наиболее характерных признаков интрузивов мезоабиссальной фации — связанный с ними контактовый метаморфизм, проявляющийся прежде всего в роговиковой перекристаллизации в наиболее чистом ее виде. Ширина контактовой зоны обычно значительна и иногда достигает нескольких километров, особенно в случае пологих контактов. Контактные роговики — нормального типа, т. е. во внутренней контактовой зоне развиваются андалузитовые, кордиеритовые, биотитовые, пироксен-плагиоклазовые и другие роговики в зависимости от состава вмещающих пород. В контактах с карбонатными породами возникают минеральные ассоциации периклазовой или волластонитовой (?) фаций глубинности, по Д. С. Коржинскому [1940]. Явления инъекционного метаморфизма для контактов с мезоабиссальными интрузиями не характерны, а если и проявляются, то только в очень малом масштабе в виде артеритовой инъекции в непосредственных, главным образом секущих контактах гранитных и гранодиоритовых массивов. Только в случае наиболее глубинных plutонов, формировавшихся в условиях, уже близких к условиям абиссальной фации, например, в случае гранитных массивов севера Енисейской тайги, наблюдается широкое развитие инъекционных гнейсов и сопутствующих им кристаллических сланцев в зоне секущих контактов, на «простирании» интрузивного тела, в то время как в боковых согласных контактах развиваются нормальные контактовые роговики. Наконец, для мезоабиссальных интрузий очень типичны скарны, причем процесс скарнирования в этой зоне глубинности всегда более поздний, чем роговиковая перекристаллизация и накладывается на последнюю, что обусловлено сравнительно поздним отделением летучих компонентов из магмы или приходом их с глубины [Кузнецов, 1941a].

Свита жильных пород, сопутствующих главной интрузии, обильна и разнообразна. Она может быть представлена прежде всего разнообразными асхистовыми породами гранит-порфирового и микрогранитного облика, лампрофирами, между прочим совершенно отсутствующими в более глубокой абиссальной фации и редкими и не типичными в гипабиссальной, наконец, аплитами и пегматитами. Характерной особенностью мезоабиссальных гранитных интрузий является то обстоятельство, что вообще обильные аплитовые и пегматитовые жилы размещаются главным образом внутри интрузивного тела и если и выходят за его пределы, то недалеко от контакта и в небольшом количестве. Прекрасным примером этому может служить Прииртышский гранитный массив, описанный Н. К. Морозенко [1937]. По-видимому, только в условиях мезоабиссальной фации развиваются «сложные», т. е. альбитизированные пегматиты с литиевыми соединениями, касситеритом и т. д., в то время как, например, мусковитовые пегматиты с промышленным ослюдением в этой фации никогда не образуются.

Таким образом, общие условия становления интрузивов мезоабиссальной фации отражаются в ряде особенностей состава, структуры, текстуры, характера контактового метаморфизма и состава жильных пород и т. д.,

что и определяет особенности данной фации в целом. Но различная форма залегания, в свою очередь, определяет комплекс важных особенностей интрузивных пород, что и позволяет наметить ряд субфаций. Понятно, что только в случае очень значительных различий в геологических условиях формирования эти особенности могут проявиться заметным образом и поэтому может быть выделено только ограниченное число субфаций, причем в настоящее время имеется возможность выделить батолит-лакколитовую, штоковую, акмолитовую, дайковую, серпентинитовые интрузии.

Понятно, что, поскольку условия формирования интрузивов мезоабиссальной фации охватывают значительный интервал глубин (3—10 км?), для каждой субфации могут быть найдены примеры менее глубинных и более глубинных интрузий.

Б а т о л и т - л а к к о л и т о в а я с у б ф а ц и я. Интрузивы батолит-лакколитовой субфации наиболее распространены в мезоабиссальной фации, типичны для нее, и, естественно, приведенная выше общая характеристика почти целиком приложима именно к этой субфации, которая охватывает крупные и средних размеров тела, имеющие батолитовую, лакколитовую, гарполитовую, этмолитовую форму и размещенные преимущественно в складчатых толщах. Примером их могут служить варисские гранодиоритовые и гранитные интрузии Хакасии, средне- или верхнепротерозойские гранитные интрузии Енисейской тайги, габброперидотитовые интрузии Урала и т. д. В отличие от интрузивов других субфаций интрузивы батолит-лакколитовой субфации, кроме формы залегания, характеризуются часто хорошо развитой свитой сопутствующих жильных пород, представленных асхистовыми и диасхистовыми разновидностями, в частности, лампрофирами и пегматитами, нормальной роговиковой перекристаллизацией в экзоконтакте и иногда развитыми скарновыми зонами. Широко проявленная ассимиляция обуславливает появление гибридных разновидностей, сосредоточенных в эндоконтакте. Выше указана возможность выделения менее и более глубинных типов, отличающихся главным образом характером контактового метаморфизма.

Ш т о к о в а я с у б ф а ц и я в мезоабиссальной фации представлена так называемыми малыми интрузиями, обычно более поздними по сравнению с главной интрузивной фазой данного тектономагматического цикла. В отличие от штоковых интрузий гипабиссальной фации эти «малые интрузии» сложены породами интрузивного облика пестрого петрографического состава, но при преобладании пород диоритового или кварцдиоритового состава. Прекрасным примером штоковой субфации может служить описанная Ю. А. Билибиным [1941] «формация» золотиносных постбатолитовых диоритов, широко распространенная в ряде горных районов и проявляющаяся везде совершенно одинаково, несмотря на различный возраст в разных районах — докембрийский, каледонский, варисский, киммерийский, альпийский. Типичными формами интрузивных тел являются небольшие штоки, приближающиеся к трубообразным телам с вертикальными контактами. Наиболее распространенный тип пород — роговообманковые диориты, кварцевые роговообманковые диориты и диорит-порфириды; реже наблюдаются более основные разновидности, но в них цветной минерал всегда представлен роговой обманкой. Нередко диориты обнаруживают переходы к лампрофирам типа спессартитов. Более кислые разновидности — гранодиориты и граниты — в этой фации встречаются редко. Породы чаще имеют равномерно-зернистое сложение и интрузивный облик, причем характерной структурной особенностью являются микрографические прорастания кварца и ортоклаза в промежутках между

идiomорфными кристаллами плагиоклаза. Но очень часто встречаются и породы гранит-порфирового облика (диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры и т. д.), что совершенно естественно для сравнительно быстро охлаждающихся малых интрузий. Нередко эти породы несут ясные черты гибридного происхождения, а иногда гибридные породы переходят в настоящие эруптивные брекчии. Все это указывает на богатство магмы летучими и большую ее ассимиляционную способность. Н. А. Елисеев [1938] считает характерной особенностью малых интрузий Калбы сильный автометаморфизм, выражающийся в массовом развитии серицита, соссюрита, карбоната, сульфидов. Контактный метаморфизм, по крайней мере калбинских малых интрузий, выражается нормальной роговиковой перекристаллизацией с развитием андалузитовых, кордиеритовых и других роговиков. Свита жильных пород, сопровождающих интрузивы данной фации, как правило, представлена асхистовыми типами, причем аплиты и пегматиты, естественно, совершенно отсутствуют.

А к м о л и т о в а я с у б ф а ц и я. Специфические условия залегания интрузивного тела в виде густой послойной инъекции магматического материала по сланцеватости вмещающих толщ, определяют и ряд характерных особенностей петрографического состава акмолитовых интрузий. Последние отличаются прежде всего исключительно большой поверхностью контакта с боковыми породами, что при густом расположении выклинивающихся и сливающихся друг с другом дайкообразных тел обуславливает сильное и равномерное прогревание вмещающих пород и энергичные контактовые процессы, выражающиеся в глубоко идущих явлениях взаимной реакции между магмой и боковыми породами, причем магматические породы обычно сильнейшим образом гибридизированы, представлены преимущественно породами гранодиоритового, кварц-диоритового и диоритового типов и переполнены меланократовыми шлирами и ксенолитами, а вмещающие — регионально, т. е. в пределах всей зоны развития акмолита, метасоматизированы с развитием преимущественно различного типа амфиболитов и массивных диоритовидных пород. Понятно, что акмолитовые плутоны в подобном проявлении должны возникать в случае достаточно высокой химической активности (ассимиляционной способности) интродуцируемой магмы, именно магмы кислой, богатой летучими компонентами. В случае инъекции основной и относительно сухой магмы акмолитовые плутоны должны проявляться только как сближенная серия даек без существенного взаимодействия с вмещающими породами.

Прекрасным примером интрузива акмолитовой субфации является установленная в Присемипалатинском районе Казахстана «Большая нижнемезозойская интрузия», которая [Кассин, 1941, с. 612] в действительности имеет нижнепермский возраст. Эта интрузия занимает широкую (около 25 км) зону, в пределах которой обнаружено бесчисленное количество дайкообразных тел, ориентированных по сланцеватости вмещающих пород, местами сливающихся друг с другом в узлы с развитием штокообразных тел размером до нескольких километров в длину и ширину. Интрузивные породы представлены в основном тоналитами, кварцевыми диоритами, диоритами, горблендитами, причем диориты и горблендиты проявляются в виде шлировых масс, а интрузивные породы вообще обнаруживают все признаки энергичной гибридизации. Вмещающие породы — глинистые сланцы и граувакки — были превращены сначала в биотитовые роговики, а затем испытали регионально развитый метасоматоз с образованием роговообманковых сланцев, амфиболитов и диоритовидных пород, а также слабо проявленный инъекционный метаморфизм, выразив-

шийся в тонкой инъекции жилочек аплита и кварца. Жильные породы, связанные с этой интрузией, исключительно обильны и сложены главным образом тоналит-порфирами, малхитами, спессартитами; аплиты и пегматиты хотя и встречаются, но редко.

Д а й к о в а я с у б ф а ц и я. Дайки, формирующиеся в условиях средних глубин, представляют собой выполнения трещин, никогда не сообщавшихся с дневной поверхностью и заполненных магматическим материалом, генетически связанным с интрузивами других субфаций, причем пространственная связь с последними также обычна. Несмотря на общность условий залегания и близость условий охлаждения с дайками гипабиссальной фации, они отличаются от последних существенно, характеризуюсь преимущественно породами гранит-порфирового, редко микрогранитного облика, причем автотематоморфизм в них хотя и проявляется, но не столь резко, как в породах гипабиссальных даек, и настоящего зеленокаменного преобразования в них не наблюдается. Характерной особенностью мезоабиссальных дайковых пород является также и их петрографический состав. Они могут быть сложены самыми разнообразными асхистовыми породами при преобладании диорит-порфировых типов, но также и лампрофирами, аплитами и пегматитами, совершенно необычными для гипабиссальной обстановки. Аплиты и пегматиты, как уже отмечалось выше, концентрируются преимущественно внутри материнского тела и если и выходят за его пределы, то очень недалеко.

С у б ф а ц и я с е р п е н т и н и т о в ы х и н т р у з и й. Серпентинитовые интрузии стоят особняком среди других типов интрузивных тел по многим своим особенностям. Вопрос о глубине их формирования в большинстве случаев остается открытым и только размещение их среди складчатых сланцевых геосинклинальных толщ, не испытавших регионального метаморфизма или испытавших только слабый метаморфизм (филлитизация), позволяет относить их к фации средних глубин. Характерные особенности серпентинитовых интрузий общеизвестны. Они слагают тела линзообразной формы, вытягивающиеся цепочками вдоль осевой части складчатой зоны, образуя «офиолитовые пояса». Преобладающим типом пород являются гарцбургиты, всегда почти нацело серпентинизированные, причем процесс серпентинизации автотематоморфический. Впрочем, Г. Хесс [Hess, 1938] высказывает предположение о возможной первичномагматической природе серпентина. Характерно большое однообразие серпентинитовых интрузий. Контактный метаморфизм обычно отсутствует или выражается в низкотемпературном метасоматозе главным образом с развитием окварцованных пород, что обусловлено низкой температурой ультраосновной магмы [Sosman, 1938].

Абиссальная фация

К ней следует отнести наиболее глубинные интрузивы, всегда располагающиеся среди толщ кристаллических сланцев и часто представляющие собой «корни» менее глубинных батолитов. «Мигмаплутоны» Г. Клооса и А. Ритмана [Куплетский, 1942] являются типичными образованиями абиссальной фации.

Формирование плутонов абиссальной фации связывается с главной фазой складчатости тектономагматического цикла и идет на больших глубинах, вероятно, превышающих 10 км [Кропоткин, 1940] в наиболее глубоких частях геосинклинальной зоны (орогена), где массы пород находятся в пластических состояниях, причем интрузии являются сиитектоническими [Полканов, 1946а, б; Кузнецов, 1941а]. В этих условиях

больших давлений и тектоники стадия истечения магма не может образовать секущие батолитовые тела, но, будучи весьма подвижной, просачивается вдоль плоскостей наименьшего сцепления и дает характерную картину глубинной инъекции с развитием больших полей различного типа инъекционных гнейсов [Коржинский, 1940]. Таким образом, типичной формой абиссальных интрузивов должны быть конкордантные акмолитовые тела, сопровождающиеся массовой артеритовой инъекцией, или же они проявляются как расплывающиеся зоны сплошной мигматизации, которые Г. Клоос [Cloos, 1928], удачно сравнивает с масляным пятном на бумаге. Соответственно характерную субфацию, определяемую в нашей классификации формой тела, можно назвать «акмолит-мигматитовой». Последняя — почти единственная форма проявления абиссальных интрузий и кроме нее в зоне абиссальных глубин распространены только дайки, являющиеся продуктом дополнительной инъекции и преимущественно посттектоническими образованиями.

А к м о л и т - м и г м а т и т о в а я с у б ф а ц и я. Весьма характерным является петрографическое содержание абиссальных интрузий. Они всегда имеют гранитный состав, причем представлены преимущественно калиевыми — микроклиновыми гранитами. Однообразие состава гранитных интрузий может нарушаться только в случае ассимиляции значительных масс вмещающих пород с развитием меланократовых богатых биотитом (иногда с гранатом и кордиеритом) гранитов и гранодиоритов, что бывает сравнительно редко, так как абиссальная гранитная магма нормально очень богата летучими и для нее более характерным процессом является щелочной метасоматоз с развитием фельдшпатизированных пород и мигматитов, чем процессы собственно ассимиляции. Это однообразие и резко преобладающий гранитный состав абиссальных интрузий объясняются, конечно, не тем, что докембрийские * магмы имели особый кислый состав. Видимо, вообще всякая рождающаяся в процессе геотектогенеза в глубоких зонах орогена и в результате селективного выплавления или растворения наиболее легкоплавких эвтектических смесей магма всегда имеет состав калиевого гранита. И эта гранитная магма уже в процессе подъема в верхние — мезоабиссальные или гипабиссальные — зоны литосферы усложняет свой состав в основном в результате ассимиляционных процессов. Поэтому, вероятно, мезоабиссальные батолитовые и лакколитовые интрузии и отличаются более значительным разнообразием петрографического состава.

Что касается деталей минералогического состава, структуры и текстуры абиссальных интрузивов, то они могут быть охарактеризованы следующим образом. Калиевый полевой шпат в них всегда представлен микроклином, обычно совершенно свежим и с хорошо проявленной грубой решеткой. Темноцветные компоненты — биотит, редко роговая обманка, из пироксенов — только эгириин. Плаггиоклазы никогда не обладают зонарностью. В контаминированных разностях нередок гранат. Структуры абиссальных гранитов — гипидиоморфные, но гипидиоморфизм затушевывается явлениями замещения; порфириовидные выделения микроклина обычны, причем развиваются они существенно метасоматическим путем. Характерная текстурная особенность — гнейсовидность, проявляющаяся в параллельном расположении кристаллов полевого шпата, а иногда также в обособлении биотита в параллельные полоски, причем

* Настоящие абиссальные интрузии, естественно, вскрыты только в глубоко эродированных областях, преимущественно в пределах кристаллических щитов и имеют главным образом докембрийский возраст.

эта гнейсовидность часто бывает унаследованной и отражает неоднородность ассимилированных или замещенных при мигматизации вмещающих пород.

Контактовый метаморфизм абиссальных интрузий характерен и проявляется в преобразовании вмещающих пород в кристаллические сланцы, которые обычно характеризуются минеральными ассоциациями фации гранатовых амфиболитов (соответственно гроссуляр-воластонитовой, по Д. С. Коржинскому [1940, с. 78]), причем в пределах иногда довольно широкой контактовой зоны обычно развитие артеритовых (инъекционных) гнейсов или в различной степени мигматизированных и фельдшпатизированных пород. Сколько-нибудь ясного контакта интрузивного тела с вмещающими породами обычно не наблюдается [Кузнецов, 1941а,б], более характерны постепенные переходы с убыванием степени густоты и напряженности артеритовой инъекции или щелочного метасоматоза (фельдшпатизации), с продвижением от центральных частей плутона к его окружению. Все эти особенности отражают специфику становления абиссальных интрузий, выражающуюся существенно в химическом взаимодействии [Клоос, 1939; Полканов, 1946а] чрезвычайно подвижной флюидной «магмы» с первичными (замещаемыми) породами, причем магма поднимается и движется путем просачивания через последние, как через сито [Коржинский, 1940], по крайней мере, на первых этапах своего развития и только иногда происходит ее мобилизация с образованием значительных объемов жидкости.

Следует подчеркнуть, что интрузии основного состава, по-видимому, вообще не могут формироваться в абиссальной обстановке. Те же основные интрузивы, которые хотя и редко, но встречаются в кристаллических щитах, всегда образуют или посторогенные дайки, или являются более ранними, чем абиссальные граниты, причем в том и другом случае являются образованиями иной фации глубинности.

Д а й к о в а я с у б ф а ц и я абиссальных интрузий. Весьма проста по составу и обыкновенно представлена нормальными и аплитовидными гранитами, аплитами и пегматитами. Характерно полное отсутствие лампрофиров и вообще дайковых пород основного и среднего состава. Не типичны гранит-порфировые структуры. По-видимому, никогда в абиссальной обстановке не образуются альбитизированные пегматиты с литиевыми соединениями, касситеритом и т. д., но именно для этой обстановки типичны пегматиты с промышленными концентрациями мусковита. Характерной особенностью абиссальных интрузий является также то обстоятельство, что связанные с ними пегматитовые жилы сосредоточены преимущественно вне интрузивного тела, причем удалены от последнего иногда на большие расстояния. Для мусковитовых пегматитов эта особенность подмечена давно.

Примеры абиссальных интрузий многочисленны и общеизвестны. Ограничусь поэтому кратким описанием двух изученных мной [Кузнецов, 1941а, б] гранитных интрузий Енисейского кряжа, формировавшихся в абиссальной обстановке, но проявившихся в несколько различных формах.

«Таракская» гранитная интрузия, имеющая верхнеархейский возраст, образует крупное акмолитовое тело, залегающее среди кристаллических сланцев капского метаморфического комплекса, характеризующегося минеральными ассоциациями фации гиперстеновых гнейсов. В центральных частях акмолит сложен крупнозернистым порфировидным серым микроклиновым гнейсовидным гранитом. В широкой эндоконтактовой зоне граниты включают много гнейсовых линз и полос, а также сильно

гибридизированы, причем гибридикация выражается в увеличении содержания биотита и повышении основности плагиноклаза. В такой же широкой экзокоптактовой зоне проявлена артеритовая инъекция, причем инъецированный материал также гибридизирован и состоит из кварца и плагиноклаза с примесью граната и биотита, а материал вмещающих пород в этих артеритах представлен мелко- и среднезернистыми темными гнейсами, состоящими из кварца, среднего плагиноклаза, биотита, корднерита и остатков граната, подвергающегося биотитизации. Таким образом, в контактах таракской интрузии почти отсутствуют явления метасоматической фельдшпатизации, но сильно развиты ассимиляция и артеритовая инъекция.

Другая — «посольненская» — интрузия имеет нижнепротерозойский возраст и залегает частью в кристаллических сланцах канского метаморфического комплекса, частью среди филлитовых толщ нижнего протерозоя. Интрузивные тела не имеют ясных границ. Они сложены целиком желтовато-розовыми гнейсовидными микроклиновыми гранитами и окружены широким ореолом мигматитов, но не артеритового типа, как в таракской интрузии, а образовавшихся путем метасоматической фельдшпатизации с развитием крупных порфиробластов микроклина. Переходы от гранитов к мигматитам постепенные, причем имеются доказательства мигматитового происхождения и самих гранитов. Вмещающие породы вне зон мигматизации превращены в биотит-плагиноклазовые гнейсы (иногда с гранатом и силлиманитом), в эпидотовые и гранатовые амфиболиты и т. д. Главная фаза интрузии, проявившейся в основном в метасоматической фельдшпатизации, — мигматизация, сопровождается дополнительной инъекцией секущих даек гранита и обильными аллитами и пегматитами, между прочим слюдоносными. Следовательно, наиболее характерная особенность посольненской интрузии — широкое развитие щелочного метасоматоза при полном отсутствии собственно ассимиляционных явлений и небольшой роли артеритовой инъекции. Различен также характер проявления в обеих интрузиях пегматитов. С таракской связана послонная инъекция слабо минерализованных пегматитов, более или менее одновременных с артеритами и связанных с последними постепенными переходами. Посольненская интрузия сопровождается обильными секущими структуру мигматитов сильно минерализованными пегматитами, вызывающими своеобразный пневматолитиз вмещающих пород.

Эта разница в проявлении двух абиссальных гранитовых интрузий, по-видимому, объясняется различной насыщенностью летучими поднимающейся магмы, ее консистенцией, отчасти может быть и составом. Магма таракских гранитов была подвижна и весьма способна к тонкой инъекции и ассимиляции, но все же это была жидкая магма. В процессе формирования посольненской интрузии собственно жидкая магма не принимала никакого участия. Имело место поднятие сплошным фронтом щелочных флюидов, сплошь пропитавших гнейсы и сланцы и обусловивших метасоматическое замещение последних полевым шпатом с развитием мигматитов и мигматитовых гранитов. Настоящие магматические породы — граниты секущих даек, а также пегматиты — появляются позже, когда процесс мигматизации закончился и появилась возможность возникновения трещин в консолидированных породах.

Ультраабиссальная (чарнокитовая) фация

Наиболее глубинным из известных интрузивных образований является чарнокитовый комплекс, всегда закономерно ассоциирующий с кристаллическими сланцами фации гиперстеновых гнейсов Д. С. Коржинского

Основные признаки, характеризующие фации

Фация	Субфация	Особенности петрографического состава	Особенности структуры и текстуры
1	2	3	4
Экструзивная	Наземная	Преобладают основные породы, реже средние и кислые, ассоциация с туфами	Вулканические стекла и фельзиты — пористая или миндалекаменная текстура
	Подводная	Резко преобладают основные породы	Шаровые лавы, пористая и миндалекаменная текстура
	Жерловая	Преобладают средние и кислые по составу породы. Ассоциация с туфами и агломератами	
Гипабиссальная	Силлово-лакколитовая	Преобладают основные породы, реже средние и кислые	В основных — равномерно-зернистые, офитовые, в кислых — порфировые. Породы эффузивного или гранит-порфирового облика. Массивная текстура
	Штоковая	Преобладают кислые породы (кварцевые порфиры, гранит-порфиры, иногда щелочные граниты и сенинты)	Породы имеют эффузивный, гранит-порфировый, реже интрузивный облик. Массивная, иногда миаролитовая текстура
	Дайковая	То же, что и в силлово-лакколитовой	То же, что и в силлово-лакколитовой
	Лополитовая	Преобладают основные породы, иногда щелочные	Крупнозернистые габбровые, панидиоморфные, в щелочных гипидиоморфные структуры. Массивная текстура
Мезоабиссальная (средних глубин)	Баголитовая	Резко преобладают гранитоиды, главным образом гранодиориты. Развита дайковая свита с асхистовыми и диасхистовыми породами	Крупнозернистые, равномерно-зернистые, порфировидные, массивные текстуры, в краевых зонах такситовые
	Штоковая	Преобладают гранитоиды, главным образом кварцевые диориты, гранодиориты, широко развиты гибридные породы	Породы преимущественно интрузивного, реже гранит-порфирового облика. Сложение массивное. Обычны такситовые текстуры
	Акмолитовая	То же	Породы интрузивного облика. Обычны линейно-шировые текстуры и ксенолиты, ориентированные параллельно контакту
	Дайковая	Асхистовые породы различного состава, лампрофиры, аплиты, пегматиты. Последние располагаются внутри интрузивного тела	Преобладают породы гранит-порфирового и микрогранитного облика. Сложение массивное, однородное (за исключением пегматитов)

и субфации магматических пород

Автометаморфизм	Контактный метаморфизм	Проявления ассимиляции и дифференциации на месте
5	6	7
<p>Диagenетическое перерождение</p> <p>Зеленокаменное перерождение, эпидитизация основных лав</p> <p>Проницитизация</p>	<p>Обжиг и оплавление</p> <p>?</p> <p>Возможны обжиг и оплавление, а также метасоматоз</p>	<p>Практически отсутствуют</p> <p>То же</p> <p>»</p>
<p>Проявлен слабо; породы долго сохраняют кайнотипный облик</p> <p>Проявлен сильно (серпидитизация, окварцевание, илритизация, альбитизация, эпидотизация)</p> <p>Обычно сильный с приобретением зеленокаменного облика (серпидитизация, хлоритизация, уралитизация и т. д.)</p> <p>Обычно отсутствует</p>	<p>Слабо выражена роговиковая перекристаллизация, иногда с ассоциациями ларинит-мервинитовой фации глубинности</p> <p>Роговиковая перекристаллизация перекрывается метасоматозом с развитием вторичных кварцитов, яшмовидных роговиков с альбитом, эпидотом и т. д. Иногда скарны</p> <p>Слабо выражен, иногда метасоматоз с развитием аднолей</p> <p>Роговиковая перекристаллизация</p>	<p>Обычно отсутствуют</p> <p>Практически отсутствует</p> <p>Иногда ассимиляция базальтовой магмой кислого материала (кварцевые диабазы)</p> <p>Хорошо проявлена кристаллизационная дифференциация с развитием расслоенных плутонов. Обычны многофазные плутоны. Ассимиляция может быть в крупном масштабе</p>
<p>Проявлен заметно (пертитизация, серпидитизация, пелитизация, хлоритизация)</p> <p>Проявлен сильно (серпидитизация, хлоритизация и т. д.)</p> <p>То же, что в батолит-лакколитовой</p> <p>То же, что в батолит-лакколитовой. В пегматитах часто энергичный метасоматоз с развитием альбита, литневых соединений, слюд и т. д.</p>	<p>Выражен слабо. Нормальные контактовые роговики периклазовой или волластонитовой фации глубинности. Обычны скарны</p> <p>То же</p> <p>Региональный метасоматоз с развитием амфиболитов, диоритовых пород</p> <p>Проявлен слабо или не заметен</p>	<p>Дифференциация на месте может быть проявлена только в основных интрузиях. В кислых — энергичная ассимиляция. Обычны многофазные плутоны</p> <p>Дифференциации на месте нет. Иногда энергичная ассимиляция</p> <p>Характерна энергичная ассимиляция с развитием пород нормального типа и гибридных</p> <p>Обычно отсутствует</p>

1	2	3	4
	Серпентинитовых пьитрузий	Резко преобладают гарцбургиты, сильно серпентинизированные	Отсутствие охлажденных краевых зон. Массивные текстуры
Абиссальная	Акмолит-мигматитовая	Резко преобладают калшевые граниты	Породы равномерно-зернистые, порфиоровидные, гнидиоморфной структуры, но с развитыми явлениями замещения; гнейсовидные текстуры
	Дайковая	Граниты, анциты, пегматиты, характерны мусковитовые пегматиты; лампрофиры отсутствуют	Породы обладают пьитрузивным обликом и массивной текстурой (исключая пегматиты)
Ультраабиссальная (чарнокитовая)	Автохтонная	Породы чарнокитового ряда с ортоклазом, гиперстеном, диопсидом, гранатом	Гранобластические структуры со слабо выраженным гнидиоморфизмом. Массивные текстуры, обычные гнейсовидные, линзовидно-полосчатые текстуры и ксенолиты, пегматитовые шпилы
	Аллохтонная	То же. В Енисейском кряже однообразного состава гиперстеновые граносиениты	Гранобластическая структура со слабо выраженным гнидиоморфизмом; обычная порфиоровидная структура. Породы массивные, однородные

[1940], т. е. образованиями наибольших глубин. Соответственно наиболее глубокая фация магматических пород может быть названа ультраабиссальной или чарнокитовой.

Пьитрузивы этой фации, видимо, довольно широко распространены в древних кристаллических щитах. В южной части Енисейского кряжа чарнокитовый комплекс был установлен мной [Кузнецов, 1941а, б], причем определена была его фаціальность и условия образования. На Кольском полуострове к этой фации, вероятно, относится группа гиперстеновых гнейсодиоритов, описанных А. А. Полкановым [1935]. Несомненно, к этой фации принадлежат известные чарнокиты Индии и Цейлона, где чарнокитовый комплекс был впервые выделен Х. Холландом [Holland, 1900]. Имеются основания думать, что чарнокиты имеются в Анабарском массиве [Кузнецов, 1941а].

Чарнокиты южной части Енисейского кряжа всегда залегают в толще кристаллических сланцев капского метаморфического комплекса, характеризующегося минеральными ассоциациями фации гиперстеновых гнейсов. Они отличаются массивным сложением, общим обликом изверженных пород, наличием ксенолитов вмещающих пород и в некоторых случаях секущими контактами. Но вместе с тем эти породы не отличаются по минералогическому составу от вмещающих кристаллических сланцев. Специфическая особенность чарнокитов — относительная обогащенность калиевым полевым шпатом. Все эти породы отличаются удивительной свежестью всех компонентов и несколько необычным для изверженных пород составом из переменных количеств кварца, ортоклаза, плагиоклаза,

5	6	7
Энергичная серпентинизация	Проявлен слабо (окрепнее?) или отсутствует	Отсутствуют
<p>Породы большей частью совершенно свежие. Обычно метасоматическое развитие микроклина, альбита</p> <p>То же. В пегматитах обычен гидротитический распад полевых шпатов с образованием мусковита и кварца</p>	<p>Инъекционный метаморфизм с широким развитием артеритов и мигматитов, кристаллические сланцы фации гранатовых амфиболитов (гроссуляр-воластоцитов)</p> <p>Пегматиты часто вызывают пневматолитизацию вмещающих пород с развитием слюдяных сланцев</p>	<p>Иногда энергичная ассимиляция с развитием гнейсовидных гибридных пород. Характерна комбинация ассимиляции и артеритовой инъекции. В случае мигматизации процессы ассимиляции и метасоматоза сливаются</p> <p>Обычно отсутствуют</p>
<p>Отсутствуют. Породы отличаются удивительной свежестью</p> <p>То же</p>	<p>Отсутствует</p> <p>«</p>	<p>Отсутствуют. Переходы к вмещающим породам постепенные</p> <p>Отсутствуют. Контакты секущие, переходы к вмещающим породам резкие</p>

гиперстена, моноклинового пироксена, граната. Среди чарнокитов отчетливо выделяются две группы. Одна («богуниты») образует пластовые тела с постепенными переходами к вмещающим их кристаллическим сланцам и отличается неустойчивостью количественного минералогического состава. Она представлена гранатовыми гранитовидными породами, гиперстен-гранатовыми богунитами (гранодиоритами), кварцевыми и бескварцевыми норитовидными породами, апортозитовыми и пироксеновыми породами. Другая группа («кузеевиты») образует секущие тела и имеет постоянный состав гиперстенового граноспелита.

Характерной особенностью всех этих пород являются: 1) ортоклазовый характер щелочных полевых шпатов и наличие гиперстена и граната в качестве главных темноцветных минералов кислых членов чарнокитового ряда, что говорит о формировании в условиях крайнего недостатка летучих компонентов; 2) существенно гранобластические структуры чарнокитов при слабо проявленном гипидноморфизме; 3) полное отсутствие явлений контактового метаморфизма и наличие одинаковых минеральных ассоциаций в чарнокитах и вмещающих породах, свидетельствующее о примерно одинаковых термодинамических условиях формирования и синхронности тех и других, причем имеются все основания утверждать, что чарнокиты — продукт палингенеза вмещающих толщ в процессе их глубинного метаморфизма, и, по существу, являются одним из продуктов этого метаморфизма; 4) полное отсутствие связанных с чарнокитами жильных пород и каких-либо эманационных образований, если не считать обильных пегматитовых выпотов, представляющих местные

линзообразных скоплениях грубозернистого материала того же состава, что и вмещающая порода.

Комплекс чарнокитовых пород, таким образом, представляет собой продукт затвердевания почти стерильных, но обладавших достаточной подвижностью и способных к инъекции магматических масс, родившихся в результате палингенеза и частью оставшихся на месте своего образования («автохтонная субфация»), частью переместившихся, но не вышедших за пределы материнского метаморфического комплекса («аллохтонная субфация»). По мнению Д. С. Коржинского [1940], кристаллические сланцы фации гиперстеновых гнейсов (безгроссуляровой), а следовательно и чарнокитовый комплекс, могут возникнуть только на глубинах свыше 9 км. Вероятно, глубина образования чарнокитового комплекса значительно больше, причем можно думать, что и чарнокиты, и вмещающие их кристаллические сланцы — это образования самых нижних частей орогена, глубоко погружающихся при складчатости в субстрат.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа представляет попытку дальнейшей разработки учения о фациях магматических пород, основоположником которого является М. А. Усов. По аналогии с осадочными образованиями в ней предлагается выделять петрографические (в данном случае магматические) фации, представляющие собой комплекс изверженных пород, обладающих некоторыми общими признаками, обусловленными общими условиями формирования (тектоникой, физико-химическими и термодинамическими условиями и т. д.). Имеется большое количество переменных факторов, определяющих фаціальный облик магматических пород — глубина формирования, тектоническая обстановка и определяемая ею форма тела, состав магмы и в особенности содержание в ней летучих, характер кинематики магмы и окружения, размеры магматического тела, температура магмы и скорость ее охлаждения и т. д. Из них глубинность и форма магматического тела являются ведущими и положены в основу классификации фаций магматических пород (табл. 1). Предлагается выделять пять фаций глубинности и внутри каждой из них ряд субфаций по форме тела и другим особенностям залегания. В работе дается краткая петрографическая характеристика каждой из выделенных фаций и субфаций магматических пород, показывающая наличие ряда особенностей, определяющихся специфическими условиями их формирования. Краткая сводка основных признаков, характеризующих выделенные мной субфации, приведена ниже. Предлагаемая классификация фаций магматических пород является более или менее генетически выдержанной и достаточно гибкой, причем по мере накопления материалов в ней может быть увеличено количество фаций и субфаций, т. е. классификация может быть детализована без нарушения общего ее плана. Необходима дальнейшая разработка учения о фациях магматических пород, причем особенно нужно накапливать материал по определению истинной глубины формирования плутонов.

ФАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД *

В проблеме происхождения магматических пород, которая, естественно, с каждым годом все больше и больше привлекает к себе внимание, необходимо различать две стороны. Прежде всего — это вопрос о проис-

* Вопросы геологии Азп. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — Т. 2. — С. 645—657.

хождении вещества породы и способе ее образования, слагающийся, в свою очередь, из ряда частных вопросов: происхождение магм и определение их типов, оценка роли и механизма процессов дифференциации и ассимиляции, возможность образования пород магматического облика немагматическим путем и т. д. Важнейшей задачей является разработка генетической классификации магматических пород и установление критериев для определения их генетических типов [Кузнецов, 1951б, 1953]. Другая часть проблемы состоит в определении геологических условий формирования магматических пород (их фаціальности), выяснении петрографических особенностей пород и их комплексов, определяемых условиями их формирования и, наконец, в выделении характерных фаціальных типов магматических пород и их ассоциаций. Понятно, что эти две стороны проблемы происхождения магматических пород тесно между собой связаны.

Давно известно, что магматические породы, формируясь в различных геологических условиях, приобретают соответственно специфический облик. Структурные особенности магматических пород, обусловленные геологическими условиями залегания, были положены даже в основу ряда классификаций, и подразделение магматических пород на глубинные, эффузивные и жильные, или гипабиссальные, давно стало привычным. Термин «фация» почти одновременно был применен как к магматическим образованиям, так и к осадочным. Однако если изучение фаціальных условий накопления осадков и фаціальных типов осадочных пород далеко продвинулось вперед и в настоящее время изучение любого осадочного комплекса невозможно без детального анализа условий его образования, то изучению фаций и выделению фаціальных типов магматических пород явно не повезло.

Больше всех в этом отношении было сделано М. А. Усовым [1924, 1925, 1935а, б, 1936, 1939, 1945а], который указывал на необходимость изучения фаций магматических пород. Им были выделены фации [Усов, 1939] наземная, подводная и жерловая среди экструзивной группы; силлово-лакколитовая и штоковая среди гипабиссальной группы; абиссальная и дайковая (без дальнейших подразделений), а также приведена их характеристика. М. А. Усов обстоятельно разработал классификацию и характеристику фаций пород эффузивного облика, но совершенно недостаточно осветил фаціальные особенности интрузивных пород. Кроме того, некоторые признаки фаціальных типов магматических пород, намеченные М. А. Усовым, нуждаются в существенных поправках, что было отмечено Д. С. Корякинским [1940] и мною [Кузнецов, 1949]. Совершенно неудачной надо считать попытку М. А. Усова [1924] положить в основу классификации интрузивных пород их фаціальность и «фазу состояния»; в особенности неприемлемы предложенные им особые наименования для пород одинакового состава, но принадлежащих к его гипабиссальной и абиссальной фациям, поскольку различия между ними оказались несущественными. В 1949 г. мною была опубликована работа, посвященная вопросу о фациях магматических пород, в которой в дополнение к намеченным М. А. Усовым был выделен ряд фаций интрузивных пород и приведена их краткая характеристика.

В настоящее время большинство специалистов в области осадкообразования понимают под фацией условия образования осадка и возражают против применения этого термина по отношению к породам. Это совершенно правильно. В том же смысле термин «фация» должен применяться и к магматическим породам. Поэтому следует отказаться от определения, данного М. А. Усовым [1945а, с. 23]. «Фаия есть совокупность свойств

горной породы, образовавшейся при определенном комплексе условий, которые наложили отпечаток на ее физиономию». Также нет необходимости различать «петрогенетические» и «петрографические» фации (по аналогии с «современными» и «ископаемыми» фациями в стратиграфии), предложенные, в частности, мною для магматических пород [Кузнецов, 1949, с. 5].

Под фацией магматических пород мы в дальнейшем будем понимать совокупность условий формирования магматической породы (или магматического комплекса), которые определяют ряд ее специфических особенностей. Задача фациального анализа магматических комплексов, тел и пород заключается в выявлении тех особенностей, которые обусловлены спецификой среды их формирования и в установлении на этом основании их фациального типа.

Геологические условия образования магматических пород бесконечно разнообразны. Магматические породы могут формироваться в широком диапазоне глубин и, следовательно, давлений, в разной тектонической обстановке тела их могут получать разные формы и размеры, наконец, сама магма может иметь различный состав и свойства, причем в процессе своего развития, она, конечно, тоже воздействует на среду, а иногда даже создает ее и во всяком случае участвует в создании фациальных условий. Можно поэтому выделить очень много типов фациальной обстановки, разных категорий и порядков. В связи с этим возникают известные трудности при выделении характерных фациальных типов и построении рациональной классификации фаций магматических пород.

Я думаю, что из большого количества переменных, определяющих фациальный облик магматических пород, основными являются глубина образования, тип магмы и форма магматического тела, которая в конечном счете определяется структурой и кинематикой окружения, и именно эти признаки должны быть положены в основу классификации. Глубина, на которой образуется магматическое тело, определяет скорость охлаждения, поведение летучих и, следовательно, некоторые особенности минералогического состава, структуры и текстуры. Но наряду с этим глубинность в известной мере определяет форму интрузивного тела, характер контактового метаморфизма, масштаб ассимиляции, характер и размещение жильных пород и т. д. Форма магматического тела определяет во многих случаях структуру и текстуру, характер и степень проявления аутометаморфизма, характер ассимиляции и возможность проявления дифференциации. Эти же особенности магматических образований определяются в значительной степени и химическим типом магмы. К сожалению, в фациальном анализе магматических образований трудно учесть роль четвертого важного фактора, определяющего фациальный их облик, — размеров магматического тела. Во всяком случае надо иметь в виду, что крупные магматические тела, формируясь на малых глубинах, приобретают некоторые черты глубинных образований.

Схема предлагаемой мной классификации фаций магматических пород имеет следующий вид:

Группа фаций	Фация
Экструзивная	Наземная, подводная, жерловая
Гипабиссальная	Силлово-лакколитовая, штоковая, дайковая
Мезоабиссальная (среднеглубинная)	Батолит-лакколитовая, акмолитовая, штоковая, дайковая, лополитовая, серпентинитовых интрузий
Абиссальная	Метасоматит-гранитовая, мигматит-гранитовая, дайковая
Ультраабиссальная	Чарнокитовая

1. **Экструзивная группа фаций.** К экструзивной группе фаций следует относить всю совокупность вулканических подводных или наземных образований, проявляющихся в виде лавовых покровов или потоков, лавовых куполов, выполнений жерловиц вулканов центрального типа, а также в виде вулканических туфов. В большинстве случаев собственно вулканические образования являются продуктами базальтовой магмы или ее дифференциатами, причем гранитная, а также гипербазитовая магмы, по-видимому, крайне редко прорываются к дневной поверхности, и эффузивы соответственного состава и происхождения встречаются редко. Быстрое поднятие магмы из глубинных очагов и быстрое ее охлаждение в условиях атмосферного или невысокого давления обуславливают ряд специфических особенностей пород экструзивной группы фаций. Лавы, охлаждаясь и затвердевая в этих условиях, дают породы эффузивного облика, характеризующиеся полукристаллическими или даже стекловатыми, а также порфировыми структурами.

Следы течения лавы фиксируются во флюидалных, а также в брекчиевых текстурах. Вскипание лавы при быстром поднятии ее к дневной поверхности приводит к возникновению обычных для экструзивных пород пористых и шлаковых текстур, а также к взрывам, в результате которых образуется масса различного туфового материала. Быстрое охлаждение лавы в поверхностных условиях приводит к тому, что многие породообразующие минералы проявляются в «закаленных» и, следовательно, неустойчивых формах (санидин, резко зональный плагиоклаз, лейцит и т. д.), а порфировые выделения биотита и роговой обманки, возникшие еще до излияния лавы при кристаллизации в глубинном очаге, оказываются в поверхностных условиях неустойчивыми и подвергаются опацификации. Отсюда типичное для экструзивных пород проявление их в двух формах — «кайнотипной» и «палеотипной», или, применяя терминологию М. А. Усова [1925], в «первичной» и «диагенетизированной» фазах состояния — в зависимости от их возраста. Следует отметить, что это относится, видимо, только к наземным излияниям, подводные же сразу приобретают зеленокаменный облик [Усов, 1939].

Индивидуальные особенности эффузивов наземной, подводной и жерловой фаций можно охарактеризовать следующим образом.

Для эффузивов *наземной* фации, которые обычно бывают послерогенными и поэтому часто ассоциируются с грубообломочными породами, типично также переслаивание с туфами, наличие закаленных корок на поверхности лавовых потоков, пористость пород или миндалекаменные их текстуры, широкое развитие вулканических стекол, опацификация биотита и роговой обманки. Описываемые эффузивы проявляются или в первичной фазе состояния, или в диагенетизированной, с характерными красноватыми и буроватыми тонами окраски.

Эффузивы *подводной* фации типичны для геосинклинальных областей, причем излияния базальтовых или базальтоидных лав приурочены к стадии погружения геосинклинали.

Подводная обстановка излияний, а также относительно высокое давление способствуют, видимо, особенно сильному проявлению автометаморфических процессов, выражающихся в зеленокаменном перерождении породы и нередко сопровождающихся более или менее полной альбитизацией плагиоклазов. Спилитокератофировые серии и эффузивные диабазы являются типичными представителями подводной фации [Лебедев, 1950]. Нормальные туфы в подводной обстановке, по-видимому, не образуются, зато обычна ассоциация эффузивов подводной фации с яшмами и другого типа кремнистыми породами осадочного происхождения. Многие

исследователи считают текстуры подушечных и шаровых лав характерными для подводных излияний. Зеленокаменное перерождение породы, представляя собой существенно автометаморфический процесс, проявляется еще во время охлаждения подводных лав, поэтому среди них мы и не встречаем пород, находящихся в первичной или диагенетизированной фазах состояния. Но зеленокаменное перерождение обычно усиливается в результате легкого метаморфизма, естественного для эффузивов, синхронных с геосинклинальными осадочными толщами и испытывающих складчатость и рассланцовку совместно с последними.

Для эффузивов жерловой фации, которые, естественно, должны быть близки к эффузивам наземной фации, помимо формы тела, характерна проявляющаяся местами пропилитизация, иногда сопровождающаяся оруденением.

II. Гипабиссальная группа фаций. Гипабиссальные фации понимаются мною как фации малых глубин, где магма остывает под легкой и относительно тонкой покрывкой, с образованием преимущественно малых интрузий, сложенных породами эффузивного облика или же обладающих структурами офитового типа. Интрузии гипабиссальной фации почти всегда генетически и во времени связаны с поверхностными излияниями и так же, как и последние, сложены в основном продуктами кристаллизации базальтовых магм или их производными. Именно в условиях гипабиссальной фации образуются интрузии областей кратогена, а также все доорогенные и значительная часть послеорогенных интрузий складчатых зон [Полканов, 1946а, б].

Разнообразие петрографических типов пород, слагающих интрузивы гипабиссальной фации, очень велико. Они могут быть сложены породами долеритового, андезитового и трахитового типов, габбродиабазами, авгитовыми диоритами, различными щелочными породами и т. д., но настоящие граниты и гранодиориты среди них представляют, по-видимому, исключительную редкость, а аплиты и пегматиты практически отсутствуют. Соответственно минералогический состав гипабиссальных интрузивов может быть весьма разнообразным. Для гипабиссальных пород, видимо, типичны энстатит-авгиты, а также натровые санидины, пертиты и антипертиты [Tuttle, 1952].

Контактный метаморфизм, связанный с интрузивами гипабиссальной фации, может проявляться различно в зависимости от размеров магматической массы, от глубины формирования интрузива, варьирующей в известных пределах, а также от характера эманационной деятельности и т. д. Но имеется возможность все же наметить некоторые общие его особенности. Обычно контактный метаморфизм от гипабиссальных интрузивов выражен зоной роговиковой перекристаллизации, но ширина зоны контактово-измененных пород невелика и не превышает нескольких десятков, редко сотни метров. Вследствие того, что в условиях малого давления магма начинает отдавать свои летучие в боковые породы очень рано, процесс роговиковой перекристаллизации почти всегда сопровождается и перекрывается метасоматозом с образованием характерных тонкозернистых фарфоро- или яшмовидных роговиков. Примером их могут служить известные адиолиты, а также яшмовидные роговики из контактов с кварцевыми порфирами Рудного Алтая, где они состоят из эпидота, клиноцоцита, кварца, альбита, актинолита, хлорита, диопсида, биотита и т. д. [Кузнецов, 1951а, б]. По мнению Н. И. Наковника [1947], казахстанские вторичные кварциты также являются образованиями гипабиссальной фации. По Д. С. Коржинскому [1940], для контактов гипабиссальных интрузий с карбонатными породами характерны ларнит-мервинитовая и геленит-монтичеллитовая фации глубинности.

Интересен вопрос о возможной абсолютной глубине формирования интрузивов гипабиссального типа. Трапные интрузии Сибирской платформы размещены в верхнем кембрии, силуре, девоне, нижнем карбоне и тунгусской свите, но никогда не проникают в известняки среднего кембрия и нижележащие толщи. Отсюда, учитывая мощность этих отложений, а также размыв части их к моменту внедрения интрузий, максимальная глубина их формирования определяется в размере около 2—3 км. Послеюрские интрузии Алдапского района, образующие лакколиты, штоки, пластовые интрузии, формировались, по Ю. А. Билибину [1941], на глубинах не свыше 1 км от поверхности. Кварцевые порфиры Северо-Западного Алтая, залегающие в виде штоков и даек в породах нижнего силура, образовались, по моим расчетам [Кузнецов, 1951а], на глубинах до 2,5—3,0 км. Но если прав И. В. Дербинов [1952] в своих заключениях о девонском возрасте этих гипабиссальных интрузий, то глубина их формирования должна быть значительно меньше. Таким образом, глубина формирования интрузивов гипабиссальной фации может изменяться в значительных пределах.

Понятно, что условия становления гипабиссальных интрузивов на глубинах около 0,5 и 3 км должны быть существенно различны, что должно найти отражение и в петрографических их особенностях. Действительно, в том же Северо-Западном Алтае порфиновые плутоны, залегающие в поле развития нижнего силура, существенно отличаются по структурам и характеру автометаморфизма от совершенно одинаковых по составу, формам и размерам тел порфириновых плутонов, залегающих в поле развития девона, что объясняется, конечно, только различной глубиной их формирования [Кузнецов, 1951а]. В. С. Соболев [1936] среди трапных Сибирской платформы также указывает на два типа, формировавшиеся на различной глубине и отличающиеся по петрографическому облику. Таким образом, намечается возможность разделения гипабиссальной фации на две — менее глубинную (субэкструзивную) и более глубинную (собственно гипабиссальную), но такое разделение возможно пока только в отдельных случаях.

Плутоны **силлово-лакколитовой** фации, залегающие внутри генетически связанных с ними эффузивных толщ, почти всегда сложены породами эффузивного облика и с трудом отличимы от пород покровов или потоков. Отличиями от последних служат: относительно большая свежесть и долго сохраняющаяся первичная фаза состояния [Усов, 1925, 1935а], заметный контактовый метаморфизм вмещающих толщ, плотная текстура и однородный состав магматической породы. Силлы и лакколиты, залегающие в более древних толщах и формировавшиеся, видимо, на несколько большей глубине, сложены относительно лучше раскристаллизованными породами, но обычно такими же свежими. Для них более характерен гранит-порфирировый облик при различном типа микрозернистых структурах основной массы или же монзонитовые и офитовые структуры при равнозернистом и иногда крупнозернистом сложении. Породы эффузивного облика в интрузивах этого типа обычно проявляются только в пределах узкой краевой зоны.

Значительно отличаются от остальных представителей этой фации силловые доорогенные интрузии складчатых зон [Полканов, 1946а], которые вследствие специфических условий образования и деформаций при складчатости приобретают типичный зеленокаменный облик, а иногда испытывают полный метаморфизм с образованием празинитов или амфиболитов.

Примером интрузивов силлово-лакколитовой фации могут служить траппы Сибирской платформы, послеюрские щелочные интрузии Алдан-

ского района [Билибин, 1941], юрские диабазы Центрального Кавказа [Лебедев, 1950] и т. д.

Плутоны штоковой фации в большинстве своем послерогенные, реже встречаются в областях кратогена. Они представляют собой или различного типа «центральные» интрузии [Полканов, 1946б], или линзо- и жиллообразные тела прихотливых в плане очертаний в случае внедрения магмы в сильно рассланцованные толщи. В обоих случаях они сопровождаются обильными дайками, ориентированными радиально в первом случае и параллельно — во втором и имеющими тот же состав, что и главное тело, но иную структуру. Условия охлаждения магмы в штоковой фации примерно те же, что и в обстановке силлово-лакколитовой фации, поэтому и петрографический характер пород здесь одинаковый, причем наиболее характерная особенность пород штоковой фации, по М. А. Усову [1924], заключается в постоянном и регионально выраженном автометасоматозе.

Однако центральные интрузии нередко бывают весьма крупными, поэтому они сложены крупнозернистыми, интрузивного облика породами, которые по некоторым признакам отличаются от среднеглубинных интрузивов. К числу их надо отнести миаролитовое сложение, резко проявленную зональность основных плагиоклазов, а в гранитных и сиенитовых породах — образование пертитов и антипертитов вместо смеси ортоклаза или микроклина с плагиоклазом. Контактный метаморфизм даже в относительно крупных интрузивах проявлен слабо и выражается в развитии тонкозернистых «яшмовидных» роговиков.

Примерами гипабиссальных пород штоковой фации могут служить порфириновые интрузии Северо-Западного Алтая [Кузнецов, 1951а], а также интрузии кварцевых щелочных сиенитов окрестностей Красноярска [Кузнецов, 1932].

Дайки гипабиссальной группы фаций, по-видимому, в громадном большинстве случаев представляют собой выполнения подводящих каналов поверхностных излияний или силлов, а также продукт заполнения трещин, развивающихся при формировании «центральных» интрузий. Петрографические особенности пород дайковой фации определяются в основном условиями залегания, которые отличаются большими поверхностями охлаждения при небольшой мощности даек и вертикальным или крутым падением. В этих условиях образуются преимущественно породы эффузивного облика и плотного сложения, причем только основная магма успевает относительно хорошо раскристаллизоваться с образованием средне- и даже крупнозернистых пород офитовой структуры. Естественно, что гипабиссальные дайковые породы очень напоминают породы силлов, отличаясь от них постоянным проявлением автометасоматоза с развитием вторичных карбонатов, серицита, эпидота, хлорита, уралита и других минералов, придающих им характерную зелено-серую окраску и несвежий вид. Типичными представителями гипабиссальных дайковых пород являются различные диабазы, широко распространенные во всех горных районах.

III. Мезоабиссальная (среднеглубинная) группа фаций. В условиях мезоабиссальных фаций формируется, прежде всего, громадное большинство интрузивов, расположенных с дискордантным, реже конкордантным, залеганием среди нормально-осадочных складчатых толщ. Формированием мезоабиссальных плутонов обычно завершается тектономагматический цикл, причем по отношению к главной фазе складчатости они являются поздне- или послерогенными. По-видимому, именно к мезоабиссальной фации принадлежит большинство гранитоидных и основных

интрузий палеозойских и мезо-кайнозойских складчатых зон и значительная часть интрузий докембрия и, таким образом, наиболее распространены интрузивы именно этой фации. Среди интрузий областей кратона [Полканов, 1946б] в мезоабиссальной обстановке развиваются, вероятно, крупные лополиты.

В противоположность гипабиссальным интрузивам, в мезоабиссальной группе мы встречаемся с решительным преобладанием гранитоидных интрузий, а основные и ультраосновные интрузии редки.

Гранитоидные интрузии мезоабиссальной фации, в зависимости от структуры окружающих осадочных толщ и способа образования интрузивного тела, могут представлять собой батолитовые массы, уходящие своими корнями в абиссальные глубины, крупные лакколиты, акмолиты, штоки и дайки, сопутствующие главным телам. Для основных интрузий, по-видимому, типичны лополитовая форма (платформа), а также линейные и штокообразные тела (послеорогенные интрузивы складчатых зон). Ультраосновные интрузии проявляются в виде линзообразных интрузивов «офиолитовых поясов».

Структурные, текстурные и минералогические особенности пород мезоабиссальной фации рассмотрены в предыдущей статье, так же как морфология интрузивов, контактовый метаморфизм и наиболее вероятные глубины формирования, оцениваемые в 3—10 км.

Обрисованные выше особенности более или менее характерны вообще для всех интрузивов мезоабиссальной фации. Но совершенно естественно, что различный состав магмы, форма интрузивов и способ их размещения, в свою очередь, определяют некоторые особенности интрузивных пород и их комплексов, что и позволяет наметить ряд частных фаций.

Гранитоидные интрузии чаще всего проявляются в батолит-лакколитовой фации. Так как интрузивы этой фации наиболее распространены в мезоабиссальной группе, то естественно, что приведенная выше характеристика почти целиком приложима именно к ним. Они образуют крупные и средних размеров тела, имеющие батолитовую, лакколитовую, гарполитовую, этмолитовую формы, и размещены в складчатых, нормально осадочных толщах. Примером их могут служить варисские гранодиоритовые и гранитные интрузивы Казахстана, Урала и Алтая, верхнекембрийские гранитные интрузивы Хакасии, верхнепротерозойские интрузивы Енисейского кряжа и Восточного Саяна и т. д.

Интрузивы акмолитовой фации развиваются в случае интрузии гранитной магмы, богатой летучими, по сланцеватости вмещающих толщ. Интрузивы этой фации отличаются исключительно большой поверхностью контакта с боковыми породами, что при густом расположении выклинивающихся и сливающихся друг с другом дайкообразных тел обуславливает энергичное протекание контактовых процессов, выражающихся в глубоко идущих явлениях взаимной реакции между магмой и боковыми породами. В результате этого магматические породы сильнейшим образом гибридизированы, представлены преимущественно гранодиоритовым, кварцево-диоритовым и диоритовым типами и переполнены меланократовыми шпирами и ксенолитами, а вмещающие — регионально, т. е. в пределах всей зоны развития акмолита, метасоматизированы, с развитием различного типа амфиболитов и массивных диоритовидных пород.

Штоковая фация представлена так называемыми малыми, послеорогенными интрузиями. В отличие от штоковых интрузий гипабиссальной фации последние сложены породами интрузивного облика, пестрого петрографического состава, но с преобладанием пород диоритового и кварцево-диоритового типов, нередко с ясными следами гибридного происхож-

дения. В одних случаях они, видимо, являются производными гранитоидных, в других — базальтоидных магм, но всегда обогащенных летучими и обладающих большой ассимиляционной способностью. Кстати, породы этой фации обычно обнаруживают проявление сильного автотоморфизма. Примером интрузивов этой фации могут служить выделенная Ю. А. Билибиным [19476] «формация» золотоносных послелобатолитовых диоритов, а также «малые интрузии» Калбинского хребта [Елисеев, 1938].

Д а й к и, формирующиеся в условиях средних глубин, представляют собой интрузивные тела, выполняющие трещины, никогда не сообщающиеся с дневной поверхностью, и часто ассоциируют с интрузивными телами других фаций. От даек гипабиссальной фации они существенно отличаются, так как сложены преимущественно породами гранит-порфирового и микрогранитного структурных типов. Петрографический состав их может быть весьма разнообразным. С одной стороны, выделяется группа дайковых пород, генетически связанных с гранитоидными интрузивами, — это различные аплиты, пегматиты, а также разнообразные микрогранитные, гранит-порфировые и иные породы; с другой стороны, выделяются микродиоритовые и диорит-порфиритовые породы и лампрофиры, видимо, тесно генетически связанные с малыми диоритовыми интрузиями [Полквой, 1950].

Среднеглубинные интрузивы основной магмы в платформенной обстановке проявляются в виде л о п о л и т о в. В складчатых зонах они принадлежат к доорогенной фазе магматической деятельности и также, видимо, образуют пластовые тела. Таким образом, эти интрузивы близки генетически к гипабиссальным силловым интрузивам основной магмы, отличаясь размерами и формированием на несколько большей глубине. Интрузивы эти всегда оказываются сложно расслоенными, что обусловлено частью проявлением кристаллизационной дифференциации на месте, частью последовательными инъекциями магмы, дифференцировавшейся на глубине. Разнообразие слагающих их пород очень велико — от дунитов и перидотитов до кварцевых норитов, кварцевых диоритов и спенигов. Породы отличаются крупностью зерна; обычны параллельные текстуры. Доорогенные интрузивы складчатых зон часто обнаруживают сильный автотоморфизм, проявляющийся в амфиболитизации пироксена и сосюритизации плагиоклаза, в то время как породы лополитовых интрузивов платформ выглядят свежими даже при весьма древнем их возрасте.

С е р п е н т и н и т о в ы е интрузивы «офиолитовых поясов» по многим особенностям стоят особняком среди других типов интрузивных тел. Они образуют тела линзообразной формы, вытягивающиеся цепочками вдоль осевой части складчатой зоны. Преобладающий в них тип пород — гарцбургиты, почти всегда нацело серпентинизированные. Относительно редки пироксениты и дуниты. Габброидные типы практически отсутствуют. Контактный метаморфизм слабо проявлен и выражается в низкотемпературном метасоматозе, главным образом с развитием окварцованных пород [Hess, 1938].

IV. Абиссальная группа фаций. Интрузивы абиссальной группы фаций всегда расположены среди толщ кристаллических сланцев и частично представляют собой «корни» менее глубинных батолитов. Формирование их связывается во времени с главной фазой складчатости тектономагматического цикла и происходит на глубинах, вероятно, значительно превышающих 10 км [Кропоткин, 1940], т. е. в наиболее глубоких частях геосинклинальной зоны, где массы пород находятся в пластическом состоянии. Процесс формирования абиссальных интрузивов — это в основном метасоматическая гранитизация, перерастающая в магмообразование

[Кузнецов, 1953], причем возникающая весьма подвижная гранитная магма просачивается вдоль плоскостей наименьшего сцепления с развитием больших полей инъекционных гнейсов. Таким образом, типичной «формой» абиссальных интрузивов должны быть расплывающиеся зоны сплошной гранитизации, а также конкордантные акмолитовые тела, сопровождающиеся зонами инъекционных гнейсов — мигматитов. Наряду с этим в зоне абиссальных глубин распространены только дайки, являющиеся продуктами дополнительной инъекции и преимущественно послетектоническими образованиями.

Абиссальные интрузивы мигматит-метасоматит-гранитовой фации почти всегда имеют гранитный состав, причем представлены они преимущественно калиевыми микроклиновыми гранитами с непостоянными количественными отношениями главных породообразующих минералов и с закономерно проявляющейся гнейсовидностью. Последняя выражается в параллельном расположении кристаллов полевого шпата, а иногда также в обособлении биотита в отдельные полоски, причем эта гнейсовидность, видимо, унаследованная и отражает неоднородность замещенных при гранитизации вмещающих пород.

Детали минералогического состава и структуры абиссальных гранитов могут быть охарактеризованы следующим образом. Калиевый полевой шпат в них всегда представлен микроклином, обычно совершенно свежим и с хорошо проявленной решеткой, темноцветные компоненты — биотитом, редко роговой обманкой, из пироксенов присутствует только эгирин. Плагиоклазы никогда не обладают зональностью. Структуры абиссальных гранитов гипидиоморфные, но гипидиоморфизм затушевывается явлениями замещения; порфирированные выделения микроклина обычны и развиваются метасоматическим путем.

Породы, вмещающие абиссальные интрузивы, всегда превращены в кристаллические сланцы, для которых характерны минеральные ассоциации фации гранатовых амфиболитов [Коржинский, 1940]. Скольнибудь ясный контакт интрузивного тела с вмещающими породами обычно не наблюдается. Более характерны последовательные переходы с медленным убыванием степени проявления щелочного метасоматоза (фельдшпатизации) или артеритовой инъекции, с продвижением от центральных частей плутона к его окружению [Кузнецов, 1941б].

Породы дайковой фации абиссальных интрузивов просты по составу и представлены нормальными и аплитовидными гранитами, аплитами и пегматитами. Характерно полное отсутствие лампрофиров и вообще дайковых пород основного и среднего состава. Гранит-порфириновые структуры не типичны. В абиссальной обстановке, по-видимому, никогда не образуются альбитизированные пегматиты с литиевыми соединениями, касситеритом и другими минералами, но именно для этой обстановки типичны пегматиты с промышленными концентрациями мусковита. Характерной особенностью абиссальных интрузивов является также и то обстоятельство, что пегматитовые жилы, с ними связанные, сосредоточены преимущественно вне интрузивного тела, причем удалены от последнего иногда на большие расстояния. Для мусковитых пегматитов эта особенность подмечена давно.

Примеры абиссальных интрузий многочисленны и общеизвестны. К ним относится большинство синтетектонических интрузивов археозоя и нижнего протерозоя. Два таких интрузива, посольненский и таракский, проявляющиеся несколько различно, выделены мною в южной части Енисейского края [Кузнецов, 1941б].

V. Ультраабиссальная группа фаций. Наиболее глубинным из известных интрузивных образований является **чарнокитовый** комп-

лекс, всегда закономерно ассоциирующий с кристаллическими сланцами фации гиперстеновых гнейсов [Коржинский, 1940], т. е. образованиями наибольших глубин. Пинтузивы этой фации, видимо, довольно широко распространены среди кристаллических сланцев нижнего археозоя, например в Индии, на Цейлоне [Holland, 1900] и т. д. Чарнокиты южной части Енисейского кряжа отличаются массивным сложением, общим обликом пинтузивных пород, наличием ксенолитов вмещающих пород и иногда образуют тела с секущими контактами, но вместе с тем они отличаются по качественному минералогическому составу от вмещающих кристаллических сланцев.

Среди чарнокитов здесь отчетливо выделяются две группы. Одна образует пластовые тела с постепенными переходами к вмещающим кристаллическим сланцам и отличается неустойчивостью количественного минералогического состава, будучи представлена гранатовыми гранитовидными породами, гиперстен-гранатовыми «гранодиоритами», кварцевыми и бескварцевыми норитовидными породами, анортозитами и пироксеновыми породами. Другая группа образует секущие тела гиперстенового граносенинта.

Для всех этих пород характерны следующие особенности: 1) ортоклазовый характер щелочных полевых шпатов и наличие гиперстена и граната в качестве главных темноцветных компонентов; 2) существенно гранобластические структуры чарнокитов; 3) полное отсутствие явлений контактового метаморфизма и наличие одинаковых минеральных ассоциаций в чарнокитах и вмещающих породах; 4) полное отсутствие связанных с чарнокитами жильных пород и каких-либо эманационных образований. Все это говорит о том, что чарнокиты формировались в той же термодинамической обстановке, что и вмещающие кристаллические сланцы, причем летучие компоненты играли крайне незначительную роль в этом процессе.

Таким образом, комплекс чарнокитовых пород представляет собой продукт затвердевания почти стерильных, но обладающих подвижностью и способных к инъекции «магматических» масс, образовавшихся в результате глубинного ультраметаморфизма и частично оставшихся на месте, частично переместившихся, но не вышедших за пределы материнского метаморфического комплекса. Этот ультраметаморфизм можно представить себе как крайнее проявление процесса метаморфической дифференциации, осуществляющейся посредством диффузии в твердой среде [Кузнецов, 1953] в условиях высоких температур и очень больших давлений. Таким путем, по-видимому, не может возникнуть настоящая гранитная магма, обладающая значительной химической активностью и большим запасом энергии, и чарнокитовая «магма» не в состоянии уйти сколько-нибудь далеко от места своего образования.

О ПРИНЦИПАХ ВЫДЕЛЕНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ ФАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД *

После опубликования первой работы [Усов, 1924], посвященной фациям магматических пород, М. А. Усов [1935а, б, 1936, 1945а] неоднократно возвращался к этому вопросу, уточняя характеристику фаций и совершенствуя свою классификацию. Этому же вопросу посвящены

* Основные идеи М. А. Усова в геологии.— Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960.— С. 246—254.

статьи Ю. А. Кузнецова [1949, 1951а, 1955в] и В. К. Монича [1952]. Имеется ряд попыток применения фациального анализа магматических комплексов для оценки перспектив оруденения того или другого района [Козеренко, 1946; Абдуллаев, 1954; Хамрабаев, 1958]. Фации магматических пород и значение фациального анализа для познания условий образования магматических комплексов рассмотрены в ряде учебников (лучше других — в руководстве по структурной геологии Г. Д. Аджирея [1956]).

Необходимость изучения фациальных условий образования магматических пород, выделения и систематики фациальных типов сообществ магматических пород в настоящее время осознана, кажется, всеми геологами, имеющими дело с магматическими образованиями и месторождениями полезных ископаемых эндогенного происхождения. Но вместе с тем необходимо отметить, что за последнее время нередко фации магматических пород понимаются неправильно. Часто смешиваются понятия «фация» и «формация», являющиеся в действительности понятиями совершенно различных категорий, термин «фация» применяется для обозначения тех или иных петрографических разновидностей магматических пород и т. д. Все это и заставляет меня рассмотреть в предлагаемой статье основные принципы выделения и классификации фаций, исходя из тех основ учения о фациях магматических пород, которые были заложены М. А. Усовым.

Определение понятия

В разных своих работах М. А. Усов дал несколько различные определения фации магматических пород. Наиболее точная и полная формулировка этого понятия была приведена им в тезисах доклада на XVI Международном геологическом конгрессе «Магма в различных условиях залегания дает породы, отличающиеся структурой, текстурой, минералогическим и отчасти химическим составом, а также контактными явлениями. Подобно осадочным и метаморфическим породам соответствующие формы проявления магматических пород целесообразно называть фациями» [Усов, 1939].

Из этого определения можно видеть, что фациальные особенности магматических пород и их комплексов определяются средой, в которой они возникают. Следовательно, в фациальном облике пород и комплексов должна найти отражение прежде всего геологическая обстановка формирования магматических пород и тел, возникающих или при излиянии лав в подводной или наземной обстановке, или при образовании интрузий различной глубинности.

Условия затвердевания магмы вблизи контакта с холодными вмещающими породами или во внутренних частях интрузивного тела, конечно, будут разными. В фациальном облике породы должны найти свое отражение тектоническая обстановка формирования интрузий и характер воздействия вмещающих пород на магму. Таким образом, фациальные особенности магматических пород неизбежно многообразны и, так сказать, многоплановы. Они могут выражаться формой магматического тела, структурными и текстурными особенностями пород, их минералогическим составом, характером и степенью контаминации магмы веществом боковых пород, характером постмагматических преобразований и т. д. По существу, не являются показателями фациальных условий образования только те особенности пород и их комплексов, которые определяются свойствами самой магмы. Поэтому и классификация фаций магматических

пород неизбежно должна быть сложной, причем внутри крупных фациальных подразделений должны выделяться более мелкие, внутри последних — еще более мелкие подразделения, как, впрочем, и вообще во всех естественных классификациях явлений и продуктов природы.

Все исследователи, занимавшиеся вопросом о фациях магматических пород, начиная с М. А. Усова, важнейшее значение придают глубине их образования, поскольку именно глубинность накладывает наиболее яркий отпечаток на фациальный облик пород и их комплексов; это прежде всего связано с тем, что сами формы магматизма существенно меняются с глубиной. Таким образом, в качестве наиболее крупного классификационного подразделения (подразделения первого порядка) должны выделяться фации глубинности, которые часто обозначаются (ввиду того, что каждая из них включает ряд более мелких подразделений) как группы фаций, хотя в этом и нет большой необходимости.

Магма, образующая интрузивное тело на определенной глубине или прорвавшаяся на поверхность, оказывается в сложных взаимоотношениях с окружающей ее средой (воздушной, водной, «вмещающими» горными породами). Становление любого магматического тела всегда происходит в борьбе между магмой, обладающей различной степенью и формой активности, и окружающей средой с ее специфическим составом, строением (тектоникой), кинематикой. Эта борьба между магмой и окружением проявляется двояко. С одной стороны, она выражается в активном воздействии магмы на окружение, причем это воздействие, естественно, контролируется и модифицируется свойствами среды (составом, тектоникой, кинематикой) и находит в конце концов свое выражение в специфических формах контактового метаморфизма, а также в формах и размерах магматических тел. С другой стороны, и окружающая среда с ее составом, температурой, газопроницаемостью и т. д. также в той или иной мере воздействует на магму, обуславливая появление в эндоконтактах закаленных краевых фаций, иногда более или менее интенсивные явления ассимиляции и контаминации, в некоторых случаях обогащая магму летучими (водой), вызывающими аутометасоматоз и т. д.

Изложенные соображения дают возможность внутри каждой фации глубинности выделять более мелкие фации второго порядка, определяемые активным воздействием магмы на ее окружение и находящие наиболее яркое выражение в формах и размерах магматического тела, а также в характере контактового метаморфизма. Кроме того, внутри каждой из фаций второго порядка может быть выделен ряд фаций третьего порядка, определяемых уже в основном воздействием окружения на магму и выражающихся в особенностях состава, структуры и текстуры магматических пород, развитых в различных частях магматического тела. Само собой разумеется, что характеристика каждой фации второго порядка должна являться прежде всего обобщением признаков всех объединяемых ею частных фаций третьего порядка. Точно так же характеристика каждой фации первого порядка (фации глубинности) должна быть обобщением характеристик объединяемых ею фаций второго и третьего порядка.

О фациях глубинности

Из большого количества переменных факторов, определяющих фациальные особенности магматических образований, глубинность имеет наиболее важное значение. В зависимости от глубины, на которой формируется магматическое тело, как известно, изменяются давление и температура в окружающей среде, проницаемость ее для газов и другие физи-

ческие свойства. Все это определяет в конечном счете скорость охлаждения магмы, поведение растворенных в ней летучих, а следовательно, ряд особенностей минералогического состава, структур и текстур магматических пород. Сильно меняется характер взаимодействия между магмой и вмещающими породами, причем, как это хорошо показано было в свое время А. А. Полкановым [1946а], сама форма проявления магматизма существенно меняется с глубиной, определяясь, конечно, в первую очередь свойствами самой магмы. Так, по А. А. Полканову, в условиях наибольших глубин (наша абиссальная фация) активность гранитоидных магм выражается преимущественно в химическом их воздействии на вмещающие породы с образованием мигматитов; в условиях средних глубин ведущую роль играет гравитационное поднятие легкой магмы с образованием диапир-плутонов, на малых глубинах выступает на сцену действие гидростатического давления с образованием центральных и пластовых интрузий (гипабиссальная и приповерхностная фации), и, наконец, нарушение фазового равновесия в газовой-жидкой среде магмы ведет к взрывам в приповерхностных условиях с образованием диатрем и вулканов центрального типа.

Словом, фактор глубинности играет столь большую роль в определении фациального облика магматических пород и сложенных ими тел, что даже в самых ранних петрографических классификациях породы одинакового состава, но разных фаций выделялись под различными наименованиями. Однако только М. А. Усов [1924] дал подлинно научное обоснование для выделения ряда фаций глубинности. Его работа была продолжена, как уже об этом говорилось, мной и затем В. К. Моничем. Классификационная схема В. К. Монича [1952], разработанная только для продуктов гранитоидного магматизма, и положена в основу предлагаемой принципиальной схемы классификации фаций магматических пород (табл. 2). Группа приповерхностных фаций здесь вполне соответствует экструзивной группе М. А. Усова, и содержание ее должно быть всем понятно.

Группа приповерхностных фаций является новой. Это фация собственно субвулканических образований — обычно мелких интрузий, сложенных породами эффузивного облика и залегающих внутри синхронных эффузивных толщ.

Гипабиссальная, или малоглубинная, фация соответствует такому типу плутонических интрузий, который благодаря остыванию магмы на небольшой глубине, часто непосредственно под покрывкой из синхронных эффузивов, но все же уже в плутонической обстановке, отличается наличием закаленных краевых фаций, при интрузивном облике слагающих центральные части плутона пород. Характерен также пестрый петрографический состав интрузивов, практически полное отсутствие аплитов и пегматитов, слабая ассимиляция и отсутствие гибридных пород, а также ряд других признаков. Такой фациальный тип интрузий широко распространен и хорошо всюду выделяется, причем почти всегда эти интрузии находятся в связи с близкими по возрасту эффузивами, обнаруживая тем самым свою субвулканическую природу. Между прочим, характеристика этой группы фаций, приведенная, например, в статье В. К. Монича [1952], достаточно хорошо соответствует гипабиссальной фации интрузий М. А. Усова в первоначальном ее понимании [Усов, 1924].

Остальные группы фаций предлагаемой классификации — среднеглубинная, глубинная, или абиссальная, и крайнеглубинная, или ультраабиссальная, — по своему содержанию соответствуют группам фаций, выделенным в моих прежних работах [Кузнецов, 1949, 1955а, б], и относительно их можно сделать только следующие замечания.

Принципиальная схема классификации фаций магматических пород

Фации глубинности (макро- фации)	Мезофации		
	для продуктов гранитоидных магм	для продуктов базальтоидных и щелочных магм	для продуктов гипербазитовой магмы
Поверхностные	Наземная эффузивная, подводная эффузивная, околоркратерная, экстрезивная	Наземная эффузивная, подводная эффузивная, околоркратерная	Эффузивная
Приповерхностные (или собственно субвулканические)	Жерловая, приповерхностная малых интрузий (штоковая, по Усову), приповерхностная жильная	Жерловая, приповерхностные малых интрузий (силловая, штоковая, кольцевых интрузий), приповерхностная жильная	Диатремовая (кимберлитовые трубки), центральные интрузии с карбонатитами
Гниабиссальные, или малоглубинные	Малоглубинная plutоническая, малоглубинная малых интрузий, малоглубинная жильная	Расслоенных габброноритовых и щелочных интрузий, малых пластовых интрузий, малоглубинная жильная	Сильносерпентинизированных гипербазитовых интрузий (?)
Среднеглубинные	Среднеглубинная plutоническая (батолитовая), среднеглубинная малых интрузий, среднеглубинная жильная	Фация интрузий амфиболового габбро, среднеглубинная жильная	Слабосерпентинизированных интрузий (?)
Глубинные (абиссальные)	Глубинная мигматитовая, глубинная существенно plutоническая, глубинная жильная	Нет (?)	Нет (?)
Крайнеглубинная (ультраабиссальная)	Чарнокитовая	Нет	Нет

Среднеглубинная группа фаций в типичном виде представлена гранитоидными интрузиями батолитового типа с достаточно развитыми краевыми гибридными зонами, алунитопегматитовыми фациями жильных пород, с широким ореолом контактовых роговиков. Среди основных интрузий к этой группе фаций, возможно, относятся интрузии габбро-пироксенит-дунитовой формации, сложенные в основном амфиболовыми габбро. К этой же группе условно отнесены слабосерпентинизированные интрузии гипербазитов, часто приуроченные к участкам длительно развивающихся поднятий внутри подвижных зон.

Глубинная, или абиссальная, группа фаций представлена только гранитоидными интрузиями, возникшими в связи с крайне интенсивными процессами метасоматической гранитизации, при этом собственно плутонические граниты играют подчиненную роль. Характерно также преобразование вмещающих пород в кристаллические сланцы амфиболитовой фации глубинности.

Крайнеглубинная, или ультраабиссальная, фация всегда ассоциирует с кристаллическими сланцами фации гиперстеновых гнейсов и представлена породами чарнокитовой серии, являющимися, вероятно, продуктами ультраметаморфического плавления соответственно кристаллических сланцев с сохранением минеральных ассоциаций, свойственных последним.

*О фациях и фациальных признаках,
определяемых активным воздействием магмы на окружение*

Как мы только что видели, те фациальные особенности магматических комплексов, которые дают возможность выделения ряда фаций глубинности, в значительной степени определяются характером взаимоотношений магмы и ее окружения. Но в пределах одной и той же фации глубинности характер взаимодействия между магмой и вмещающими породами может проявиться различно. Разнообразие результатов этих взаимодействий, естественно, определяется в первую очередь свойствами магмы (ее химическая активность, температура, вязкость) и свойствами вмещающих пород (состав, строение, движения во время формирования магматического тела).

Рассмотрим сначала возможные результаты активного воздействия магмы на окружающую ее среду, имея, конечно, в виду, что по законам диалектики и среда должна в то же самое время воздействовать на магму. Активное воздействие магмы на среду может проявиться, в зависимости от свойств магмы и среды, прогреванием, замещением, механической инъекцией, взрывами и т. д. и находит свое вещественное выражение прежде всего в контактовом метаморфизме и в образовании магматических тел различной формы и размеров. При этом формы магматических тел, определяющиеся, с одной стороны, составом и свойствами (формой активности) магмы, а с другой — составом, тектоникой и кинематикой окружения, являются одним из основных показателей фациальных условий образования каждого магматического тела. Это обстоятельство и было учтено в моей классификации фаций [Кузнецов, 1949, 1955в], где группы фаций глубинности были подразделены на частные фации по формам магматического тела. При этом не надо забывать, что при образовании любого магматического тела одновременно и среда воздействует на магму, создавая в разных случаях различные условия охлаждения, различную возможность для ассимиляции и т. д., поэтому каждой форме залегания всегда соответствует и свое внутреннее содержание, выражающееся в особенностях состава, структур, текстур, вторичных изменений и т. д., слагающих

данное магматическое тело пород. Например, батолит-лакколитовая, акмолитовая и дайковая фации средних глубин отличаются в практике геологических исследований друг от друга не столько по форме тела, сколько по особенностям состава магматических пород, интенсивности ассимиляции, характеру контактового воздействия, интенсивности проявления автометаморфизма и т. д. Поэтому упреки по моему адресу (они относятся, естественно, и к М. А. Усову) в преувеличенном внимании к формам залегания при построении классификации фаций неосновательны. Но вместе с тем В. К. Монич совершенно правильно полагает, что классификация фаций и критерии для их выделения должны разрабатываться применительно к определенным петрографическим формациям. В соответствии с этим, в табл. 2 фации кислых, основных и ультраосновных пород рассмотрены отдельно, причем для кислых пород принята классификация В. К. Монича с небольшими изменениями. При рассмотрении табл. 2 следует иметь в виду, что почти любая фация данной классификации может быть подразделена на ряд более мелких, в частности и по формам магматических тел. Так, наземная эффузивная фация может быть подразделена на фации покровов, потоков, туфов и т. д. Приповерхностную фацию основных интрузий можно разделить на силловую, штоковую, кольцевых интрузий и т. д. Кроме того, следовало бы выделить, особенно для основных интрузий, в качестве особых фаций ранние доскладчатые интрузии и поздние послескладчатые, даже в том случае, если те и другие образовались на одной и той же глубине в виде тел одних и тех же размеров и форм. Вероятно, неслучайно ранние габброидные интрузии подвижных зон чаще всего сложены амфиболовым габбро, в то время как такие породы совершенно несвойственны интрузиям платформ.

Характеристика многих из выделенных в предлагаемой классификации типов фаций дана в работах М. А. Усова. Хорошую сравнительную характеристику малоглубинной плутонической и среднеглубинной плутонической фаций гранитоидных интрузий на казахстанском материале дал В. К. Монич [1952]. Все это позволяет мне ограничиться в этой статье только некоторыми пояснениями по поводу тех фацialsных типов, которые не выделялись ранее.

1. Собственно экструзивные (купольные) формы не характерны для основной и ультраосновной магм, поэтому они в соответственных колонках и не выделены. Эффузивы ультраосновного состава в настоящее время известны, но изучены недостаточно, чтобы можно было как-то расчленить их поверхностные фации.

2. К приповерхностной фации малых интрузий основных пород я склопен относить субвулканические малые интрузии, залегающие обычно в синхронной эффузивной толще и сложенные породами эффузивного облика: базальтами (и близкими к ним продуктами), анамезитами, редко долеритами.

3. Фация малых пластовых интрузий основного состава в гипабиссальной группе сложена преимущественно долеритами (габбродиабазам). Пример — большинство пластовых интрузий траппов Сибирской платформы, залегающих в палеозойских осадочных породах.

4. Фация интрузий амфиболового габбро помещена в группу среднеглубинных фаций условно. Под этим названием понимается фацialsный тип габброидных интрузий начальных и ранних этапов развития подвижных зон.

5. Основные и ультраосновные интрузии, по-видимому, вообще несвойственны абиссальной обстановке. Во всяком случае все основные породы, вскрывающиеся на одном эрозионном срезе с абиссальными грани-

тами, почти всегда являются более древними, чем последние, испытали глубокий метаморфизм и несут признаки образования на значительно меньших глубинах. Может быть, в эту клетку следовало бы поместить тип анортозитовых интрузий, но, вероятно, они являются все же менее глубинными образованиями.

6. У меня нет полной уверенности в том, что «абиссальные» граниты и мигматиты (и, следовательно, вся абиссальная группа) действительно являются более глубинными образованиями по сравнению со среднеглубинными гранитами. Может быть, столь отличный их фациальный облик создается специфической тектонической обстановкой, например, приуроченностью к зонам глубинных разломов, или гранитоидный магматизм древнего докембрия вообще проявился в иных формах, чем в более поздние времена, но все равно эти «абиссальные» граниты и мигматиты настолько ярко отличаются от обычного типа батолитовых гранитоидных интрузий, что выделение их в качестве особого фациального типа (может быть, под другим названием) является совершенно необходимым.

7. Как уже указано выше, характеристику остальных фациальных типов следует искать в соответствующих работах М. А. Усова [1924, 1935а, б, 1939] и В. К. Монича [1952], имеется она и в моих статьях [Кузнецов, 1949, 1955в].

О структурных, текстурных фациях и фациях вещественного состава, выделяющихся внутри магматического тела и определяющихся преимущественно воздействием среды

В разных частях каждого магматического тела, залегающего на любой глубине и в любой тектонической обстановке, условия формирования магматических пород также оказываются неодинаковыми. Эти иногда тонкие различия обуславливают появление ряда фациальных разновидностей даже в самых малых магматических телах. Можно сказать, что магматические тела, сложенные целиком фациально однородным материалом, являются большой редкостью.

Разнообразие фациальных условий формирования магматических пород внутри каждого данного магматического тела может находить свое выражение в разных случаях.

1. В различной скорости охлаждения вблизи контакта и в центральных частях тела, вызывающей появление мелкозернистых, порфировых или даже стекловатых структурных фаций в контакте в противоположность лучше раскристаллизованным фациям центральной части тела.

2. В различной степени вскипания магмы в верхних и центральных частях эффузивных и экструзивных форм, с чем связано образование пuzырчатых, или миндалекаменных, или мларолитовых текстурных фаций в верхней части магматических тел.

3. В появлении резко неравновесной системы «магма — вмещающая порода» в приконтактной зоне интрузивных тел. В результате возникают эндоконтактные фации магматических пород, обогащенные ксенолитами, шлирами, характеризующиеся такситовыми текстурами и обычным развитием, особенно в гранитоидных интрузиях, гибридных пород. Эти эндоконтактные или краевые фации интрузий обычно ясно отличаются от однородных и свободных от контаминации фаций ядра.

4. В развитии массивных или гнейсовидных текстур в гранитоидных массивах, в связи с чем уже выделяются нормально гранитные или гнейсогранитные их фации, причем происхождение их может быть также раз-

льным. Гнейсовые текстуры могут быть или унаследованными или вторичными, связанными с развитием зон смятия.

5. В различной проницаемости тех или иных растворов, в связи с чем развиваются местные фации измененных пород, испытавших (в разных случаях) грейзенизацию, серицитизацию, пропилитизацию, серпентинизацию, карбонатизацию и т. д.

Понятно, что структурные, текстурные или «вещественные» фации могут сочетаться друг с другом по-разному в магматических образованиях разной глубинности и образованных магмой неодинакового состава, но главные из них повторяются почти в любом магматическом теле. Например, почти везде можно выделить краевые фации (в одних случаях структурные — «закаленные», в других — вещественные, гибридных пород) и фации центральных частей интрузий. Поэтому нет большого смысла вводить данный комплекс фацциальных признаков в классификацию, чтобы чрезмерно не усложнить ее, достаточно ограничиться некоторыми примерами. В наземных потоках почти всегда можно выделить краевую вспененную и закаленную фацию шлаковидных лав, отличную от более однородных лав центральной части потока. В образованиях околократерной фации можно выделить частные фации туфов, агломератов, лав. Малоглубинные плутоны обычно характеризуются развитием закаленных краевых фаций, в то время как среднеглубинные гранитоидные плутоны частью отличаются развитием краевых фаций гибридных пород; нередко в гранитоидных интрузиях обособляется апикальная фация аплитовидных гранитов и т. д. Все эти фацциальные типы пород и их комплексов представляют значительный интерес сами по себе, позволяя установить детали геологических (фацциальных) условий их формирования, но, главное, именно по совокупности фацциальных особенностей пород, которые мы можем наблюдать при непосредственном изучении их в поле, обычно и делаются суждения о принадлежности изучаемого тела к тому или иному фацциальному типу высших категорий, ибо, например, форма тела, и тем более его глубинность, как правило, непосредственно не наблюдаются.

ВЫВОДЫ

1. Термин «фация» применительно к магматическим породам следует употреблять только в том значении, которое ему придавалось М. А. Усовым, т. е. для обозначения тех особенностей горных пород или их ассоциаций, которые определяются условиями их формирования. Поэтому надо всегда иметь в виду слова М. А. Усова [1945а]: «Всякая порода носит определенные черты своего происхождения и, следовательно, может быть геологическим документом для восстановления соответствующих условий и процессов».

2. Условия формирования магматических пород разнообразны и многоплановы. Соответственно и в группировке фаций магматических пород неизбежна их соподчиненность. Крупные фации (макрофации) могут быть подразделены на более мелкие (мезо-, микро- и т. д.). Этот вопрос в основном и рассмотрен в настоящей работе.

3. Понятно, что характеристика макрофации должна представлять собой обобщение особенностей всех объединяемых ею мезофаций, а характеристика мезофации — это обобщение характеристик микрофаций. Точно так же для определения принадлежности данной магматической породы или магматического тела к тому или иному фацциальному типу необходимо изучение всех микро-, мезо- и макрофацциальных особенностей, а также

определение положения этого магматического тела в структуре района и его истории. Это основное требование фациального анализа должно быть совершенно обязательным, ибо глубина формирования магматического тела, его положение в структуре района и его размеры и форма, состав и структура слагающих его пород всегда находятся в тесной взаимосвязи друг с другом. Познание этих взаимосвязей в конечном счете и является основной задачей учения о фациях магматических пород, ибо главная ценность этого учения о фациях магматических пород заключается в том, что по сравнительно немногим фаціальным особенностям пород, в частности наблюдаемым даже в отдельных образцах и обнажениях, можно судить с достаточной степенью уверенности о фаціальных (геологических) условиях формирования всего магматического тела или даже магматического комплекса, составной частью которого это тело является. Практическое же значение учения о фациях магматических пород для оценки перспектив того или иного района их развития должно быть для всех понятно.

III. ПРОБЛЕМЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

О СОСТОЯНИИ И ЗАДАЧАХ УЧЕНИЯ О МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ *

Потребность оперировать при геологическом картировании и всяких геологических обобщениях не горными породами, а их ассоциациями давно назрела. Такого бурного потока информации об ассоциациях магматических пород, который наблюдается за два последние десятилетия, вероятно, нельзя обнаружить ни в одной другой области геологических знаний. На первом Всесоюзном петрографическом совещании (1952 г.) проблема магматических формаций вообще не обсуждалась, на втором (1958 г.) — впервые была поднята и обсуждена, на третьем (1963 г.) и четвертом (1969 г.) совещания уже почти целиком были посвящены магматическим формациям. И если при составлении первого обобщения по магматическим формациям [Кузнецов, 1964] автор испытывал большие затруднения из-за ограниченного количества хороших описаний, то за последнее время положение кардинально изменилось. Появилось громадное количество публикаций в виде отдельных статей и монографий, а также многочисленных диссертационных работ, посвященных всесторонней характеристике магматических ассоциаций. Опубликован ряд статей методологического характера. Но самое главное — метод исследования именно ассоциаций магматических пород, метод формационного анализа, прочно вошел в практику всех геологических организаций СССР и стал привычным для всех геологов. На кондиционных геологических картах всех масштабов стало обязательным выделение магматических комплексов. Обобщение всех работ по картированию магматических ассоциаций — «Карта магматических формаций СССР» [1968] в масштабе 1 : 2 500 000, изданная ВСЕГЕИ. Формационный анализ является основой всяких металлогенических обобщений. Таким образом, учение о магматических формациях сейчас уже можно рассматривать как самостоятельную науку.

Вместе с тем общее состояние учения о магматических формациях нельзя признать вполне удовлетворительным главным образом по причинам: 1) противоречивости и неточностей в определениях основных понятий и 2) неразработанности номенклатуры магматических формаций и их систематики. Совершенно различное содержание вкладывается теми или иными исследователями даже в основное понятие «магматическая формация». Например, у коллектива авторов к «Краткой объяснительной записке к карте магматических формаций» [1971] магматическая формация — это ассоциация пород, тесно связанная с тем или иным этапом

* Геология и геофизика. — 1973. — № 8. — С. 3—11.

в развитии геологической структуры, в то время как у авторов XIII тома «Геологии СССР» [1972] магматическая формация, по существу, однородна и единственным ее признаком является петрографический состав. Следует отметить, что и прежние определения понятий «магматический комплекс» и «магматическая формация», предложенные ранее автором [Кузнецов, 1964], нуждаются сейчас в некотором уточнении, а новая информация требует внесения существенных изменений в характеристику ряда типов магматических формаций, уточнения их наименований, выделения новых типов. Учение о магматических формациях находится пока еще в начальных стадиях своего становления и нуждается в непрерывном совершенствовании.

Об определении основных понятий

Предложено много вариантов определения понятия «магматическая формация» и вариантов определения места магматических формаций в формационном таксономическом ряду [Устиев, 1970]. Представляется, что понятие «магматическая формация» как наиболее общее и основное в учении о магматических формациях должно быть сформулировано в общем, но достаточно конструктивном виде, удовлетворяющем всем многочисленным аспектам формационного анализа. В Лаборатории магматических формаций ИГиГ СО АН СССР проведена обстоятельная работа по уточнению этого понятия. Наиболее приемлемым представляется следующее простое и краткое определение: **«Магматическая формация — это парагенез магматических пород и слагаемых ими тел, обладающий некоторой степенью внутренней геологической связности и выбираемый для целей формационного анализа»**. Принципиальная отличительная особенность формационного анализа состоит в рассмотрении совокупностей пород в целом. Магматические формации разномасштабны. Всякая ассоциация магматических пород, связанных парагенетическими отношениями, (вне зависимости от ее сложности и размеров), может быть определена как магматическая формация. Иначе говоря, общее понятие — магматическая формация — в учении о формациях имеет тот же смысл и значение, что и общее понятие — магматическая горная порода — в петрографии. И если можно говорить о таксономическом положении магматической формации как обобщенного понятия, то только в ряду систем, отличающихся различным уровнем организации материи: атом — минерал — горная порода — геологическая (осадочная, магматическая, метаморфическая) формация — земная кора — Земля. Но внутри уровня (мира) магматических формаций, как мы увидим дальше, все же может быть намечен свой таксономический ряд.

Всякий геолог знает, что одной из самых трудных проблем формационного анализа является определение границ между соседними по составу или возрасту формационными подразделениями. В самом деле, рассматривать ли базальт-риолитовую или габбро-гранитовую, или андезит-гранодиоритовую ассоциации единичными формациями или компонентами вертикального ряда формаций? Считать ли единой или самостоятельными формациями несколько изменяющиеся по составу и несколько отличающиеся по возрасту, но очень близкие во многих отношениях интрузивные или эффузивные ассоциации, развитые в соседних структурно-фациальных зонах (например, эффузивные ассоциации раннего девона, раннепалеозойские гранитоидные ассоциации Кузнецкого Алатау и т. д.)?

Видимо, вообще нельзя дать универсальные общие рекомендации для решения этой проблемы, так как выбор формационной единицы це-

ликом опеределается задачей исследования. Например, при геологическом картировании — масштабом исследования и размером изучаемой территории, хотя магматические формации как сложные геологические тела или ассоциации тел могут иметь самые различные размеры. Для геотектонических или металлогенических обобщений могут быть выбраны другие формационные подразделения, с иным содержанием. Дальнейшее обсуждение проблемы в этой статье ведется применительно к задачам и потребностям геологического картирования разных масштабов.

Какая же породная ассоциация заслуживает выделения на геологической карте в качестве самостоятельного формационного подразделения?

Локальные, узкоместные ассоциации и отдельные геологические тела в общем случае не должны выделяться как формационные подразделения. Наименьшие формационные подразделения должны быть развиты и сохранять свой состав по крайней мере в пределах структурно-формационных зон регионального масштаба. В практике геолого-съемочных работ в пределах таких региональных структур картируемые ассоциации чаще всего выделяются под названием «магматических комплексов». Выделение их обычно затруднений не вызывает, если уже выполнено или одновременно ведется общее тектоноформационное районирование. Состав комплекса выдержан, границы четкие, принцип одно-, или близковозрастности его частей выдерживается. Но иногда возникают затруднения в разграничениях в вертикальном ряду формационных подразделений.

Таким образом, магматический комплекс — это наименьшее региональное формационное подразделение, выбираемое для целей геологического картирования. В настоящее время большинство советских геологов, ведущих геологическое картирование, воспринимают понятие «магматический комплекс» примерно одинаково. Но в обобщающих работах в этот термин разные авторы вкладывают различный смысл. Сравнительно недавно Е. К. Устиевым [1970] сделан обстоятельный обзор понятий и терминов в учении о магматических формациях, что избавляет от необходимости повторения такого обзора. Новые данные (о чем ниже) требуют некоторого уточнения предложенных ранее определений [Билибин, 1955, 1959; Кузнецов, 1964; Устиев, 1970; Шаталов, 1963, 1972]. С точки зрения автора, наиболее точное и полное определение сформулировано А. Ф. Белоусовым [1976] «Магматические комплексы — это региональные формации малого масштаба, удобные в качестве опорных единиц для регионального картирования магматических ассоциаций. Для пород и тел, объединяемых в магматический комплекс, обязательна территориальная связность (в пределах единой тектоноформационной зоны), стратиграфическая (возрастная) близость и наличие петрогенетических связей (принадлежность к единому процессу порообразования, не обязательно в смысле образования из одного очага, т. е. прямой комагматичности). Магматический комплекс может иметь однородное (квазиоднородное) распределение составов пород или распределение с признаками неоднородности (неодномодальное). Разделение магматических комплексов обосновывается: а) существенными различиями состава (петрографического, петрохимического); б) разобщенностью ареалов распространения или наличием четких разделяющих тектонических или тектоноформационных границ; в) признаками существенных перерывов магматической деятельности во времени. Эти признаки обеспечивают картируемость магматических комплексов. Как геолого-картировочные единицы магматические комплексы не должны быть сложны и громоздки в фациальном отношении. Поэтому вулканические комплексы целесообразно отделять от плутонических».

При исследовании более значительных регионов, например целой складчатой области или всей платформы, процедура формационного членения меняется и усложняется. С переходом к анализу магматизма в пределах крупных тектонических подразделений и составлении мелкомасштабных обзорных карт приходится: а) укрупнять объем формационных подразделений путем объединения ряда близких по составу и возрасту магматических комплексов, развитых в соседних формационных зонах; б) расширять возрастной диапазон таких укрупненных магматических ассоциаций в силу возрастного скольжения магматических комплексов в соседних структурно-формационных зонах. При этом картируемые ассоциации могут пересекать границы структурно-формационных зон разного масштаба. Такие укрупненные формационные подразделения лучше всего было бы обозначать как «семейство родственных комплексов», но уже существует практика применения к ним и общего термина «магматическая формация» с обязательным указанием ее географической или геологической позиции и возраста. Такая практика определяется тем, что с формационными подразделениями именно такого ранга обычно приходится иметь дело при обзорном формационном анализе и геотектонических или металлогенических обобщениях по большим территориям. Например, есть все основания для заключения о том, что крыккудукский комплекс Центрального Казахстана вместе с тельбесским, мартайгинским, улень-туимским Кузнецкого Алатау, ольховским, таннуольским и джиддинским комплексами Саян и Прибайкалья и с рядом других комплексов аналогичного состава образуют семейство комплексов, обладающих рядом общих особенностей и могут быть объединены в единую раннепалеозойскую гранитоидную формацию, широко распространенную в каледонидах Казахстана, Южной Сибири и Монголии.

Несколько слов относительно других терминов, применяемых при формационном анализе. К настоящему времени достаточно устоявшимся является представление о «рядах» магматических комплексов (или формаций) различного состава, иногда относящихся к различным фациям глубинности, сменяющих друг друга во времени (вертикальные ряды) или в пространстве (латеральные ряды). Что касается других терминов, применяющихся при формационном анализе, — «ассоциация», «серия», «группа», то их надо признать терминами свободного пользования. При этом термин «серия» используется при исследовании отдельных тектоно-формационных зон для обозначения многофазных магматических комплексов, но иногда — для вертикального ряда комплексов. Термин «группа» чаще используется для обозначения близких по составу и обычно близких по возрасту формационных подразделений.

Следует отметить, что наша формационная терминология существенно отличается от принятой в зарубежных странах. Например, в практике геологической службы США термин «комплекс» используется только применительно к расслоенным (псевдостратифицированным) базитовым или ультрабазитовым интрузивам. «Формация» у американских геологов примерно соответствует объему нашего интрузивного комплекса; это ассоциация пород или плутонов близкого состава и возраста, выделяемая в качестве основного подразделения при геологическом картировании. Раннее широко применявшийся термин «интрузивная серия» признан устаревшим и не рекомендован Американским геологическим номенклатурным комитетом; вместо него теперь применяется термин «группа» для обозначения ряда последовательно образованных формаций.

Многие исследователи полагают, что геологические формации можно рассматривать как комплекс фаций, ставя, таким образом, фации и формации в один таксономический ряд. Это совершенно неверно, по крайней мере применительно к магматическим образованиям, так как магматическая фация определяется геологической обстановкой образования пород или их ассоциаций, а формация — их вещественным составом [Кузнецов, 1960 г, 1964; Кузнецов и др., 1971].

Бросаются в глаза противоречия в определении соотношений фаций и формаций магматических пород. Одни исследователи полагают, что в категорию формаций должны включаться монофациальные ассоциации. С точки зрения других — формации полифациальны. По существу правы и те и другие. Дело в том, что для магматических образований могут быть выделены фации разных рангов, а для последних может быть намечен свой таксономический ряд [Кузнецов, 1960г]. Поэтому, если говорить о наиболее крупных фациальных подразделениях (мегафациях), выделяемых по глубинности (термодинамическим условиям становления), то магматические формации грубо монофациальны, и эффузивные формации следует отделять от плутонических, может быть, выделив для некоторых целей промежуточную вулканоплутоническую или эффузивно-интрузивную. Но если учитывать фациальные подразделения более мелких рангов, например выделяемых по форме и размерам тел, структурным и текстурным особенностям и определяемых различными скоростями охлаждения, фазовыми преобразованиями магматического вещества и т. д., то магматические формации всех размеров и рангов всегда полифациальны.

О классификации магматических формаций

Задачи, которые встают при разработке обзорных классификаций магматических формаций, отличны от задач первичной систематизации их при геологическом картировании и составлении схем магматизма отдельных районов. Поэтому должен быть особо обсужден вопрос о принципах построения общей классификации магматических формаций и выборе основных классификационных признаков и подразделений.

Основная задача классификации магматических формаций — выявление общих закономерностей в кажущемся бесконечном разнообразии ассоциаций магматических пород; выявление наиболее характерных, повторяющихся типов таких ассоциаций и в конечном счете разработка формационной номенклатуры, т. е. языка или кода, необходимого для целей расчленения и сопоставления конкретных ассоциаций магматических пород и выяснения их взаимоотношений, а также для выбора и унификации условных обозначений геологических карт.

Прежде всего несколько слов о соотношениях между магматическими и геологическими формациями. Магматические формации являются частным случаем геологических формаций, но они обладают рядом таких особенностей, которые вынудили автора в свое время [Кузнецов, 1964] дать особое определение магматической формации, несколько отличающееся от общего определения геологической формации Н. П. Хераскова [1952].

К. В. Боголепов [1970] подчеркнул необходимость разграничения первичных и вторичных, или эпигенетических, геологических формаций. К первым он отнес осадочные и эффузивные формации, обладающие сло-

истым строением, ко вторым — плутонические, осложняющие осадочную оболочку. Эффузивно-осадочные формации, как известно, широко распространены, хорошо картируются. И. В. Лучицкий [1971] выделил и описал несколько типов эффузивно-осадочных формаций. Вместе с тем при разработке классификации магматических формаций следует учитывать только эффузивную часть таких сложных формаций и в этом случае нужно провести четкую границу между магматическими формациями (включая эффузивные) и осадочными. Это оправдывается и тем, что те и другие резко различаются вещественным составом, внутренней структурой и условиями залегания. Принципиально различны процессы, создающие осадочные и магматические формации. Если образование той или иной осадочной формации контролируется экзогенными процессами и только через посредство последних — тектоникой (колебательными движениями), то появление магматических формаций (интрузивных и эффузивных) — глубинными процессами и разрывной тектоникой. Поэтому пространственное размещение эффузивных формаций в осадочных толщах, несмотря на согласное их залегание, подчиняется иным закономерностям, чем размещение осадочных формаций. В отличие от осадочной магматическая формация (в том числе и эффузивная) почти всегда ассоциация разрозненных магматических тел.

Примерно то же самое можно сказать относительно соотношений между магматическими, с одной стороны, с метаморфическими формациями — с другой. Вещественное содержание и строение тех и других различно, различны цели и методы их выделения.

Таким образом, геологические формации должны быть подразделены на осадочные, магматические, метаморфические формации, задачи и методы исследования которых существенно различны. И вместе с тем необходимо понимание того, что четких пространственных границ между ними может и не быть — в пространстве они могут накладываться друг на друга, а границы пересекаться, хотя связи между этими формациями (структурные и генетические) и остаются.

Почти все существующие классификации магматических формаций построены на тектонической основе. Это естественно, так как представление о формациях как о парагенезах пород возникло в связи с задачей отыскания таких сообществ пород, которые увязываются с процессом формирования геологических структур, и само учение о геологических формациях зародилось в недрах геотектоники. Сейчас такие классификации, построенные на тектонической основе, нас удовлетворить уже не могут. Во-первых, логика требует, чтобы любые объекты классифицировались по признакам, характеризующим сами эти объекты. Во-вторых, тенденция к жесткой увязке типов магматических формаций с типами тектонических структур и этапами их формирования в общем не выдержала проверку временем и практикой. Все это вынуждает многих исследователей, в том числе автора, отказываться от привычных старых представлений о строго фиксированной (детерминированной) связи типов магматических формаций с типами тектонических структур. Сейчас можно говорить только о преобладании какого-либо типа магматизма и типов магматических формаций в структурах разного типа, но, видимо, ни один тип магматических формаций не является заведомо «запрещенным» для любого типа структур и любого этапа их развития. Причина же всяких отклонений от «общих правил» заключается в том, что, как уже говорилось раньше, магматические формации являются чуждыми (эпигенетическими) по отношению к вмещающим осадочным толщам, а состав, время и место размещения

магматических формаций контролируются иными факторами, чем те, которые контролируют формирование осадочной оболочке.

Объект наших исследований — ассоциация магматических пород — необычайно сложен для их типизации и классификации в связи с отсутствием дискретности во всем их многообразии. Дискретность совершенно ясна в мире атомов, животных, растений; ограничена основными группами в мире минералов (хотя отсутствует внутри изоморфных групп); с трудом выявляется в мире пород (например, между базитовой и салической породными группами); отсутствует в мире магматических формаций. Только при наличии дискретности в системе границы между одноранговыми подразделениями будут естественными и отвечать природным группировкам. Если дискретности нет, границы эти неизбежно условны и искусственны. Поэтому и границы между основными единицами классификации магматических формаций могут быть только условными. Вместе с тем эти условные границы должны быть проведены по возможности так, чтобы они не «резали по живому» природные парагенетические ассоциации и по возможности отвечали природным породным группировкам.

Для начальной стадии развития учения о магматических формациях (а мы, по существу, еще не вышли из этой стадии) естественно было применение для целей типизации и построения первых классификаций чисто индуктивного метода — эталонирования. За эталоны для выделения формационных типов принимались хорошо знакомые или хорошо изученные магматические ассоциации (трапповая, гипербазитовая, спилитокератофировая и т. д.). Этим методом выделялись интрузивные комплексы Ю. А. Билибина [1955, 1959], главные типы магматических формаций Ю. А. Кузнецова [1964], классификационные подразделения «Краткой объяснительной записки к карте магматических формаций СССР» [1971] и т. д.

В этом отношении история развития учения о магматических формациях повторяет историю петрографии. Типы горных пород в систематиках Г. Розенбуша, Ф. Циркеля и других основоположников петрографии тоже выделялись в основном методом эталонирования, что отразилось и в их названиях, большей частью географических. За сто лет развития петрографии как самостоятельной науки методом эталонирования выделены и описаны тысячи видов и разновидностей магматических горных пород с собственными названиями, различающихся признаками минерального состава и структурными особенностями. В результате накопилось огромное количество малоинформативных классификационных обозначений (наименований).

В петрографии уже давно осознана неудовлетворительность типизации и систематики магматических горных пород, основанной на методе эталонирования, и необходимость перехода к дедуктивным классификациям с искусственными, по строго определенными границами и классами. К настоящему времени таких классификаций, химических и минералогических, предложено уже много; перечислять их здесь не имеет смысла и достаточно сослаться на доклад номенклатурной комиссии Петрографического комитета АН СССР на четвертом Всесоюзном петрографическом совещании [Коптев-Дворников и др., 1972].

К сожалению, ни одна из количественных химических или минералогических классификаций не получила общего признания, и применяет ту или иную классификацию чаще один только ее автор, реже — ограниченный круг исследователей. Ни одна из количественных классификаций магматических пород так и не получила значения международного петрографического кода. Широкие массы геологов по-прежнему пользуются

явно нерациональной, но привычной номенклатурой и систематиками, созданными путем эталонирования. Дело заключается не в достоинствах или недостатках той или иной классификации и метода ее построения. Нужно, чтобы та или иная новая количественная классификация была принята и вошла в практику если не всех, то большинства специалистов, работающих в области петрографии магматических пород.

Тем не менее, несмотря на не совсем утешительный опыт петрографии, при разработке рациональной классификации магматических ассоциаций и выборе основных классификационных подразделений, видимо, все же придется пойти по тому пути, по которому уже пошла петрография. При этом положение учения о магматических формациях сейчас даже лучше, чем положение петрографии. Количественных классификаций магматических формаций пока нет, следовательно, отсутствует перспектива неизбежности выбора из большого количества вариантов.

Вместе с тем необходимо иметь в виду, что оба метода построения классификации — индуктивный метод эталонирования, и удовлетворяющий требованиям формальной логики дедуктивный метод разбиения на классы — при практическом их применении имеют каждый и свои достоинства, и свои недостатки.

Метод эталонирования и систематика, построенная на выделении типов магматических формаций, отвечающих по своему содержанию устойчиво повторяющимся в пространстве и времени природным ассоциациям, вообще говоря, с точки зрения формальной логики ненаучны (одноранговые подразделения выделяются по разным и часто не вполне определенным признакам, не соблюдается правило непересекаемости классов и т. д.). Но вместе с тем такая систематика, несмотря на всю неясность и размытость границ между подразделениями, все же как-то отражает природу, которую в силу своей сложности не всегда удается втиснуть в жесткие рамки классификации, построенной дедуктивными методами. Кроме того, метод эталонирования, несмотря на все его несовершенство, все же дал свои результаты и позволил в предварительном виде как-то разобраться в бесконечном разнообразии сочетаний пород в природных ассоциациях.

Метод разбиения на однородные и однопризнаковые классы с условными, но точными границами отвечает требованиям формальной логики. Опыта применения его в учении о магматических формациях пока почти нет. Основная трудность, видимо, будет состоять в выборе таких классификационных границ, которые, по возможности, не проходили бы внутри природных ассоциаций.

В настоящее время, на стадии становления учения о магматических формациях, видимо, следует работать в обоих направлениях: т. е. исправлять и пополнять имеющиеся классификации и одновременно приступить к разработке новой, уже отвечающей всем требованиям формальной логики. В предстоящей работе над классификациями магматических формаций желательно выполнение следующих требований.

1. При выделении основных подразделений классификации следует учитывать только вещественно-структурные признаки магматических ассоциаций. Тектоническая основа для классификации магматических формаций непригодна (можно систематизировать типы тектонических структур и этапы их развития с учетом особенностей магматизма и набора характерных магматических формаций, но это уже иная задача, чисто тектоническая).

2. Объекты наших исследований — ассоциации магматических пород — необычайно сложны для их типизации и классификации в связи с отсутствием дискретности во всем многообразии ассоциаций. Поэтому

Границы между одноранговыми классификационными подразделениями могут быть только условными, обязательно количественными или точно определенными качественными, и должны выбираться так, чтобы они, по возможности, отвечали границам наиболее распространенных природных группировок пород.

3. Основные подразделения формационной классификации не должны быть мелкими, а количество их должно быть небольшим. По-видимому, в качестве основного подразделения нужно сохранить магматическую формацию в объеме комплекса или семейства близких по структурно-вещественным признакам магматических комплексов и соответственно с обобщенной характеристикой. Магматические формации могут быть объединены в группы и классы и в случае необходимости расчленяться на подформации.

СИСТЕМАТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ПО СОСТАВУ *

Общие положения

Вещественный аспект в систематике магматических формаций пока разработан недостаточно, хотя широко признано, что он имеет первостепенное значение.

Не задерживаясь на общем определении магматических формаций [Кузнецов, 1973; и др.; Белоусов и др., 1973; Белоусов, 1976], остановимся на существенных моментах их систематики: положении границ между классами, номенклатуре и т. д., полностью еще не разработанных.

Классификация магматических формаций, как любая научная систематика, должна удовлетворять некоторым общим принципам, а именно:

1) базироваться на состоятельной (наиболее адекватной) модели той совокупности объектов, которая классифицируется; 2) отвечать оптимальным научным правилам систематизации; 3) соответствовать научным и практическим целям, ради которых систематика разрабатывается, побуждать исследование (т. е. быть конструктивной).

Первое из указанных требований означает не только то, что классификация должна дать неискаженное отражение природной совокупности, но и то, что структура самой классификационной сетки должна быть выбрана в соответствии с особенностями модели. При выборе структуры систематики магматических (как и вообще геологических) формаций важно учитывать прежде всего следующие особенности общей модели природной совокупности магматических ассоциаций (формаций).

А. Природа геологических формаций такова, что систематика их не может быть сведена только к качественным (дискретным) признакам (как, например, биологическая систематика) и должна отражать также количественные (градационные) признаки.

Б. Связь между разными признаками ассоциаций горных пород является в общем стохастической (не вполне детерминированной, вероятностной). При стохастическом характере связи оптимальной представ-

* Материалы докладов к V Всесоюзному петрографическому совещанию // Геология и геофизика. — 1976. — № 5. — С. 3—19. (В соавторстве с А. Ф. Белоусовым и Г. В. Поляковым.)

ляется структура классификации с развязанными (т. е. независимо и последовательно вводимыми) признаками.

В. В пространстве количественных признаков распределение составов магматических пород обнаруживает планетарную неоднородность, которая выражена паличием статистических максимумов и минимумов. С учетом относительно устойчивых минимумов в распределении составов, а также характера природных границ между породами и некоторых общих предположений можно представить распределение составов изверженных пород как условно дискретное *, выделить на правах автономных некоторые совокупности пород (породные группы, см. ниже) и использовать их при классификации составов. Таким образом, в классификацию магматических формаций может быть введен популяционный подход, успешно используемый в биологии.

Из общенаучных требований к построению классификации, разбравшихся в геологической литературе, здесь напомним лишь следующие:

1) объективность классификационных признаков (отсутствие элементов интерпретации, прямая диагностируемость или измеримость используемых признаков);

2) строгое установление соподчиненности признаков (ранжировка по их существенности для целей данной классификации; выбор в качестве первостепенных признаков наиболее обобщенных, укрупненных и универсальных и тех, по которым могут быть в той или иной мере оценены другие — второстепенные признаки);

3) удобство выбираемой схемы деления и классификационной номенклатуры для любой детализации и генерализации (для количественных классификаций идеальным является последовательное дихотомическое деление).

Мы сейчас имеем в виду многоцелевую, общеупотребительную схему не очень высокой детальности, которую можно было бы использовать при обзорных и региональных исследованиях, включая формационное картирование. Однако эта схема по своей структуре и номенклатуре должна по возможности легко разворачиваться в детализированную.

Что касается общенаучных требований, речь идет лишь о максимально возможном их соблюдении, так как некоторые из них нуждаются в оговорках применительно к объекту классификации.

Так, в нашем случае полное выполнение требования, сформулированного в п. 1, означало бы разработку систематики ассоциаций магматических пород, совершенно не учитывающей никаких других признаков и соображений, кроме минералого-петрографических и петрохимических. Такая систематика заманчива простотой, но была бы мало конструктивна в других отношениях и прежде всего в качестве базы, которая должна облегчать генетическое истолкование ассоциаций магматических пород.

Задача классификации составов магматических формаций как ассоциаций горных пород, очевидно, сводится к выбору шкалы классов составов этих пород и к оценкам, и систематике ассоциаций на основе этой шкалы.

Допустим, мы задались перечнем (шкалой) классов пород базальты — андезитобазальты — андезиты — дациты — риолиты с вполне жесткими границами. Классы составов ассоциаций можно было бы выделить далее по количественному соотношению разных классов пород в ассоциации, а для каждого класса пород определить статистические парамет-

* Это не противоречит ранее высказанному положению [Кузнецов, 1973] об отсутствии дискретности (в смысле полной прерывности) в мире магматических формаций.

ры состава (например, петрохимические) и ранжировать их с помощью доверительных оценок. Недостаток методики состоит в том, что она немного дает для характеристики и систематики самостоятельных частей магматических ассоциаций, на которые распадаются, по крайней мере, те магматические формации, которые называют контрастными. В контрастных ассоциациях, например, базитов и кислых пород, дациты и андезиты могут принадлежать в одних случаях к базитовой, а в других — к кислой частям ассоциации, самостоятельность которых доказывается по комплексу данных. Каждый из этих классов пород, таким образом, может представлять собой смесь разнообразных образований, быть гетерогенным, а суммарные оценки по такому классу не имеют особого петрогенетического интереса. Одноименные породы разной природы могут быть неравноценны в металлогеническом смысле и т. д. Использование формальных классов составов пород как основы для систематики составов природных ассоциаций вполне правомерно лишь в рамках совокупностей, не несущих признаков резкой и устойчивой неоднородности.

Рассмотренный пример показывает, что едва ли удастся совершенно обойтись без генетических соображений даже при систематике составов магматических формаций. Вместе с тем должен обязательно сохраняться приоритет фактических признаков состава, а генетические предположения не должны быть многочисленными и специфическими. В противном случае трудно добиться единогласия насчет генетической гипотезы.

Общепетрографическая ступень систематики составов формаций

В качестве наиболее укрупненных унифицированных классов пород, которые могут быть использованы на самой первой ступени систематики составов магматических формаций, заманчиво использовать классы, которые отчетливо и устойчиво обособляются в магматических ассоциациях, прежде всего в так называемых контрастных.

Список этих классов (породных групп, согласно А. Ф. Белоусову [1976; и др.]) довольно ограничен: базитовая, кислая, щелочно-кислая, перидотитовая (ультрамафическая), пироксенитовая*, анортзитовая, карбонатитовая группы. По имеющимся данным, большинство из этих групп представлены не только в плутонической, но и в вулканической фациях.

Указанный перечень породных групп обеспечивает практически исчерпывающее первоначальное представление и подразделение составов ассоциаций магматических пород (кроме ассоциаций с совершенно уникальными группами, вроде железорудных лав Чили).

Для указанных групп пород в «контрастных» формациях вполне приемлемо предположение о самостоятельной (автономной) природе.

Специальный анализ [Белоусов, 1976; и др.] и более широкая проверка при обзорных исследованиях последнего времени в отделе магматических формаций ИГиГ СО АН СССР показывают, что рабочее предположение об автономной природе этих групп (и, следовательно, о смешанной природе ассоциаций в целом) оказывается приемлемым и для так называемых «непрерывных» («последовательно дифференцированных», «длинных») серий, если ассоциируются настоящие ультрамафические и базитовые, базитовые и кислые, базитовые и щелочно-сапунитовые, ультрамафические и карбонатитовые, перидотитовые и пироксенитовые, ба-

* По-видимому, целесообразно обсудить выделение еще одной субультрамафической породной группы — горблсидитовой.

зитовые и анортозитовые, кислые и анортозитовые породы, карбонатиты и ультрабазитовые или щелочно-сапунчатые породы. Предположению об однородности (непрерывности) удовлетворяют лишь «укороченные» по размаху состава пород ассоциации, сводящиеся к одному укрупненному (базитовому или кислому и т. д.) классу пород, либо включающие примесь смежных крайних разновидностей пород соседних классов, связанных хорошо документированными переходами к преобладающему классу.

В случае «длинных» серий пород предположение об автономной природе названных укрупненных классов пород заведомо не проходит только в случае серий явного внутрикамерного расслоения, в которых дунит-перидотитовый, пироксенитовый классы пород представляют собой не ортомагматические (т. е. получившиеся из магмы примерно того же состава), а аккумулятивные породы.

Таким образом, намечается возможность получить унифицированное, единое основание классификации составов магматических формаций в виде списка ортомагматических породных групп и их сочетаний. Уместно отметить, что укрупненные группы аккумулятивных магматических пород находят аналогов среди ортомагматических, т. е. в принципе могут систематизироваться в единой с ними схеме классификации (см. табл. 3).

Подобная единая база классификации оказалась бы, очевидно, несостоятельной, если было бы надежно доказано существование «длинных» непрерывных ортомагматических серий. Для таких серий правомерной и, по-видимому, единственно возможной базой классификации является шкала искусственно выделенных классов пород, которая практикуется в разных вариантах в связи с представлениями о «длинных» фракционных сериях Н. Боуэна.

«Длинные» непрерывные серии принимаются многими петрологами как факт, хотя, по существу, не подвергались корректной проверке. Одним из авторов [Белоусов, 1976; и др.] было отмечено, что задача проверки гипотезы непрерывности серий обычно решается методически неправильно. Основная ошибка состоит в том, что не производится систематический перебор признаков. Эти признаки должны относиться не только к составу, но также к геологическому строению. Для доказательств непрерывности ассоциации пород необходимо путем комплексного анализа опровергнуть альтернативную гипотезу о неоднородности, т. е. о том, что ассоциация представляет смесь автономных совокупностей (породных групп).

Так называемые «длинные непрерывные» (или «последовательно дифференцированные») серии представляют собой фактически такие ассоциации, в которых неоднородность не слишком очевидна и выявляется лишь при более внимательном анализе. Таковы многие ассоциации подвижных поясов, состоящие из андезитобазальтов, андезитов, дацитов и риолитов.

Чтобы выделить породные группы, нужно показать следующее.

1. В составе данной региональной магматической ассоциации (комплекса, серии) укрупненные группы составов пород (применительно к упомянутому выше списку) обособлены друг от друга резкими первичными геолого-петрографическими границами. Например, в ассоциации интрузивных базитов и гранитоидов последние отделены от базитов резкими границами как отдельная интрузивная фаза. Признак может оказаться решающим для расчленения серий с неочевидной контрастностью. Например, оказывается, что в юной вулканической ассоциации базальтов, андезитобазальтов, андезитов и кислых пород Армении кислая группа представлена гялодацитами, которые в виде куполов и жерловин пересекают

любые породы базитовой группы, в том числе и андезиты. Аналогичная ситуация устанавливается для кислых вулканитов в ряде зон Курил и Камчатки. Породная группа эффузивов (например, кислая) может представлять резко обособленную часть эффузивной толщи или совокупность пачек, везде ограниченных от базальтоидов. Самостоятельность тех же укрупненных групп пород может доказываться их пространственной изолированностью, приуроченностью к разным системам тектонических структур района и т. д.

2. Между укрупненными группами пород обнаруживаются разрыв или статистический минимум, или перелом регрессий по количественным показателям состава (химического состава пород, минералов, количественно-минералогическим). Примеры анализа с перебором различных показателей даны в ряде работ [Белоусов, 1976; и др.].

3. Между укрупненными группами пород имеется разрыв в рядах микроструктур, статистические минимумы и переломы регрессий по количественным микроструктурным показателям. Резкий разрыв в ряду микроструктур нередко обнаруживается между базальтоидной группой вулканитов, с одной стороны, и кислой и щелочно-салической группами — с другой.

При отнесении пород к той или другой породной группе учитываются все указанные группы признаков. К одной породной группе относятся образования, имеющие специфические черты сходства или прямые постепенные переходы.

Как можно видеть, подразделение на породные группы является общепетрографическим. Оно учитывает всю имеющуюся фактическую информацию и некоторые неспецифические генетические предположения (магматический генезис, ортомагматическая или аккумулятивная природа, генетическая самостоятельность в самом общем виде). Это подразделение не может быть сведено к формальной разграфке по какому-нибудь одному показателю состава, так как вполне точное положение границ между породными группами указать на все случаи нельзя.

Устойчивое естественное распадение всех ортомагматических ассоциаций с широким размахом составов на элементарные породные группы не является твердо установленным фактом, а лишь рабочей гипотезой, которая позволяет ввести единую и, по-видимому, довольно конструктивную основу в систематику составов магматических формаций.

Вся дальнейшая систематика составов, как будет показано, может быть основана на строгих (формальных) оценках и границах по петрохимическим и минералогическим признакам.

Магматические формации могут быть подразделены прежде всего на простые (сводящиеся к одной из породных групп) и сложные (из сочетания породных групп).

Подразделение плутонических формаций ультрабазитовых, базитовых и смешанных (по набору и количественному соотношению породных групп) таково (Г — габбро, Пе — перидотиты, Пи — пироксениты, Б — базиты):

Простые

1. Ультрамафические плутонические (перидотитовые)
2. Субультрамафические плутонические (пироксенитовые)
3. Базитовые плутонические (габброидные)

Сложные

4. Пироксенито-перидотитовые, Пе < Пе

Существенно перидотитовые,
Пи < Пе > Г

5. Габброперидотитовые, $\Gamma < \text{Пе}$
6. Пироксенито-габброидно-перидотитовые,
 $\text{Пи} \leq \Gamma < \text{Пе}$
7. Габброидно-пироксенито-перидотитовые,
 $\Gamma < \text{Пи} < \text{Пе}$
8. Перидотито-пироксенитовые, $\text{Пе} \leq \text{Пи}$
9. Габброидно-пироксенитовые, $\Gamma < \text{Пи}$
10. Перидотито-габброидно-пироксенитовые,
 $\text{Пе} \leq \Gamma < \text{Пи}$
11. Габброидно-перидотито-пироксенитовые,
 $\Gamma < \text{Пе} \leq \text{Пи}$
12. Перидотито-габброидные, $\text{Пе} \leq \Gamma$
13. Пироксенито-габброидные, $\text{Пи} \leq \Gamma$
14. Перидотито-пироксенито-габброидные,
 $\text{Пе} \leq \text{Пи} \leq \Gamma$
15. Пироксенито-перидотито-габброидные,
 $\text{Пи} < \text{Пе} \leq \Gamma$

Существенно пироксенитовые,
 $\text{Пе} \leq \text{Пи} > \Gamma$

Существенно базитовые,
 $\text{Пе} \leq \text{Б} \geq \text{Пи}$

Для сложных формаций далее может быть введена классификация по объемному соотношению породных групп. Соотношение устанавливается по данным картирования и изучения разрезов.

Выше приведена простейшая полукличественная ранжировка, выражаемая с помощью порядка перечисления породных групп (в виде сложного прилагательного) и удовлетворяющая требованиям формальной систематики. Породные группы перечисляются в порядке возрастания объема. Сокращениями обозначены породные группы.

Мы не останавливаемся на более детальном подразделении ассоциаций по соотношению (например, в процентах) объемов породных групп, которое иногда использовалось при детализированных исследованиях.

Полезны для некоторых целей чисто качественные подразделения сложных ассоциаций (по набору породных групп, по присутствию определенной породной группы).

Породные группы как автономные в своей основе части ассоциаций (популяции пород) комбинируются в магматических ассоциациях разного ранга в общем стохастически, с разной степенью предпочтительности. Среди ассоциаций (комплексов, серий), выделяемых в рамках частных региональных зон, известны примеры для большинства из формально возможных комбинаций породных групп.

Переходя к дальнейшему подразделению составов магматических формаций, нужно отметить следующее.

Систематика составов пород, как известно, может базироваться на признаках химического и минералогического состава. Первые в отечественной петрологии принято делить на петрохимические (состав породообразующих компонентов) и геохимические (состав примесей). Вторые подразделяются на признаки качественного состава и количественного соотношения породообразующих минералов и аксессуаров. В связи с развитием методов микросондирования минеральных зерен классификационное значение для составов пород приобретает также химический состав минералов.

Общепотребительная систематика составов пород должна быть основана на учете соотношений некоторых петрогенных составляющих. Примесные компоненты могут быть учтены при дальнейшем, детализированном подразделении пород и ассоциаций.

Достаточно очевидно, что петрохимические признаки могут служить более универсальной базой для количественной систематики составов изверженных пород, чем минералогические, так как последние не вполне применимы для обширной группы неполнокристаллических и измененных вулканитов. Первая ступень унифицированной общей систематики составов пород поэтому должна быть петрохимической.

Систематика по составу плутонических базитовых ассоциаций

Петрохимическое подразделение				Уклоны	Подразделение по минералогическому составу	Петрографический состав ассоциаций	Региональные примеры (комплексы)	
1	2	3	4					
Меланобазитовый	Щелочной	Умеренно щелочной	Натровый	Высоконатровый	Роговообманковый	Клинопироксеновый	Роговообманковые габбро и габбро-диориты, габбродиабазы и диабазы	Габбродиабазовые комплексы Уральской, Алтае-Саянской, Байкальской и других складчатых систем
						Ортопироксеновый		Не известны
						Клинопироксеновый	Габбро, оливиновые габбро, троктолиты	Габброидный комплекс Восточной Гренландии (Скергаард и др.)
						Ортопироксеновый	Габбронориты, нориты, норит-диориты	Габброноритовые комплексы Буффало США, Северной Норвегии, Центральной Бурятии и др.
								Не известны
	Щелочной	Умеренно щелочной	Натровый	Высоконатровый	Пироксеновый			Не известны
								Не известны
							Трахидолериты, долериты, диабаз-долериты, габбродолериты и др.	Сморodinский диабаз-долеритовый комплекс Воронежского щита, раннекарбонный габбродиабазовый комплекс Белоубинско-Южно-Алтайской зоны и Рудного Алтая (?)
							Диабазы, габбродиабазы, камптониты, мончикиты и т. д.	Мезозойский комплекс щелочных габброидов Восточного Сихотэ-Алиня, среднерифейский габбродиабазовый комплекс Присяянья (Восточная Сибирь) и др.

	Мелалобазитовый									
	Щелочной	Щелочно-щелочной								
Лейкобазитовый	Низкощелочной	Щелочно-земельные ассоциации								
		Щелочно-земельные ассоциации	Щелочно-щелочной	Натровый	Высокощелочной	Умеренно щелочной	Калиевый	Умеренно калиевый (патрокалиевый)		Калиевые трахидолериты, габбродиабазы и диабазы
Высококалиевый									Не известны	
Высоконатровый	Умеренно натровый (калинатровый)							Диабаз-эссекситы, диабаз-тешениты, диабаз-камptonиты и др.	Диабаз-долерит-эссексит-тешенитовый комплекс Баррандиена, Чехословакия	
	Умеренно калиевый (патрокалиевый)							Трахидолериты, камptonиты, абсарокиты, шонкиниты, лимбургиты и др.	Верхнепермско-мезозойские комплексы щелочных габброидов и щелочных лампрофиров Тянь-Шаня и Донецкого бассейна	
Лейкобазитовый	Низкощелочной	Натровый	Роговообманковый	Высокощелочной	Умеренно щелочной	Калиевый	Высококалиевый		Гипотитовые и калишлатовые керсантиты, мнетты, камptonиты, мончикиты и др.	Чуйский комплекс щелочных лампрофиров Горного Алтая, мезозойский дайковый комплекс щелочных базальтоидов Южного Гиссара
							Высоконатровый			Не известны
		Натровый	Пироксеновый				Щелочно-щелочной	Клинопироксеновый	Роговообманковые диориты, габбродиориты, диорит-диабазы, лейкодиабазы и др.	Габбродиоритовые и габбро-диорит-диабазовые комплексы Алтае-Саянской и других складчатых областей
								Ортопироксеновый		Не известны
								Клинопироксеновый	Лейкократовые оливковые габбро, лейкотроктолиты и др.	Герцинские доверхнепермские троктолит-лейкогаббровые интрузии Новой Англии, Австралии
		Умеренно натровый (калинатровый)	Пироксеновый				Щелочно-щелочной	Ортопироксеновый	Двупироксеновые габбродиориты и диориты, норит-диориты, другие габброиды	Габбро норит-диоритовые комплексы Алтае-Саянской области, Джунгарского Алатау (?), Центральных Кызылкумов и др.
				Не известны						
Калиевый					Не известны					

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Лейкобазитовый	Щелочной	Умеренно щелочной	Натровый	Высоконатровый			Лейкократовые габбро и габбродолериты, лейкодолериты, габбродиабазы, диориты, габбромонциты и др.	Утлыкташский раннекарбонный габброидный комплекс Южного Урала, катойский диорит-диабазовый комплекс повышенной щелочности Иртышской зоны
				Умеренно натровый (калинатровый)			Монциты, сиенитодиориты, монцодиориты и др.	Габбро-диорит-монцитовые комплексы провинции Монцони, Алтае-Саянской области, Аджаро-Триалетской зоны Малого Кавказа и др.
				Умеренно калиевый (натрокалиевый)			Абсарокиты, понкиниты, банациты и др.	Палеогеновый абсарокит-шонкинит-банацитовый комплекс Западной Камчатки
			Натровый	Высококалиевый				Не известны
				Высоконатровый			Камptonиты и др.	Не известны
		Калиевый	Умеренно натровый (калинатровый)				Комплекс щелочных лампрофиров Сакамента, США (?)	
			Умеренно калиевый (патрокалиевый)				Не известны	
			Высококалиевый				Не известны	

Последовательность использования (ранжировка) разных петрохимических признаков в систематике пород применительно к вулканитам изложена в ряде работ [Белоусов, 1976; и др.]. В качестве ведущих выбранны классические показатели — общая меланократовость и общая щелочность.

Общая меланократовость (петрохимическая) — функция содержаний порообразующих окислов, грубо связанная с суммарным содержанием феррических минералов в породе. Она может оцениваться независимо от общей щелочности и вполне может быть принята в качестве первоочередного признака. Валовое содержание кремнезема в общем не может конкурировать с этим признаком, так как не обеспечивает подразделения пород в области ультраосновных составов.

Общая щелочность не всегда может оцениваться независимо от общей меланократовости и должна нормироваться по последней, по крайней мере для ультраосновных и базитовой групп пород (см. диаграммы А. Н. Заварицкого, Х. Куно и др.). Поэтому в унифицированной петрохимической классификации она должна быть поставлена после меланократовости. Это рационально также с точки зрения соподчиненности со следующим, более частным показателем — калиевостью или натриево-костью (который нормируется по сумме щелочей).

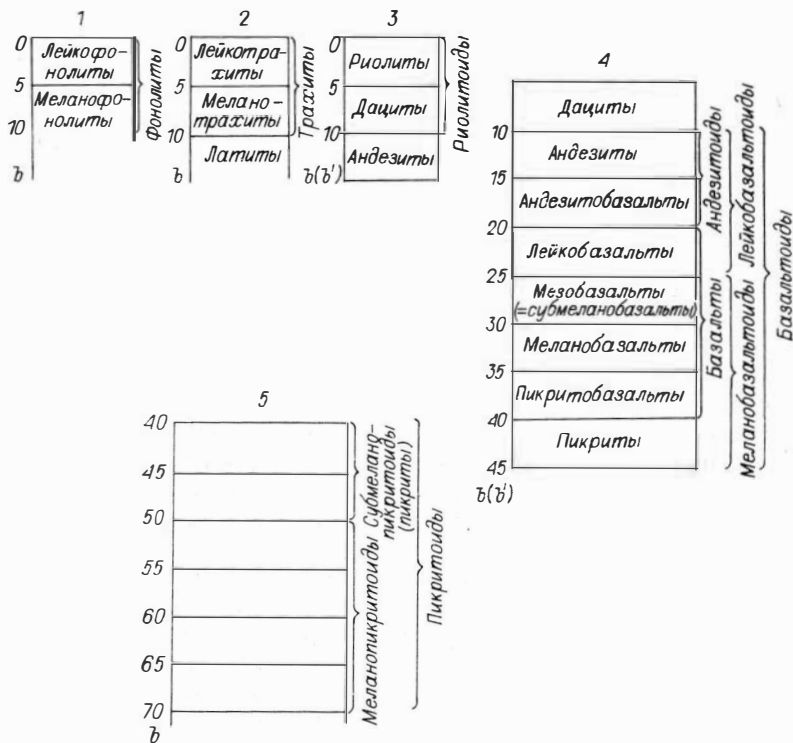
Для подразделения пород по общей меланократовости могут быть взяты числовые характеристики b А. Н. Заварицкого и b' Д. С. Штейнберга, а для общей щелочности — характеристика a по А. Н. Заварицкому. На рис. 1 и 2 показаны апробируемые шкалы подразделения составов пород по этим показателям, с основной номенклатурой классов. Номенклатура наверняка нуждается в улучшении. Однако важно, что при проработке этих схем учитывалась по возможности вся система общих требований к рациональной классификации — однозначность границ, исчерпываемость шкалы деления, удобство для детализации и генерализации, простота шкалы (равноклассность, кратноточисленность) и др.

Для разделения пород по соотношению щелочей в принципе приемлема универсальная дихотомическая шкала (основанная на молекулярной доле K_2O или Na_2O в сумме щелочей, в частности на числовой характеристике n А. Н. Заварицкого. Для зеленокаменных пород (с региональной альбитизацией) при оценке соотношения щелочей должна учитываться тенденция вторичного повышения натриевости).

Подразделения по общей меланократовости, общей щелочности и соотношению щелочей как наиболее традиционные можно считать общепотребительными. Вариант подразделения дан на рис. 1—3.

Актуально для подразделения всех, по существу, групп изверженных пород соотношение железа и магния, которое может быть выражено в универсальной дихотомической шкале по молекулярной доле MgO и FeO (в пересчете всего железа на закисное) от суммы указанных окислов или через соотношение характеристик m' и f' А. Н. Заварицкого. Этот показатель может учитываться вслед за соотношением щелочей при детализированной классификации.

Содержание глинозема (в массовых процентах при исключенных летучих) интересно для подразделения пород почти всех породных групп и также может учитываться при детализированной классификации, но уже по шкалам, разным для разных породных групп. Весьма актуальны оценки по содержанию глинозема для базальтоидов.



Аналогичным образом далее может быть использовано подразделение по содержанию окиси титана (см. рис. 3).

Другие показатели, не имеющие достаточно универсального значения для классификации составов, могут вводиться в частных детальных схемах подразделения пород для отдельных групп.

Располагая шкалой классов пород с четкими количественными границами, можно выполнить формализованное классифицирование составов ассоциаций. Будем иметь в виду сначала простые ассоциации, сводящиеся к одной из породных групп. Для них теоретически возможно несколько подходов.

1. Выявление и перечисление классов пород, присутствующих в ассоциации (породной группе). С математической (статистической) точки зрения здесь фиксируется лишь размах вариаций состава пород (выраженный в загрубленном, дискретизированном виде), но не учитываются количественные соотношения этих классов. Если ассоциация отнесена к группе, состоящей из базальтов, андезитобазальтов и андезитов, еще ничего нельзя сказать о том, является ли она существенно базальтовой или андезитовой. Другими словами, такая классификация отражает лишь информацию о парагенезисе пород (парагенезис и парагенетический анализ, как известно, не учитывают количественных соотношений в качестве обязательного признака).

Выражая довольно ограниченную информацию, этот способ требует в общем случае развернутого перечисления классов пород, т. е. громоздкой номенклатуры (особенно для сложных ассоциаций).

Неявная, но серьезная трудность заключается также в том, что нелегко доказать, какие классы в составе ассоциаций действительно край-

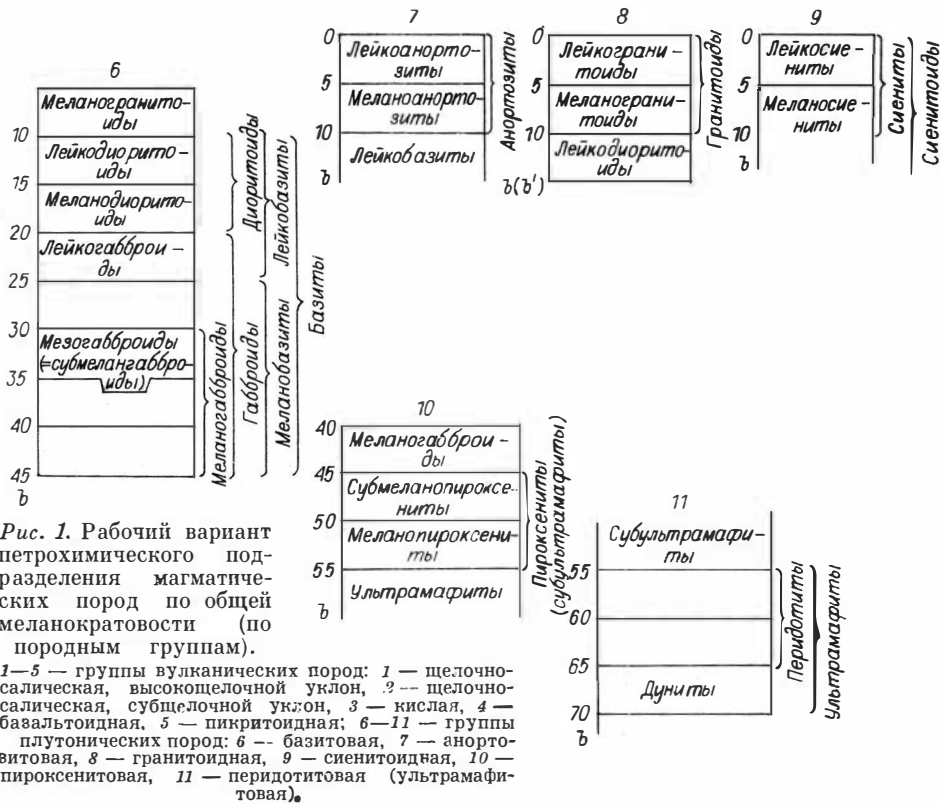


Рис. 1. Рабочий вариант петрохимического подразделения магматических пород по общей меланократовости (по породным группам).

1—5 — группы вулканических пород: 1 — щелочно-салическая, высокощелочной уклон, 2 — щелочно-салическая, субщелочной уклон, 3 — кислая, 4 — базальтоидная, 5 — пикритоидная; 6—11 — группы plutonic пород: 6 — базальтовая, 7 — анортозитовая, 8 — гранитоидная, 9 — сиенитовая, 10 — пироксенитовая, 11 — перидотитовая (ультрамафитовая).

ние, а какие совсем отсутствуют. Для этого требуется большой объем аналитического материала (сотни анализов). В противном случае «нулевые» классы будут проблематичны.

Таким образом, простота составления списка-перечисления классов пород даже в случае простых природных ассоциаций — кажущаяся.

2. Выявление и указание преобладающего класса (уклона) пород. Следует сразу подчеркнуть, что надежное определение преобладающего класса (уклона) возможно на основе доверительных оценок по тем прямым петрохимическим или минералогическим показателям, на которых построена классификационная шкала составов пород.

Перебирая разные разбиения совокупности на две части (уклона) по тем или иным границам классификационной шкалы составов, можно выявить преобладающий класс (уклон) даже при небольшом числе аналитических определений, используя общедоступный статистический способ оценки — так называемое нахождение параметра в биномиальном распределении.

Приведем пример. Пусть мы знаем ориентировочно, что в данной вулканической ассоциации возможно присутствие базальтов и андезитоидов. Получилось, что все 6 случайно отобранных анализов оказались базальтами (см. рис. 1). Тогда с 95%-й вероятностью можно утверждать, что породная группа имеет преимущественно базальтовый состав (лучше сказать — базальтовый уклон).

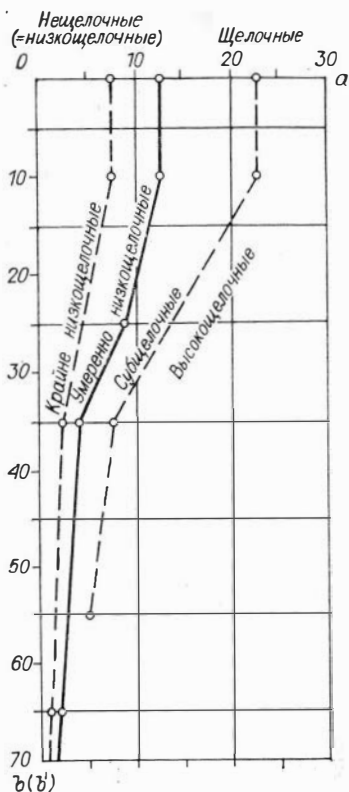


Рис. 2. Рабочий вариант схемы подразделения силикатных магматических пород по общей щелочности.

Как видим, здесь выражена информация о количественном соотношении классов пород, а номенклатура свернута до названия одного класса. Теряя часть известной информации о парагенезе, мы обходим здесь трудный вопрос о «нулевых» классах.

3. Оценка и указание количественных соотношений между всеми классами пород, зафиксированными в составе совокупности (породной группы). Задача вполне корректна лишь при заданной равноклассной шкале составов пород. Доверительные оценки при нескольких одновременно оцениваемых классах и границах будут эффективны только при большом числе анализов и требуют нетривиальных, малодоступных статистических приемов. Номенклатура составов ассоциаций была бы неизбежно громоздкой.

Второй из перечисленных способов, представляющийся наиболее практичным, апробировался в ряде работ [Белоусов, 1976; и др.] на примере ведущих и дополнительных петрохимических показателей.

Состав сложной ассоциации вполне можно выразить комбинированным путем — через перечисление и указание количественных соотношений породных групп, состав каждой из которых уточнен и выражен в петрохимической (и дополнительно — в количественно-минералогической) номенклатуре. Такая систематика составов ассоциаций на петрохимической основе апробируется сотрудниками отдела магматических формаций ИГиГ СО АН СССР.

В основной номенклатуре (названии) каждой породной группы петрохимическое уточнение касается только двух ведущих признаков — общей меланократовости и общей щелочности (в последнем случае специальными терминологическими элементами выделяются только группы щелочного уклона).

Примеры классификационного обозначения составов конкретных ассоциаций:

Пикрит-меланобазальтоидная ассоциация среднего протерозоя Ветреного пояса, Карелия (базальтоидная группа меланократового низкощелочного уклона не уступает по объему пикритоидной; последняя — субмеланопикритоидного низкощелочного уклона; данные В. С. Куликова и В. Д. Слюсарева).

Трахит-меланопикритоидно-трахибазальтовая ассоциация триаса Маймеча-Котуйского района, Восточная Сибирь (базальтоидная группа базальтового щелочного уклона не уступает по объему пикритоидной; пикритоидная группа меланократового низкощелочного уклона преобладает над трахитовой; последняя имеет субщелочной уклон, уклон по меланократовости не уточнен; данные К. А. Жук-Почкутова, В. И. Гопшаковой и др.).

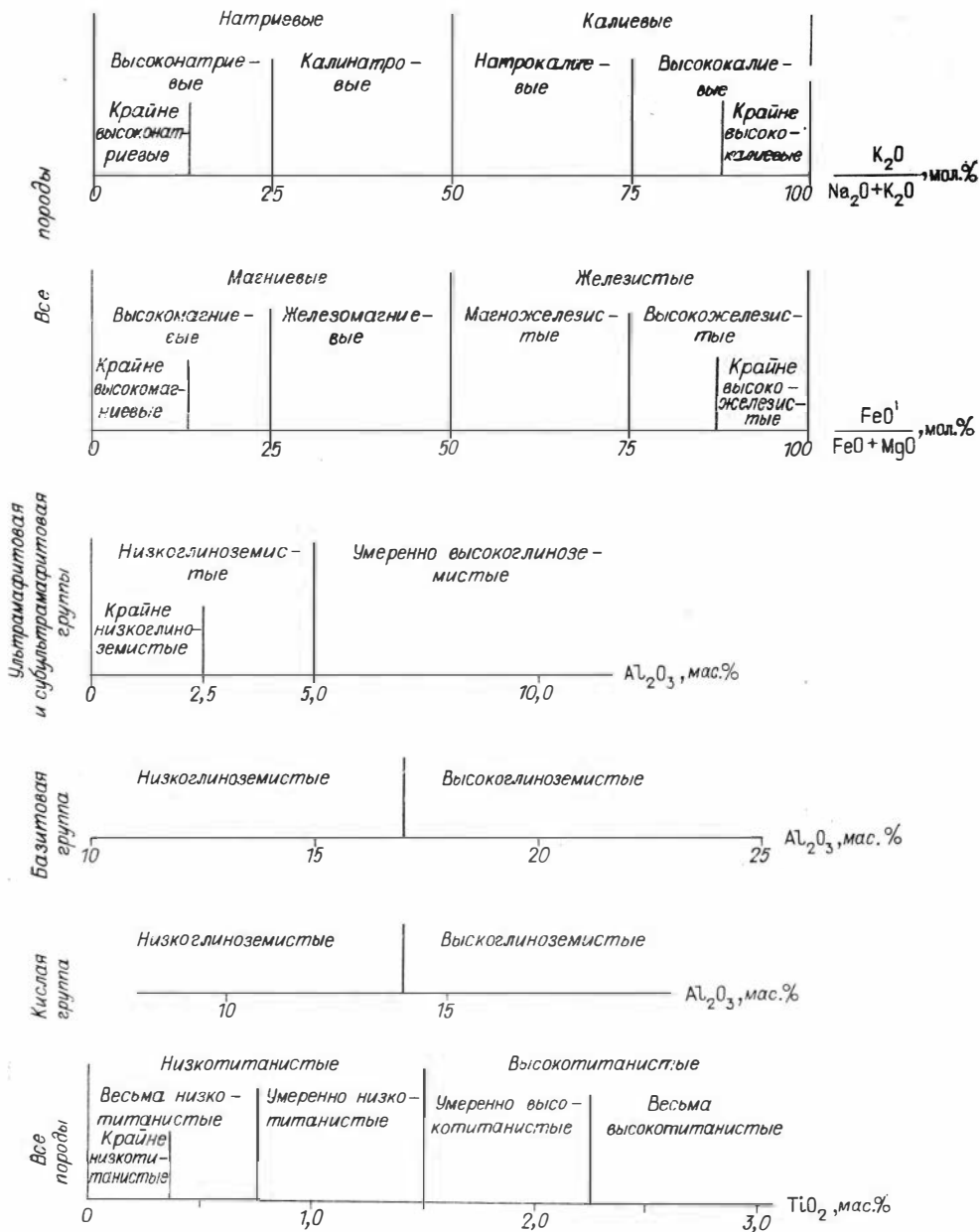
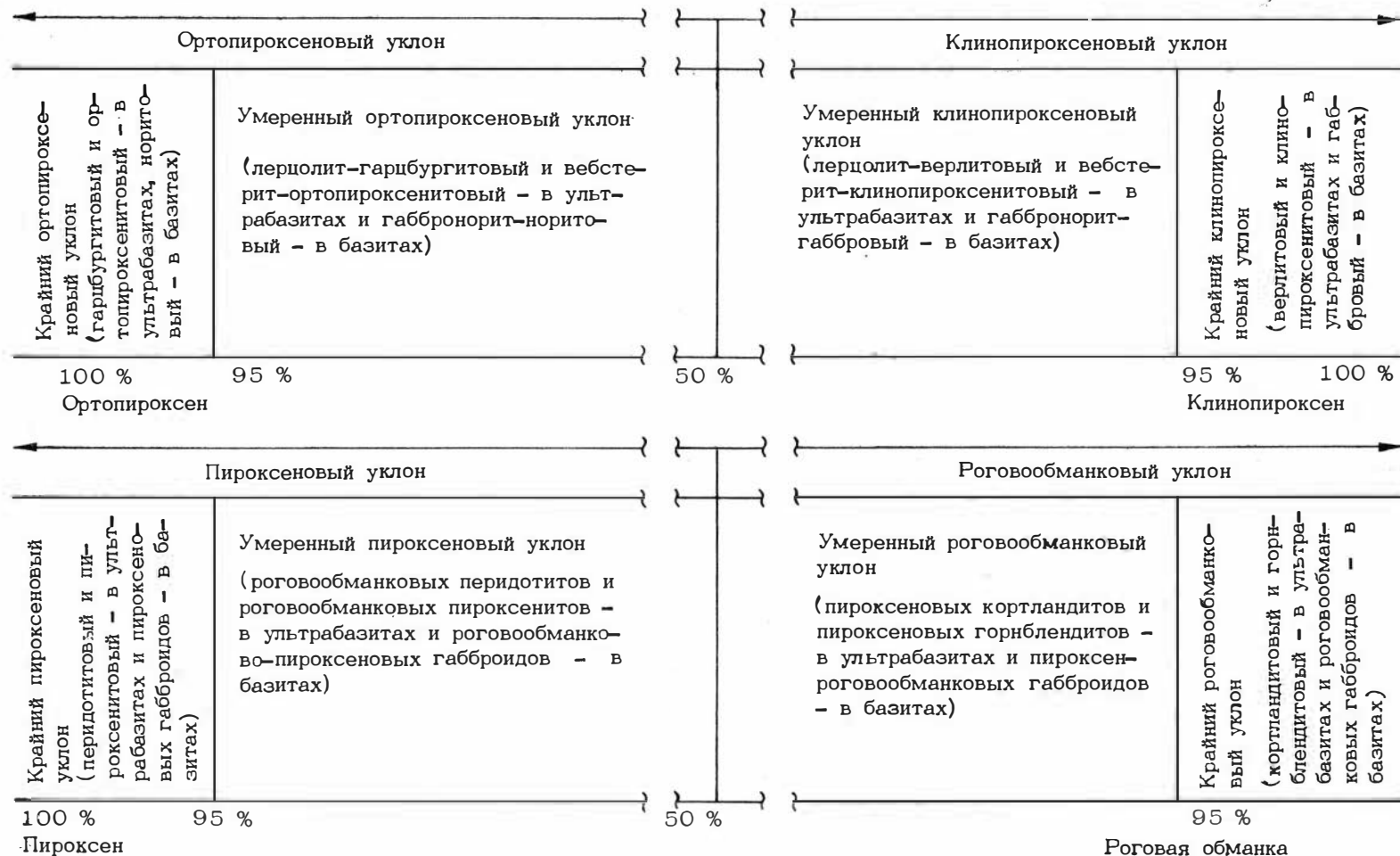


Рис. 3. Рабочее подразделение силикатных магматических пород по дополнительным петрохимическим показателям. Содержания Al_2O_3 и TiO_2 в породах — при исключенных летучих.

Использованная номенклатура, как можно видеть, позволяет передать значительную, хотя и ограниченную информацию о составе ассоциаций.

Минералого-петрографическая ступень систематики составов

Учет минералого-петрографических признаков особенно актуален для систематики составов плутонических ассоциаций. Это определяется



тем, что в полнокристаллических породах возможны полные подсчеты объемных соотношений минералов.

Систематика по особенностям минерального состава пород плутонических ассоциаций может заключать в себе информацию, которая не заменяется удовлетворительно петрохимической. Известны случаи, когда за счет магм близкого состава, кристаллизующихся в разных обстановках, образуются существенно различающиеся характером минерального парагенеза ассоциации интрузивных пород. Показательны, например, роговообманковые (кортландит-габброидные) варианты ультрабазитовых и базитовых плутонических ассоциаций, образующиеся, как и обычные пироксеновые, за счет щелочно-земельной базитовой магмы, но, по-видимому, обогащенной летучими компонентами, в частности водой. Интересными и важными для ассоциаций ультрамафитовых и базитовых пород представляются также ортопироксеновый и клинопироксеновый уклоны, причем и эти особенности слабо отражены в петрохимических признаках.

Петрохимические и минералогические шкалы систематики пород и ассоциаций трудносовместимы потому, что первые основаны на молекулярных или весовых соотношениях окислов, минералов или их комбинаций, тогда как вторые — на объемных соотношениях реальных минералов. Полное совмещение тех и других шкал в принципе невозможно ввиду стохастического характера связей между разнородными признаками пород как природных образований. Поэтому количественно-минералогическая систематика ассоциаций полнокристаллических интрузивных пород должна, по-видимому, строиться параллельно с петрохимической. В настоящее время как будто складываются условия для разработки достаточно строгой минералого-петрографической систематики составов плутонических ассоциаций с учетом унифицированной классификации интрузивных пород, изданной Международным союзом геологических наук [Классификация..., 1975].

Вместе с тем следует заметить, что минералого-петрографические подразделения составов пород раньше складывались в основном стихийно и применительно к задачам изучения петрографических разновидностей, а не ассоциаций и уже поэтому плохо приспособлены к формационной систематике. Петрографические классификации во многом не удовлетворяют требованиям определенности границ, упорядоченности признаков, непересекаемости классов, исчерываемости шкалы и т. д. Особенно слабо разработаны укрупненные подразделения пород, которые наиболее важны для формационной классификации по составу. На имеющиеся петрографические подразделения пока можно ориентироваться в основном как на описательные, но не как на достаточную базу упорядоченной систематики составов формации. По этим причинам, а также из-за сравнительно невысокой точности количественно-минералогических определений, часто заменяемых полуколичественными оценками, разработка такой классификации плутонических ассоциаций в полном и достаточно строгом виде весьма трудная задача. Кроме того, как отмечалось, количественно-минералогические принципы плохо приложимы к систематике ассоциаций вулканических горных пород, в большей своей части скрытокристаллических.

Пока более реальным представляется путь детализации некоторых петрохимических подразделений плутонических ассоциаций по минералого-петрохимическим признакам. При этом, естественно, в первую

Рис. 4. Схема подразделения ультрабазитовых и базитовых плутонических пород по количественным соотношениям пироксенов разного состава и роговой обманки.

очередь должны быть проработаны те минералогические показатели, которые плохо заменяются петрохимическими. Таковыми являются, например, минеральные уклоны по характеру ведущих темноцветных компонентов плутонических ассоциаций ультрабазитов и базитов: ортопироксеновый, клинопироксеновый и роговообманковый. Детализация этих уклонов и их границы отображены на рис. 4. Содержания пироксенов и роговых обманок, соотношения которых показаны на этих графиках, пересчитываются на 100 %. Крайние уклоны (95—100 % маркирующего минерала) выделены с учетом классификаций ультрамафитовых и габброидных пород, рекомендованных Подкомиссией по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук [Классификация..., 1975]. Умеренные уклоны (50—95 % маркирующего материала) введены нами в целях расчленения остающегося весьма широкого и разнородного по содержаниям темноцветных компонентов поля базитов и ультрамафитов. Уклоны породной группы определяются с помощью этих графиков по тому, в какую область попадает большая часть входящих в нее пород.

Аналогичным образом могут быть выделены и разграничены пироксеновый и роговообманковый уклоны — в щелочно-салических, роговообманковый и биотитовый — в гранитоидных ассоциациях и т. д. Вероятно, следует иметь в виду необходимость выделения в ряде случаев уклонов по составам ведущих порообразующих минералов. В частности, давно известно и широко применяется в петрографической практике деление пород базитовой группы по основности плагиоклазов на эвкриты, габбро, габбродиориты и диориты, что, по-видимому, может быть использовано и при определении уклонов состава базитовых ассоциаций. Наконец, для гранитоидной и щелочно-салической породной группы не исключается полезность подразделения по некоторым аксессуарным минералам.

Классификация по петрохимическим и минеральным уклонам может быть проиллюстрирована на примере базитовых формаций (см. табл. 3). На этом примере видно, что некоторое количество формально выделенных классов остаются пустыми или проблематичными.

Изложенные принципы позволяют построить систематику составов магматических формаций любой детальности. При этом заведомо исчерпывающая схема классов (при заданных наборе признаков и степени дробности) выводится теоретически. Так построена табл. 3 для первой ступени систематики ассоциаций базитов и ультрабазитов. Эмпирически устанавливается реальное заполнение этих классов; в данном случае открытым пока остается лишь вопрос о существовании чисто пироксенитовых ассоциаций, остальные известны. Теоретическая схема может направлять поиск ассоциаций не встреченных пока классов.

Даже с учетом только рассмотренных выше общепотребительных признаков и закругленной количественной разграфки, развернутая классификационная схема будет содержать весьма большое число классов. Это, однако, не затрудняет практическую работу по систематике конкретных ассоциаций, она полностью направляется заданными правилами (фиксированный список породных групп, ранжировка признаков, формализованные схемы количественного подразделения, правила количественных оценок). Полный список встречающихся классов ассоциаций будет составлен в итоге работы, но он фактически не нужен как средство (ключ) классифицирования.

Границы в шкалах составов пород заданы так, чтобы удовлетворительно сохранились традиционные подразделения составов пород и формаций (подразделение на щелочной и низкощелочной ряды и т. д.).

Загрубление систематики (переход на сокращенное число классов), очевидно, может быть сделано путем загрузки количественных подразделений, перехода с последующих уровней систематики на предыдущие, группировки по количественным признакам (например, по присутствию или отсутствию определенной породной группы).

Намеченный новый подход к систематике составов магматических формаций радикально отличается от того, который использовался ранее. Применявшийся способ сводился к установлению сходства изучаемых ассоциаций с эталонными, « типовыми » ассоциациями на основе визуальных или обобщенных характеристик, список типовых ассоциаций составлялся эмпирическим путем, без какой-либо заданной схемы, и был совершенно необходим как средство классифицирования. Способ был полезен на длительном этапе изучения и картирования магматических формаций, но имеет недостатки [Белоусов и др., 1973; Кузнецов, 1973; Белоусов, 1976; и др.].

Строгая систематика составов важна для выяснения истинных закономерностей тектонического размещения и эволюции магматических формаций и их связей с оруденением.

УКРУПНЕННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМОКОНТРОЛИРУЮЩИХ СТРУКТУР *

Для объективного анализа связей между магматизмом (его составом, интенсивностью, термодинамическим режимом) и тектоническими факторами наиболее конструктивны те классификации магмоконтролирующих структур, которые построены независимо от особенностей магматизма.

Следует отметить, что за последние 10—15 лет в отечественной литературе, в связи с широко распространеннейшей точкой зрения о жесткой связи между тектоникой, осадочными и магматическими формациями усиленно размножались комплексные тектоноформационные классификации крупных тектонических структур, в которых нередко недооценивались или забывались прямые структурно-тектонические классификационные признаки. Такие классификации из-за хаотического использования (отсутствия ранжировки) многочисленных признаков и неформализованности границ классов формаций страдают большей неопределенностью, чем « доформационная » систематика.

Нас интересуют лишь укрупненные подразделения региональных и планетарных структур, которые пригодны лишь для выявления тенденций изменения состава и некоторых других признаков магматических формаций в укрупненном тектоническом плане.

Канва классификации включает в себя последовательное простейшее (двуклассное) деление. Последовательная смена признаков одновременно отвечает изменению масштабов (размеров) структур.

Подразделения и терминология структур отличаются некоторыми деталями для юных (мезокайнозойских) и древних магматических формаций в связи с тем, что возможности диагностики тектонической обстановки для последних хуже.

Первое тектоническое (вернее, общегеологическое) подразделение противопоставляет о к е а н и ч е с к и е о б л а с т и всем остальным.

* Публикуется впервые по рукописи Ю. А. Кузнецова.

Океанические области характеризуются тремя структурными признаками: а) сплошным или резко преобладающим распространением коры, лишенной кислого («гранитоидно-метаморфического») слоя; б) очень большим (субпланетарным) масштабом областей и в) резким преобладанием морской обстановки. Первый признак означает соответствие географических и петрографических данных модели примитивной (преимущественно базитовой) коры. Все три признака следует считать обязательными, так как исключение любого из них ведет к подмене понятия. Существование океанических областей (в указанном смысле) в эпохи более древние, чем мезокайнозойская, пока не доказано.

Области материковые и сопряженных с материками морей отличаются от предыдущих сплошным или резко преобладающим развитием кор с «гранитоидно-метаморфическим» (существенно кислым) слоем — материковых и «промежуточных»; сохраняется признак субпланетарного масштаба; фациальные обстановки накопления осадочных и вулканогенных толщ для любой из рассматриваемых крупных структур этих областей можно подразделять на два класса — морские и преимущественно морские, с одной стороны, и наземные и существенно наземные — с другой. В последних наземные площади не уступают морским. Для эпох древнее мезокайнозоя, класс материковых и морских областей, возможно, ограничивает все разнообразие областей субпланетарного масштаба (поскольку существование палеоокеанов не доказано).

В каждом из двух указанных самых крупных типов областей выделяются кратоны и подвижные пояса. Для областей океанических конструктивность такого подразделения осознается в результате исследований последних 10—15 лет, выявивших особенности тектонического режима срединно-океанических хребтов.

Подвижные пояса противостоят краточам более интенсивным общим тектоническим режимом формирования, который оценивается по частоте и силе землетрясений, скоростям и градиентам поднятий, опусканий и горизонтальных движений, по морфологии разрывов, складок и других структур течения. Роль разных критериев для юных и древних структур, очевидно, различна.

Срединно-океанические хребты представляют класс подвижных поясов океана. Это подводные хребты в океанах трансокеанического и субпланетарного масштаба; согласуются полностью или частично с рифтовой моделью цикла формирования (преобладающая роль растяжения, развитие сводовых поднятий, затем рифтовых долин).

Океанические кратоны — области вне срединно-океанических хребтов, отделенные от окраинных морей и материков соответственно глубоководными желобами или подошвой материкового склона.

В рамках каждого из двух только что названных классов выделяются районы наиболее выраженных поднятий — островные, противопоставляемые более обширным подводным областям.

В областях материков и сопряженных с материками морей к классу кратонов относятся прежде всего платформы, с известным подразделением их на плиты (области с развитым платформенным чехлом) и щиты (области наибольшего поднятия в пределах платформ, почти без платформенного чехла). Обязательными признаками платформ следует считать: а) крупнорегиональный или субматериковый масштаб платформ; б) наличие метаморфического складчатого фундамента, соответствующего модели коры с гранитоидно-метаморфическим слоем; в) наличие денудационной поверхности выравнивания на породах фундамента; г) длительное (продолжи-

тельностью не меньше, чем тектонические циклы, принятые для фанерозоя) отсутствие режима подвижного пояса после формирования поверхности регионального выравнивания, выраженное наличием слабо дислоцированного чехла длительного формирования или другими палеотектоническими признаками. Исключение какого-либо из этих четырех признаков равносильно подмене понятий и создает путаницу.

Среди юных структурных образований с платформами имеют некоторую аналогию п л а т о — структурные единицы, сохраняющие только три первых признака из перечисленных для платформ. Эти единицы иногда называются «молодыми платформами». Для них в геологическом прошлом можно найти крупнорегиональные эквиваленты — п а л е о п л а т о — геологически кратковременного существования, например региональные поверхности выравнивания с покрывающими их нижними слоями чехла платформ.

Подвижные пояса материков и сопряженных с ними морей подразделены на рифтовые пояса, с одной стороны, и геосинклиально-складчатые пояса и их юные аналоги — с другой.

Р и ф т о в ы е п о я с а — крупные региональные и трансконтинентальные структуры, данные по которым согласуются с рифтовой моделью. Они подразделены на два класса по соотношению с платформами. Как юные, так и древние рифтовые пояса более надежно доказываются в сравнительно простой структурной обстановке — в пределах платформ (рифтовые пояса эпиплатформенные, или активизации платформ). Некоторые кайнозойские рифтовые пояса выявлены во внеплатформенных зонах (внеплатформенные рифтовые пояса, например Байкальский). Древние (палеорифтовые) пояса достоверно выделены лишь на древних платформах (девонский трансконтинентальный рифт на Русской платформе); во внеплатформенных зонах они пока проблематичны.

Г е о с и н к л и н а л ь н о - с к л а д ч а т ы е (или геосинклиально-орогенные) пояса характеризуются следующими признаками: а) крупнорегиональный или субматериковый масштаб; б) соответствие цикла формирования с геосинклиальной моделью (существенная или преобладающая роль сжатия; преобладание погружений, а затем поднятий); в) развившаяся в основном на поздних стадиях цикла напряженная складчатость и повышенное развитие разрывов, связанных со сжатием. Перечисленные признаки следует считать обязательными, во избежание подмены понятия. Можно видеть, что выбранное определение соответствует наиболее широкому пониманию геосинклиально-складчатых (или геосинклиально-орогенных) поясов. В этот класс входят все не рифтовые подвижные пояса, в том числе и наземные. Геосинклиальная (доорогенная) и орогенная стадии могут быть в разной степени редуцированными. Если та или иная стадия редуцирована полностью, обозначение класса становится чисто условным.

Для геосинклиально-складчатых, как и для рифтовых, поясов учитывается подразделение на эпиплатформенные (активизации платформ) и внеплатформенные. Первому классу соответствуют, в частности, так называемые вторичные геосинклинали, второму — ортогеосинклинали.

Предполагаемые юные аналоги древних геосинклиально-орогенных (геосинклиально-складчатых) поясов (системы островных дуг с примыкающими морями и глубоководными впадинами, пояса так называемых окраинно-материковых вулканических поясов и др.) не имеют третьего обязательного признака — напряженной складчатости. Чтобы избежать подмены понятий и в то же время подчеркнуть конструктивность сопоставления с геосинклиально-орогенными поясами прошлого, для их предпо-

лагаемых юных аналогов можно предложить обобщенное наименование — квазигеосинклинально-орогенные пояса.

Дальнейшее подразделение нерифтовых подвижных поясов проводится по принадлежности структур к двум основным этапам: доорогенному (в частности, геосинклипальному) и орогенному. Первый фиксируется по преобладанию опусканий, второй — по преобладанию поднятий в масштабе всего рассматриваемого пояса или крупной сложной его части. В тектонических классификациях на формационной основе этот классический признак недооценивается. С удревнением подвижных поясов возможность уверенного разграничения доорогенной и орогенной стадий ухудшается.

Наконец, на доорогенной и орогенной стадиях в тех же подвижных поясах выделяются два укрупненных класса региональных структур — структуры опускания и поднятия. Для доорогенной стадии это — передовые прогибы и интрагеосинклинали (геосинклиналиные трюги), морские впадины, глубоководные океанические желоба, с одной стороны, и интрагеосинклинали, подводные поднятия, островные гряды (дуги) — с другой. Для орогенной стадии — это пред- и межгорные, морские и лагунные впадины, а также горные хребты и островные гряды (дуги). С этими региональными структурными элементами подвижных поясов часто совпадают ареалы распространения магматических ассоциаций регионального значения — магматических комплексов. Опускание и поднятие мыслятся лишь как относительные, во взятой комбинации двух или более зон. Для палеотектонических элементов надежное подразделение на структуры относительного опускания и поднятия возможно далеко не всегда.

Как видно, в выбранной схеме классификации региональных и более крупных магмоконтролирующих структур не используются какие-либо специфические признаки магматизма. В этой схеме мы почти ограничились существующей и общезвестной тектонической терминологией. Укрупненное подразделение избавляет нас от необходимости вдаваться в детальную тектоническую дискуссию. Несмотря на введенные ограничения в понятия выбранных укрупненных классов, последние не имеют вполне четких границ. Это свойственно пока системе тектонических понятий ввиду неразработанности строгих критериев, в том числе количественных.

В описаниях примеров магматических формаций структурная приуроченность их определяется применительно к описанной схеме.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ УСТОЙЧИВЫХ ОБЛАСТЕЙ * (кратонов)

Устойчивые области [Кузнецов, 1964] или кратоны [Stille, 1940] — это жесткие консолидированные блоки, в пределах которых тектонические напряжения разрешаются разрывными дислокациями и характерным базитовым магматизмом. Такими свойствами обладают древние платформы и щиты, молодые платформы или области завершённой складчатости, а также океанические области, обладающие корой океанического типа (талассократоны). То обстоятельство, что эти, столь различные по истории формирования и строению коры, структурные элементы характеризуются примерно одинаковой тектоникой и близким магматизмом, конечно, может быть объяснено только тем, что относительная их устойчивость,

* Публикуется впервые по неоконченной рукописи Ю. А. Кузнецова.

так же как особенности магматизма, обусловлены лишь свойствами мантии, подстилающей соответствующую структуру.

Магматизм устойчивых областей в достаточной мере специфичен, отличаясь, с одной стороны, простотой состава, с другой — своими масштабами. Решительно преобладающими являются излияния толеит-базальтовой магмы и соответственного состава интрузии: магматиты иного состава — оливиновые базальты, щелочные, ультраосновные породы и даже граниты, хотя и встречаются, но количество их ничтожно по сравнению с магматитами толеит-базальтового состава.

Почти нет типов магматических формаций, которые были бы специфичными только для древних платформ, для щитов, для молодых платформ (областей завершённой складчатости) или для океанических блоков. Исключением является только формация кимберлитов, которая пока неизвестна вне древних платформ. Все же остальные формационные типы, которые обычно считаются типично платформенными образованиями, встречаются и вне древних платформ. Например, трапповая формация известна в области Пьемонта Аппалачей, в Кузбассе, в Тургайском прогибе и Западно-Сибирской низменности и т. д. Щелочные оливин-базальтовые (трахибазальтовые) формации широко распространены в областях завершённой складчатости (Прибайкалье, Овернь, Рейнская область), на древних платформах (Восточная Африка и Аравия). Формация нефелиновых сиенитов в очень близком проявлении известна в пределах щитов и молодых платформ (областей завершённой складчатости). Выше уже было указано, что толеит-базальтовая формация океанов по новым данным почти не отличается своим составом от трапповых формаций платформ.

Магматические формации устойчивых областей распределены в пространстве крайне неравномерно. Известны громадные платформенные области с незначительным проявлением «платформенного» магматизма (Русская, Северо-Американская платформы). В пределах других платформ, например Сибирской, магматизм проявлен весьма интенсивно, но и в этом случае он всегда сосредоточен только в некоторых частях платформенной области, обнаруживающих наиболее интенсивную тектоническую активизацию.

При анализе истории всех без исключения платформ, особенно древних, бросается в глаза, что в течение громадных промежутков времени в их пределах совершенно отсутствуют какие-либо проявления магматической деятельности и вспышки магматизма всегда связаны с оживлением тектонических движений, их активизацией и, следовательно, нарушением собственно платформенного режима. Например, по В. Л. Масайтису [1969], на Сибирской платформе могут быть выделены четыре цикла собственно платформенного магматизма: 1) позднепротерозойский (1000—1100 млн лет); 2) эоипротерозойский — раннепалеозойский (600—690 млн лет); 3) среднепалеозойский (320—380 млн лет); 4) позднепалеозойский — раннемезозойский (220—280 млн лет). В течение каждого цикла на платформе возникали повторяющиеся ассоциации пород, относимые к трапповой, трахибазальтовой, ультраосновной — щелочной формациям и к формации агпайтовых нефелиновых сиенитов [Масайтис, 1969]. Но надо отметить при этом, что продукты первых трех циклов распространены на очень ограниченных площадях и количество их не велико. Таким образом, в пределах большей части Сибирской платформы магматическая деятельность практически не проявлялась в течение всего рифея и палеозоя. И только после миллиарда лет амагматического периода жизни Сибирской платформы, в конце перми и нижнем триасе произошла вспышка бурной магматической деятельности, создавшей широко известную формацию сибирских траппов, распространенных на площади,

превышающей 1,5 млн км². Кажется, еще более продолжительным является амагматичный период жизни Африканской платформы. Такая же, но менее ярко выраженная картина наблюдается и в областях завершенной складчатости.

Основные магмоконтролирующие структуры устойчивых областей кратко рассмотрены выше. Было отмечено, что наиболее крупные структуры, явно формировавшиеся в обстановке растяжения коры и наиболее высокой ее проницаемости, особенно благоприятны для массовых излияний недифференцированных или слабо дифференцированных магм толеит-базальтового состава. Таковы большие овалы оседания на континентальных и океанических платформах (талассократонах), а также авлакогены и срединные океанические хребты, осложненные рифтами. Существенно отличаются по характеру магматизма континентальные сводовые поднятия, сопровождающиеся системой разломов и рифтовыми впадинами. Вероятно, в силу менее высокой магмопроницаемости или других, неясных для нас причин, с такими структурами связываются излияния оливин-базальтового или трахибазальтового состава, а также обычно более поздние полигенные вулканы, изливающие уже значительно дифференцированные лавы повышенной щелочности или щелочные.

Магматизм больших овалов оседания в пределах внутренних частей океанов (талассократонов) и платформенных областей, так же как и магматизм, связанный с формированием особенно крупных линейных структур растяжения, таких как современные океанические рифты и древние авлакогены на континентальных платформах, проявляется преимущественно излияниями базальтовых лав и пластовыми интрузиями долеритов. Подавляющее большинство тех и других принадлежит к толеит-базальтовому петрохимическому типу. Но надо отметить, что почти в любой базальтовой провинции, континентальной или океанической, наряду с толеитовыми базальтами в том или ином количестве встречаются и недосыщенные кремнекислотой оливиновые базальты или продукты дифференциации оливин-базальтовой магмы. Тектонические отношения между теми и другими в большинстве случаев остаются неясными; существуют различные точки зрения по этому вопросу, которые будут рассмотрены ниже.

Большие овалы оседания, так же как океанические рифты и авлакогены, являются структурами, которые образуются в обстановке общего растяжения коры и, может быть, верхней части мантии. Поэтому непрерывные компоненты этих структур — разломы — оказываются отличными магмопроводами, по ним легко и быстро осуществляется поднятие к поверхности коры мантийных базальтовых магм, которые обычно обладают невысокой химической активностью и содержат относительно немного летучих. Поэтому главными, наиболее распространенными формами базальтоидного магматизма являются спокойные трещинные излияния или щитовые вулканы гавайского типа, а также тесно связанные с наземными излияниями, но иногда более поздние пластовые интрузии. Значительные накопления пирокластического материала, свидетельствующие о взрывной деятельности базальтовой магмы, хотя иногда и широко распространены (Сибирская трапшовая формация), но не типичны. Естественно, что наиболее распространенные и крупные по объемам магматические формации всегда представлены сложными эффузивно-интрузивными комплексами, состоящими из базальтовых лав и туфов, а также пластовых интрузий и даек, которые размещаются частью в эффузивной толще, частью в полого или горизонтально лежащих породах платформенного чехла. Замечено, что, вероятно, в силу не особенно большого давления, под которым про-

исходит внедрение базальтовой магмы, пластовые интрузии размещаются преимущественно на небольшой глубине и связь их с эффузивным магматизмом в громадном большинстве случаев устанавливается без труда. Все это делает ненужным выделение в качестве особой категории интрузивных формаций основного состава. Правда, известны очень крупные дифференцированные интрузии, похожие на сильно дифференцированные силы трапповой формации, такие как лополиты Бушвельд, Дулут, Седбери и т. д., обладающие многими чертами интрузивов трапповых формаций и вместе с тем не обнаруживающие связи с эффузивами. Но эти интрузивы образовались в глубоком докембрии на самых ранних стадиях развития древних платформ или, может быть, еще в доплатформенную их стадию и отличаются рядом особенностей.

Континентальные сводовые поднятия, сопровождающиеся рифтами и разломами, по крайней мере те из них, которые формировались в мезокайнозой, существенно отличаются по характеру своего магматизма прежде всего тем, что в этих структурах преобладающим типом магмы оказывается оливин-базальтовая, при подчиненной роли пересыщенной кремнеземом толеит-базальтовой магмы. Другая особенность этих структур заключается в том, что помимо трещинных излияний недифференцированных или слабо дифференцированных базальтовых лав, с ними особенно часто ассоциируют вулканы центрального типа и центральные вулканоплутоны, сложенные уже сильно дифференцированными, преимущественно щелочными и субщелочными продуктами оливин-базальтовой магмы. Интересно, что иногда встречающиеся в той же тектонической обстановке продукты толеит-базальтового магматизма в большинстве случаев также обладают сильно усложненным составом, будучи представлены контрастными базальт-липаритовыми или габброгранитовыми ассоциациями. Интрузивные тела габброидного, реже иного состава часто ассоциируют с покровами лав и пластовыми интрузиями, и тогда их продукты не следует выделять из состава всего базальтоидного эффузивно-интрузивного комплекса. Но в некоторых случаях остатки вулканов центрального типа и центральных вулканоплутонов встречаются изолированно от имеющих площадное развитие базальтоидных эффузивно-интрузивных комплексов. Состав слагающих эти центральные интрузии пород может существенно отличаться: в них нередко обнаруживаются, кроме основных, также и ультраосновные, щелочные, кислые породы в самых разнообразных сочетаниях. Изолированность этих центральных интрузий от областей распространения обычных эффузивно-интрузивных комплексов объясняется или глубоким размывом области их распространения, уничтожившим покровы эффузивов и пластовые интрузии платформенного чехла, или же особыми условиями их образования и особыми свойствами магмы или магм, их образовавших; вероятно, имеют значение оба эти фактора. Своеобразный и сложный состав центральных интрузий, часто совсем непохожий на состав обычных эффузивно-интрузивных комплексов, заставляет выделить среди магматических формаций устойчивых областей особую группу формаций центральных интрузий, часть из которых, видимо, является как бы своеобразной фацией близких по составу эффузивно-интрузивных фаций. Но для большей их части такая связь не может быть доказана и, по всей видимости, даже отсутствует. Например, некоторые центральные интрузии сложены почти целиком ультраосновными породами, другие же — гранитами или щелочными породами, причем многие из них никак не могут быть продуктами дифференциации базальтовой магмы.

По составу преобладающих магматитов, степени дифференцированности, а также по условиям залегания все разнообразие магматических

формаций активизированных устойчивых областей (кратонов) может быть объединено в две большие группы: 1) покровно-силловые формации, являющиеся в основном продуктами трещинных излияний и моногенных вулканов и характеризующиеся относительно слабой дифференцированностью и чрезвычайно широким распространением; 2) «центральные» формации — продукты деятельности полигенных вулканов центрального типа и тесно связанных с ними центральных интрузий, которые встречаются не часто, но отличаются исключительным разнообразием наборов пород, слагающих каждый конкретный магматический комплекс.

ПОКРОВНО-СИЛЛОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Эффузивно-интрузивные формации существенно базальтового состава, проявляющиеся в эффузивной, силловой и дайковых фациях, очень широко распространены во всех устойчивых областях различного типа, т. е. на древних платформах, в областях завершённой складчатости и в пределах океанических блоков. Состав их, как это было отмечено выше, преимущественно базальтовый, хотя и меняется в деталях. Внутри этого ряда формаций могут быть выделены следующие главные формационные типы: 1) океаническая базальтовая, 2) траптовая, 3) контрастная липарит-базальтовая, 4) щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая).

Первые два типа распространены исключительно широко, и общий объём магматитов этих формаций, вероятно, составляет значительно больше половины всех продуктов магматической деятельности фанерозоя. Вместе с тем они имеют и наиболее простой, существенно толеит-базальтовый состав и представляют собой комплексы, состоящие из лав, туфов, пластовых интрузий и даек (в отношении океанической базальтовой формации о формах залегания можно говорить только предположительно). Контрастная липарит-базальтовая и щелочная оливин-базальтовая формации пользуются несравненно меньшим распространением. Океаническая базальтовая и траптовая формации сложены в основном толеитовыми базальтами и почти тождественного состава, причём основное различие между ними сводится к несколько пониженному содержанию калия в океанических базальтах по сравнению с породами одинаковой кислотности траптовых формаций. Как в траптовых, так и в океанических базальтовых формациях могут принимать участие щелочные оливиновые базальты, а также щелочные продукты дифференциации последних. С другой стороны, во многих щелочных оливин-базальтовых (трахибазальтовых) формациях почти обязательными компонентами оказываются лавы и силлы толеит-базальтового состава. Поэтому границы между этими формациями в значительной степени условные и должны определяться количественными соотношениями пересыщенных и ненасыщенных кремнеземом базальтовых пород.

Отличия траптовой и океанической базальтовой формаций выступают более отчетливо в оливин-базальтовых и более щелочных компонентах той и другой. Материковые оливиновые базальты, отличаясь от океанических несколько более высоким содержанием калия, нередко сопровождаются ортоклазовыми и лейцитовыми базальтами и другими близкими к ним породами, которые совершенно отсутствуют в составе океанической базальтовой формации, где они как бы заменяются дифференциатами, обогащенными натром, андезитовыми и олигоклазовыми базальтами. Траптовые формации нередко и даже обычно содержат в своем составе породы, близкие по содержанию кремнезема гранитам (гранофиры, ас-

социрующие с интрузивными траппами, и липариты — с эффузивными). Но в некоторых случаях количество кислых пород оказывается соизмеримым с количеством основных, и тогда возникает необходимость выделения особого типа базальт-липаритовых формаций, который тесно связан переходами с типом трапповых формаций. Интересно, что липарит-базальтовая ассоциация неизвестна в пределах океанических кратонов за исключением о. Исландия. На материках липарит-базальтовая формация распространена главным образом в пределах молодых платформ, т. е. блоков коры с повышенной по сравнению с древними платформами мощностью.

Океаническая базальтовая формация

О геологическом строении и петрографическом составе пород, слагающих дно океанов, мы знаем пока еще очень немного и можем судить о том и другом главным образом по данным глубинного сейсмического зондирования, а также немногочисленным пока пробам грунта, поднимаемым со дна океанов с помощью драг и других приспособлений. Только в самое последнее время разработана методика глубоководного бурения, с хорошим выходом керна. Поэтому очень долгое время единственным поставщиком информации о петрографическом составе магматитов, участвующих в сложении чехла океанических кратонов, были острова вулканического происхождения, представляющие собой только вершины громадных действующих или недавно угасших вулканических конусов, насаженных на поверхность дна океанов.

Преобладающими лавами океанических островных вулканов являются недосыщенные кремнеземом щелочные оливиновые базальты, с которыми ассоциируют продукты дифференциации оливин-базальтовой магмы: океаниты, анкарамиты, андезиновые и олигоклазовые базальты, а также фоолиты, трахиты и т. д. Эта ассоциация считалась характерной для океанических кратонов [Тернер, Ферхуген, 1961; Кузнецов, 1964]. В последние десятилетия было установлено, что в пределах Гавайского архипелага щелочные оливиновые базальты и другие щелочные лавы слагают лишь вершины вулканических конусов и являются наиболее поздними по времени продуктами вулканической деятельности. Главная же часть громадных щитовых вулканов, оказывается, сложена базальтами толеитового типа, насыщенными или слабо недосыщенными кремнеземом [Tilley, 1950; Macdonald, Katsura, 1964], причем иногда толеитовые и щелочные базальты переслаиваются. Одно время вулканические острова Гавайского архипелага считались трудно объяснимыми исключениями из общего правила. Однако в результате многочисленных океанографических исследований, выполненных за последние годы, во время которых было поднято со дна океана громадное количество проб базальтов и других магматических пород, в корне изменились представления о преобладающем щелочно-базальтовом магматизме океанических кратонов. Оказалось, что громадное большинство базальтов, поднятых с гребней и склонов срединных океанических хребтов Атлантического и Индийского океанов, так же как и базальты громадного количества (до 10 000, по Г. У. Менарду [1966]) небольших подводных гор (seamount), усеивающих абиссальные равнины Тихого океана, принадлежат к типу толеитовых базальтов и не обнаруживают признаков повышенной щелочности.

Некоторые исследователи (например, А. Е. Энгель с сотрудниками) полагают, что первичная магма океанических кратонов имеет толеит-базальтовый состав, причем недифференцированные ее продукты распространены примерно в 1000 раз более широко по сравнению с щелочной оливин-

базальтовой ассоциацией, которая в целом рассматривается как результат гравитационной дифференциации первичной толент-базальтовой магмы. Закономерности распространения щелочных базальтов, слагающих вершины наиболее крупных вулканов, активных в продолжении значительных отрезков геологического времени (до 20 млн лет и больше по некоторым данным), не противоречат гипотезе [Engel, Engel, 1963, 1964, 1966; Engel, Havens, 1965; Engel et al., 1965]. В настоящее время, кажется, все вулканологи и океанологи разделяют эти представления и сходятся на мысли о том, что толентовые базальты являются для океанических кратонов господствующим типом пород.

Судя по немногочисленным пока публикациям, «глубоководные» толентовые базальты довольно однообразны. Они представлены преимущественно базальтовыми лавами; иногда драги поднимали породы долеритовой структуры. Базальты обычно обладают порфировой или микропорфировой структурой. Фенокристы и микрофенокристы чаще образованы оливиним и плагиоклазом, иногда одним плагиоклазом, в некоторых разностях — одним оливиним, причем состав фенокристов явно коррелируется с химизмом породы (см. ниже). Основная масса обычно содержит мельчайшие, скелетной или дендритовидной формы, кристаллы плагиоклазов, оливина, клинопироксена и рудных минералов, вместе с некоторыми количествами стекла. Оливин микрофенокристов имеет состав $Fe_{85}Fe_{15}$, но в основной массе и внешних зонах зональных микрофенокристов более железистый — до $Fe_{70}Fe_{30}$. Состав плагиоклаза фенокристов и микрофенокристов колеблется около An_{60-70} . Он практически лишен зональности и только окружен каймой более кислого плагиоклаза. Более основные плагиоклазы (до An_{90}) встречаются в пикритовых долеритах или в более крупных фенокристах, которые некоторыми исследователями рассматриваются в качестве ксенокристов. Пироксен представлен бурым авгитом, ортопироксены отсутствуют полностью [Engel, Engel, 1964, 1966; Miyashiro et al., 1969].

Намечаются некоторые колебания в химическом составе абиссальных толентовых базальтов. Средний состав приведен в первом столбце табл. 4. В результате исследований базальтов Среднего Атлантического хребта А. Миасиро и др. [Miyashiro et al., 1969] нашли возможным выделить два типа: абиссальные толенты с низким содержанием глинозема (см. табл. 4 столбцы 2 и 3) и высокоглиноземистые (столбец 4). В столбце 5 табл. 4 приведен средний состав толентовых базальтов Гавайских островов [Macdonald, Katsura, 1964], которые, очевидно, следует отнести к низкоглиноземистым толентам. А. Миасиро и др. указывают, что содержание глинозема в исследованных ими низкоглиноземистых толентах не превышает 16,1 %, а в высокоглиноземистых — не ниже 16,7 %. Следовательно, граница между ними может быть проведена примерно по $Al_2O_3 = 16,4$ %. Кроме того, те и другие отличаются составом фенокристов. В низкоглиноземистых толентах фенокристы обычно отсутствуют, а микрофенокристы состоят из оливина, к которому иногда примешивается плагиоклаз. В высокоглиноземистых фенокристы представлены плагиоклазом и иногда плагиоклазом и оливиним, а микрофенокристы всегда плагиоклазом и оливиним. Эти отношения указывают на различный порядок кристаллизации в абиссальных толентах: для низкоглиноземистых характерна последовательность оливин > плагиоклаз > клинопироксен, а для высокоглиноземистых — плагиоклаз > оливин > клинопироксен [Miyashiro et al., 1969].

Наиболее характерная особенность химизма океанических толентов, поднятых со дна Атлантического, Тихого и Индийского океанов, — край-

Химический состав океанических толеитовых и щелочных оливиновых базальтов

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	49,15	50,54	50,23	50,75	49,84
TiO ₂	2,09	1,70	1,57	1,28	2,52
Al ₂ O ₃	15,09	14,95	15,78	17,06	14,09
Fe ₂ O ₃	3,35	1,62	1,28	1,32	3,06
FeO	7,56	9,15	8,16	7,40	8,61
MnO	0,17	0,18	0,17	0,17	0,16
MgO	7,75	7,96	8,75	7,34	8,52
CaO	10,61	10,82	10,84	11,36	10,41
Na ₂ O	2,23	2,80	2,90	3,00	2,15
K ₂ O	0,30	0,14	0,18	0,17	0,38
P ₂ O ₅	0,23	0,14	0,14	0,12	0,26

Примечание. 1 — толеитовые базальты океанов, среднее из 110 анализов; 2 — низкоглиноземистые абиссальные толеиты Срединного Атлантического хребта, среднее из 8 анализов; 3 — низкоглиноземистые абиссальные толеиты Срединного Атлантического хребта, среднее из 5 анализов; 4 — высокоглиноземистые абиссальные толеиты Срединного Атлантического хребта, среднее из 9 анализов; 5 — толеиты и оливиновые толеиты Гавайских островов, среднее из 181 анализа (1 — по В. А. Кутолину [1969]; 2—4 — по А. Миасиро и др. [Miyashiro et al., 1969]; 5 — по Д. Макдональду, Н. Кацуре [Macdonald, Katsura, 1964]). Содержания окислов в табл. 4—18 приведены в мас. %.

не низкое содержание K₂O, которое обычно колеблется около 0,2 %, в то время как континентальные толеиты содержат более 0,5 % K₂O, а в щелочных базальтах, континентальных и океанических его уровень достигает 0,9 и даже 1,2 %.

Последние данные о широчайшем распространении и значительном постоянстве состава океанических толеитовых базальтов, с учетом данных о вероятном строении и составе океанической коры, заставляют многих современных исследователей полагать, что магма океанических толеитов является продуктом общего или частичного плавления мантии и именно она может рассматриваться в качестве «родоначальной» базальтовой магмы [Engel et al., 1965].

В значительной степени контрастирует с крайне однообразными абиссальными океаническими толеитовыми базальтами, распространенными на громадных площадях дна океанов, вулканическая ассоциация океанических островных вулканов, представленная щелочными оливиновыми базальтами и тесно с ними связанными океанитами, анкарамитами, значительно более редкими лавами трахиандезитового и трахибазальтового состава, а также своеобразными андезиновыми и олигоклазовыми базальтами (муджнеритами). Иногда в ассоциации с щелочными базальтами появляются трахиты, а также собственно щелочные породы — щелочные базальтоиды и фонолиты. Трахиты и щелочные породы всегда являются самыми молодыми образованиями и обычно представляют собой продукты паразитических шлаковых конусов на поверхности вулканов.

В том случае, если вулканический конус оказывается значительно размытым, внутри него почти всегда обнаруживаются интрузивные тела в виде штоков и даек, сложенные породами интрузивного облика, но являющиеся полными химическими эквивалентами соответствующих лав. Обычны габбро, тералиты, эссекситы, монцониты, сенииты и нефелиновые сенииты.

Геологическая позиция этой щелочной ассоциации достаточно определенная. Сейчас установлено, что ассоциация слагает только самые вершины наиболее крупных и, следовательно, формировавшихся особенно долгое время вулканических конусов, основная часть которых сложена

Химический состав океанических щелочных оливиновых базальтов
(по В. А. Кутольну [1969])

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	45,60	46,25	45,62	45,83
TiO ₂	2,97	3,08	3,20	3,06
Al ₂ O ₃	15,14	15,05	14,57	14,99
Fe ₂ O ₃	4,55	3,72	3,20	3,90
FeO	7,79	8,48	9,37	8,43
MnO	0,11	0,17	0,16	0,14
MgO	7,52	7,53	7,88	7,65
CaO	10,19	9,46	10,73	10,02
Na ₂ O	2,97	3,03	2,65	2,91
K ₂ O	1,22	1,22	1,05	1,18
P ₂ O ₅	0,49	0,54	0,37	0,48

Примечание. 1—4 — щелочные оливиновые базальты: 1 — Атлантического, 2 — Тихого, 3 — Индийского, 4 — всех океанов (среднее из 118 анализов).

описанными выше толеитовыми базальтами. Видимо, неперенное условие для образования щелочной океанической вулканогенной ассоциации — большая продолжительность активности магматического очага, проявляющаяся в формировании громадных щитовых вулканов. Исключительное разнообразие петрографических типов вулканитов говорит о большой роли процессов дифференциации в промежуточных очагах, проявляющейся на самых поздних стадиях формирования вулканического конуса.

Преобладающий тип лав громадного большинства океанических островных вулканов — щелочные оливиновые базальты, достаточно резко отличающиеся по своему химизму от толеитовых океанических, что можно видеть при сопоставлении табл. 4 и 5. Щелочные оливиновые базальты островов Атлантического, Тихого и Индийского океанов обнаруживают почти полное тождество химических составов, незначительно различаясь степенью окисления железа и содержанием окиси кальция. Но те и другие заметно отличаются от химизма океанических толеитов базальтов. Щелочные оливиновые базальты содержат меньше кремнезема и значительно больше TiO₂ и K₂O по сравнению с океаническими толеитами.

Щелочная оливин-базальтовая магма, очевидно, является исходной для всего ряда субщелочных и щелочных дифференциатов разнообразного состава. Степень и даже направление дифференциации исходной оливин-базальтовой магмы могут меняться в конкретных магматических очагах. Поэтому почти каждый островной вулкан, расположенный в пределах океанического кратона, характеризуется своим набором петрографических типов лав, и только щелочные оливиновые базальты оказываются главным и неперенным компонентом каждого из них.

Гавайские острова [Тернер, Ферхуген, 1961; Macdonald, Katsura, 1964]. Восемь главных Гавайских островов образуют дугу около 480 км длиной, протягивающуюся от 155°30' з. д. и 19°30' с. ш. до 160° з. д. и 22° с. ш. Они представляют собой выступающие вершины огромных, главным образом подводных щитовых вулканов с общей обнаженной площадью свыше 15 000 км². Самый большой остров, собственно Гавайи, сложен пятью вулканами, два из которых действующие.

Преобладающие породы о. Гавайи — оливиновые базальты. Местами вместе с ними в последние стадии вулканизма образовались муджиериты, нефелиновые и мелилитовые базальты и трахиты. До недавнего времени

Химический состав гавайских лав (по Ф. Тернеру, Дж. Ферхугену [1961])

Компонент	Толейтовый тип				Щелочные базальты и родственные им лавы					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,45	50,97	50,42	45,97	42,30	47,98	51,99	62,19	36,75	42,86
TiO ₂	2,33	2,14	2,97	1,75	2,41	3,53	3,02	0,37	2,41	2,94
Al ₂ O ₃	14,94	13,72	11,62	5,98	10,52	15,32	16,30	17,43	11,98	11,46
Fe ₂ O ₃	3,38	2,39	2,71	5,86	4,22	2,49	2,75	1,65	6,05	3,34
FeO	7,55	7,61	9,07	7,39	9,70	8,86	7,44	2,64	7,45	9,03
MnO	0,08	0,11	0,10	0,11	0,06	0,12	0,11	0,32	0,08	0,13
MgO	7,67	10,18	10,11	23,55	14,90	6,16	3,19	0,40	12,08	13,61
CaO	9,17	8,51	9,74	6,47	12,08	10,28	6,67	0,86	13,81	11,24
Na ₂ O	2,84	2,56	2,09	1,50	1,56	3,56	5,64	8,28	4,75	3,02
K ₂ O	0,35	0,61	0,39	0,42	0,42	1,08	2,13	5,03	0,91	0,93
H ₂ O ⁻	0,23	0,08	—	0,04	0,45	0,25	0,07	0,14	0,36	0,12
H ₂ O ⁺	0,73	0,61	—	0,64	0,87	0,62	0,29	0,39	1,61	0,44
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—
P ₂ O ₅	0,27	0,28	0,27	0,21	0,33	0,22	1,25	0,14	1,41	0,52
Cr ₂ O ₃	0,05	0,07	—	—	0,11	—	—	—	0,03	0,04
BaO	—	—	—	—	—	0,06	—	0,03	0,13	0,04
Σ	100,04	99,84	99,49	99,89	99,93	100,53	100,85	99,89	99,81	99,72

Примечание. 1 — базальт по 10 анализам, серия Коолау, Оаху; 2 — гиперстеновый базальт с вкрапленниками оливина, гиперстена и лабрадора, серия Коолау; 3 — лава по 24 анализам, Мауна-Лоа, Гавайи; 4 — пикритовые базальты, Мауна-Лоа, Гавайи; 5 — пикритовый базальт, Халеакала, Гавайи; 6 — оливиновый базальт, серия Полулу, Кохала, Гавайи; 7 — муджиерит («олигоклазовый андезит»), серия Хави, Кохала, Гавайи; 8 — трахит, Хуалала, Гавайи; 9 — нефелино-мелилитовый базальт, серия Гонолулу, Оаху; 10 — нефелиновый базальт, серия Гонолулу, Оаху.

ассоциация в целом относилась к типу щелочных оливиновых базальтов, которая характерна для других океанических островов. Однако С. Тилли и Х. Пауэрсом было доказано, что главное вулканическое сооружение было образовано толейтовыми лавами и их пикрит-базальтовыми дифференциатами. На различных островах проявлены следующие стадии вулканического процесса.

1. Обильные излияния очень жидких толейтовых базальтов, образующие цепь громадных щитовых вулканов, вершины которых поднимаются из-под уровня моря. Примером этой стадии активности могут служить вулканы Килауза и Мауна-Лоа, а также древнейшие породы Оаху. Главные породы этой стадии (в убывающем количестве) следующие: базальты оливиновые с небольшим количеством оливина или без него, пикритовые и гиперстеновые. Оливин в породах магнезиальный; пироксен вкрапленников — диопсид-авгит, пироксен основной массы — пижонит или субкальциевый авгит; плагиоклаз — лабрадор. Химически все продукты характеризуются относительно высоким содержанием кремнезема (слегка пересыщены) и окиси кальция и низким — щелочей (табл. 6, анализы 1—4). Большинство анализов, несмотря на присутствие в породах большого количества оливина, дают при подсчете нормативные кварц и гиперстен. В лавах присутствуют ксенолиты габброидных пород, но нет ксенолитов перидотитов, характерных для лав третьей стадии.

2. Стадия убывающей активности характеризуется образованием кальдер проседания и формированием пепловых конусов. Примером этой стадии в настоящее время могут служить Мауна-Кеа и Халеакала. Породы относятся к группе щелочных оливиновых базальтов: оливиновые, пикритовые, богатые оливином и авгитом базальты, муджиериты (олигокла-



Рис. 5. Диаграмма химических составов гавайских лав.

А — толеитовый ряд лав; В — оливин-базальтовый ряд лав; II—IV — вариационные линии типа Лассен-Пик (II), Сан-Франциско (III) и Этны (IV).

зовые андезиты) и некоторые трахиты. Характерны относительно высокая щелочность и низкое содержание кремнезема, поэтому при пересчетах анализов получается значительное количество нормативного оливина и нефелина (табл. 5—8). В породах содержится много кальция, что выражается большим количеством авгита. В некоторых базальтах описываемой серии встречаются ксенолиты перидотитов и габбро.

3. Поздняя стадия возобновления вулканической активности происходила на некоторых островах после длительного периода эрозии. Лавами этой стадии образованы серии Гонолулу, Оаху, Коолау, Кауаи. Они содержат пикритовые, оливинные, нефелин-мелилитовые базальты и нефелиновые базаниты. Анализы типичных лав (9—10) этой серии приведены в табл. 6. В некоторых покровах часты

включения ультраосновных глубинных пород, среди которых обычны дуниты и гарцбургиты. Встречаются также ксенолиты эклогитов.

Натровый состав гавайских лав и паличие двух серий — толеитовой и щелочно-базальтовой — подчеркиваются на рис. 5.

Таким образом, толеитовая магма преобладала на Гавайских островах; она весьма однообразна по составу, ее излияния предшествовали во времени излияниям щелочных оливиновых базальтов. Количество излившейся толеитовой магмы огромно, поскольку именно ею образованы продукты первой фазы вулканизма — щитовые вулканы. Поэтому естественным было бы предположение о первичности толеитовой магмы и вторичности оливин-базальтовой для этой провинции. Однако Ф. Тернер и Дж. Ферхуген в результате обсуждения этой проблемы склоняются к мысли о том, что в процессе единого эруптивного цикла, имевшего место на Гавайских островах, менялась природа самой первичной магмы, и присоединяются к предположениям Х. Куно, который считает, что эти две магмы произошли из двух различных исходных материалов, расплавившихся в различных условиях и на различных уровнях.

Обстоятельное описание химизма гавайских базальтов и основных особенностей отдельных вулканов было опубликовано Г. Макдональдом и Т. Кацурой [Macdonald, Katsura, 1964]. Они подтвердили наличие двух достаточно резко отличающихся по химизму серий лав. Главная эруптивная фаза каждого из Гавайских вулканов проявлена обильными излияниями громадных объемов довольно однородных лав, составляющих толеитовую серию, в которой преобладают толеитовые и толеитово-оливинные базальты. Разнообразие химизма лав толеитовой серии в значитель-

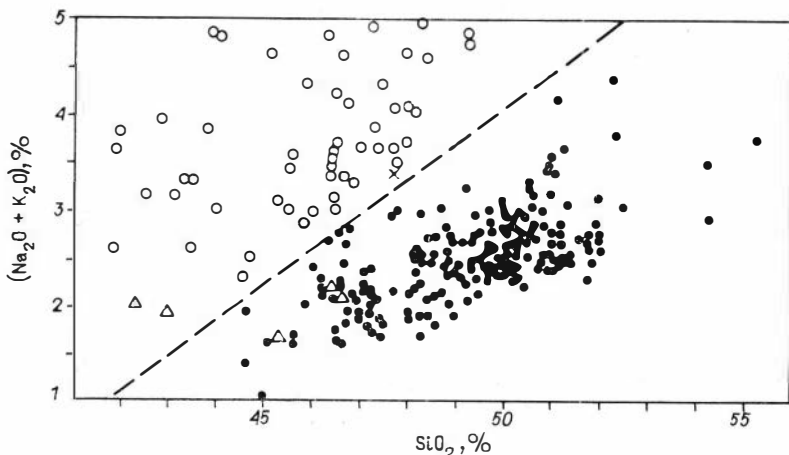


Рис. 6. Соотношение кремнезема и суммы щелочей в гавайских базальтовых лавах. Диагональная пунктирная линия отделяет толеиты (·) от щелочных базальтов (○) и анкармитов (Δ); × — состав жидкой лавы, извлеченной из скважины в коре лавового оз. Килауэа.

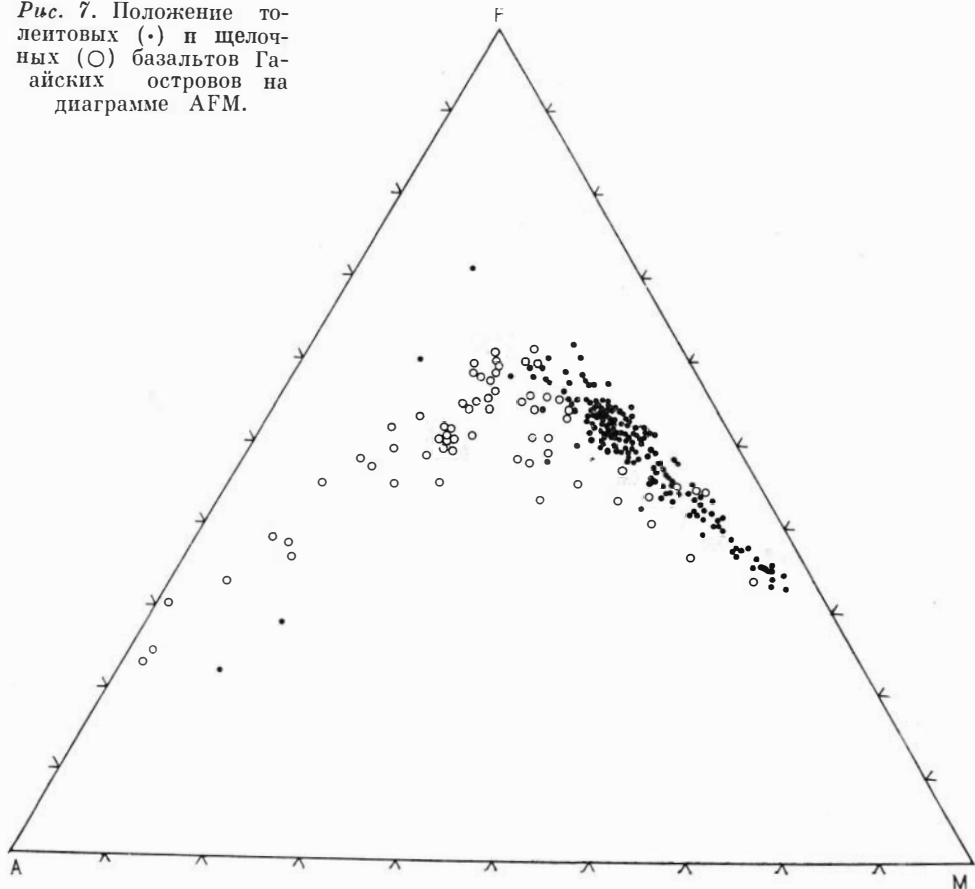
ной степени определяется дифференциацией в условиях малых глубин (2—5 км), причем предполагается, что расплав, возникший в мантии и «фодоначальный» для последующей дифференциации в условиях низких давлений, по составу, вероятно, отвечает оливиновому толеиту, хотя в соседних вулканах может появляться лава различного состава. Так, лавы серии Полулу вулкана Кохала отличаются низким содержанием Na_2O и K_2O и высоким — глинозема, причем состав отдельных лавовых потоков близок, а иногда и идентичен «высокоглиноземистым» океаническим толеитам Энгеля. Огромные массы толеитов ранних этапов вулканизма в некоторых вулканах постепенно сменяются кверху зоной, в которой чередуются толеиты и щелочные оливиновые базальты. В других случаях излияниям щелочной серии предшествуют лавы переходного по составу характера. На некоторых вулканах (тип Кохала) верхний горизонт лав, сложенный щелочными оливиновыми базальтами, несогласно перекрывается маломощными потоками муджиеритов и других пород щелочной серии, возникших в ходе дифференциации щелочных оливиновых базальтов на небольших глубинах. Различия в химическом составе лав толеитовой и щелочной серий хорошо иллюстрируются рис. 6 и 7, заимствованными из работы Г. Макдональда и Т. Кацуры [Macdonald, Katsura, 1964]. Толеитовая и щелочная серии образуют рои точек, резко разграниченные по щелочности (см. рис. 6), но в соотношениях других окислов такого разрыва нет (см. рис. 7)— поля составов серий перекрывают друг друга, и щелочные породы как бы продолжают линию дифференциации исходной толеитовой магмы.

Таким образом, наличие генетических связей между обеими сериями несомненно, хотя вместе с тем каждая из них представляет собой самостоятельный дифференцированный ряд, каждый со своими конечными членами: риодацитами в толеитовой серии и трахитами — в щелочной.

Та и ти — самый большой остров из группы Товарищества, образующей дугу около 500 км длиной. Он состоит из двух сильно размытых вулканов, самый высокий из которых превышает 2000 м.

Преобладающими породами являются «базанитоиды» — натровые основные лавы, химически эквивалентные базанитам, но содержащие мало

Рис. 7. Положение то-
лентовых (•) и щелоч-
ных (○) базальтов Га-
айских островов на
диаграмме AFM.

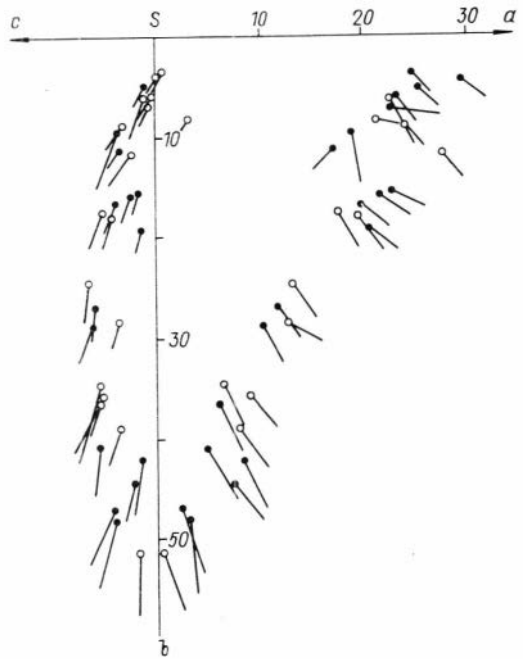


фельдшпатоидов. Обычно эти породы содержат много порфировых выделений магнезиального оливина и авгита и мало выделений полевых шпатов. Некоторые стекловатые (лимбургитовые) породы почти лишены порфировых выделений полевого шпата. Для Таити обычны анкарамиты и океаниты, очень богатые авгитом и оливином. Менее распространены фонолиты, фонолитовые трахиты, фельдшпатоидные трахиандезиты (таититы) и слюдяные трахибазальты. В этих породах полевые шпаты представлены анортоклазом и натровым плагиоклазом. Feldшпатоиды, когда присутствуют, являются натровыми (нефелин, гаюин, анальцим); обычен эгирин-авгит; роговая обманка и биотит редки; ни лейцит, ни мелилит не описаны.

Глубокие долины, проникнув в глубь каждого вулкана, обнажили зернисто-кристаллические породы его очага, затвердевшие на глубине 1,7—2,4 км ниже вершины полностью сформированного вулкана. Слагающие эти ядра породы разнообразны. Среди них встречаются нефелиновые сиениты, нефелиновые монзониты, люскладиты (нефелиновые породы с оливином и биотитом, но без авгита), эссекситы, верлиты, тингуаиты, тералиты и микрогаббро, мончикиты и камптониты. Все эти породы химически близки или тождественны соответственным типам лав (рис. 8). Интрузивные и эффузивные породы Таити образуют единый и непрерывный ряд дифференциатов. Основные типы интрузивных пород Таити характеризуются различными сочетаниями лабрадора, баркевикита, титан-авгита и оливина, обычно сопровождающихся небольшим количеством

Рис. 8. Диаграмма химических составов изверженных пород о. Таити (по А. П. Заварицкому [1960]).

○ — интрузивные породы, ● — вулканические породы.



нефелина, ортоклаза и анальцима. В нефелиновых спенитах и моицонитах преобладают ортоклаз, нефелин, плагиоклаз и авгит.

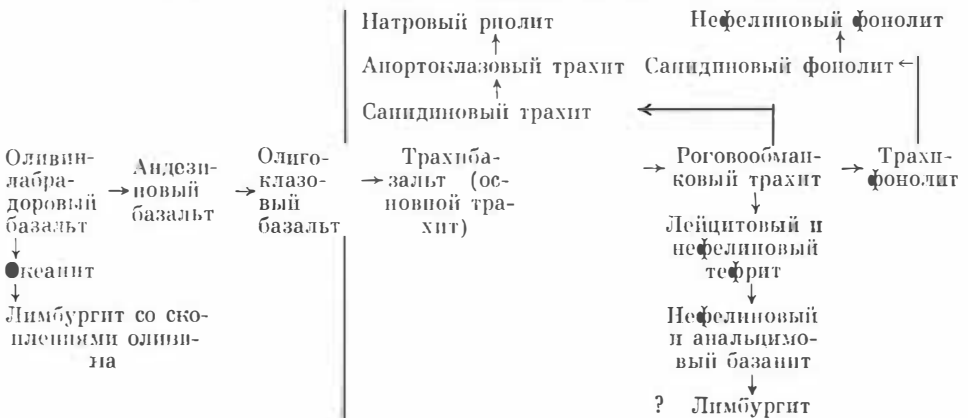
В табл. 7 приведен химический состав типичных лав Таити.

Породы Таити существенно отличаются от лав Гавайских островов полным отсутствием толентовых базальтов и большим распространением щелочных базальтоидных пород. Это может объясняться тем, что базальтовое основание вулкана Таити целиком скрыто под уровнем моря, а также большими размерами и большей длительностью его жизни, благодаря чему процессы дифференциации в глубинном очаге могли пойти более далеко.

Ассоциации вулканических пород других островов Тихого океана приближаются или к продуктам оливин-базальтовой магмы Гавайского типа, или к типу Таити и имеют большей частью промежуточный характер.

Архипелаг Кергелен — одна из самых больших вулканических островных групп, расположенных в южной части Индийского океана. Острова сложены в основном базальтами с небольшим количеством лимбургитов и базанитов, а также многочисленными, по небольшим потокам трахита и фонолита. А. Эдвардс [Тернер, Ферхуген, 1961] установил здесь большое количество петрографических разностей, дающих переходы и генетически связанных друг с другом (см. схему).

Петрографическая эволюция лав Кергелена (по А. Б. Эдвардсу)



Дифференциация в главном магматическом резервуаре

Дифференциация в камере купола

Средний химический состав типичных лав Тапти

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	44,26	43,25	48,91	55,47	61,73
TiO ₂	3,46	2,27	2,43	1,34	0,87
Al ₂ O ₃	14,30	8,33	19,00	19,00	18,76
Fe ₂ O ₃	4,61	4,90	3,40	3,22	2,00
FeO	7,79	7,58	4,08	2,22	1,54
MnO	0,21	0,13	0,34	0,24	0,09
MgO	8,34	19,02	2,04	1,68	0,94
CaO	11,26	12,36	5,78	3,71	1,61
Na ₂ O	3,48	1,36	7,07	7,80	6,98
K ₂ O	1,59	0,55	3,92	4,87	5,40
P ₂ O ₅	0,70	0,25	0,47	0,45	0,08
Σ	100,00	100,00	97,44	100,00	100,00

Примечание. 1 — базанит; 2 — анкармит; 3 — тацит-фельдшпатовидный грандизит; 4 — фонолит; 5 — фонолитовый трахит.

Минералогические особенности лав о. Кергелен следующие. Состав оливины изменяется от Fo₈₅Fa₁₅ в оливиновых базальтах до типов, приближающихся к фаялиту в трахитах. Пироксены представлены диопсидовым и титанистым авгитом, переходящим в эгирин-авгит и эгирин в более натровых породах. Коричневая роговая обманка встречается не только в фонолитах и трахитах, но и в базанитах, и олигоклазовых базальтах. В фонолитах и базанитах распространен нефелин, анальцит присутствует в большинстве щелочных базальтов, а лейцит описан только в одной разновидности пород, названной лейцитовым тефритом.

Вулканический конус о. Кергелен значительно размыт, и в юго-западной части вскрыты глубинные породы — габбро, диориты, монцопиты, сенинты, интродуцированные в лавы. Химизм лав дан в табл. 8.

Таблица 8

Химический состав лав о. Кергелен

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46,00	43,74	50,41	62,74	54,10	46,48
TiO ₂	1,62	1,61	1,63	0,42	0,40	1,74
Al ₂ O ₃	12,42	13,57	16,26	16,46	21,66	18,33
Fe ₂ O ₃	0,53	4,14	3,95	1,83	1,87	3,51
FeO	12,72	8,98	7,08	3,70	1,72	5,98
MnO	0,27	0,45	1,10	0,19	0,35	0,27
MgO	11,08	10,85	3,22	0,07	0,13	2,55
CaO	10,80	9,09	6,67	1,92	2,09	8,50
Na ₂ O	2,64	2,35	3,63	5,29	7,68	3,61
K ₂ O	0,42	2,47	2,28	5,68	6,55	4,46
H ₂ O ⁻	0,63	0,77	1,41	0,78	0,38	2,00
H ₂ O ⁺	0,60	1,22	0,98	1,01	2,38	1,05
P ₂ O ₅	0,19	0,50	1,01	0,05	0,24	1,88
CO ₂	Сл.	0,05	Сл.	—	Сл.	—
Cl	—	—	»	—	0,14	—
BaO	—	0,02	0,02	—	0,02	0,03
Σ	99,92	99,81	99,65	100,14	99,71	100,39

Примечание. 1 — оливиновый базальт; 2 — лимбургит; 3 — олигоклазовый базальт; 4 — трахит; 5 — санидиновый фонолит; 6 — лейцитовый тефрит.

Происхождение пород океанической базальтовой формации. Огромные массы, распространение на обширных площадях поверхности океанических кратонов и в общем очень однородный состав толеитовых базальтов, составляющих главное содержание океанических вулканитов, невольно приводят большинство исследователей к мысли о «примитивности» или «первичности» толеитовой магмы и об ее возникновении в результате каких-то вполне закономерных процессов в однородной термодинамической обстановке, причем субстрат, из которого выплавляется толеитовая магма, должен иметь однородный состав. Геофизическое исследование активного вулкана Килауэа показало, что сейсмическая активность, связанная с подъемом магмы при извержении в 1959—1960 гг., наблюдалась с глубины 50—60 км. Это дает возможность говорить о том, что эти глубины представляют собой уровень, на котором происходит аккумуляция магмы и обособление ее в виде самостоятельного тела, т. е. образование первичного магматического очага. Следовательно, субстратом, за счет которого возникает толеит-базальтовая магма, может быть только вещество верхней мантии. Вопрос о вероятном составе верхней мантии широко обсуждается в современной литературе. Высказано много различных гипотез, обзор которых можно найти в работах В. В. Белоусова [1966а, 1968], В. А. Кутолина [1969] и главным образом в статьях Д. Х. Грина [1968], Д. Х. Грина, А. Э. Рингвуда [1968] и др. Наиболее обоснованной, в частности многочисленными экспериментами над плавлением базальтов в условиях высоких давлений, представляется гипотеза Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда о «пиролитовом» составе верхней мантии, причем гипотетический пиролит, или первичный перидотит, представляет собой «сплав» из одной части базальта и трех частей дунита, имеющий наиболее вероятный состав:

Компонент	мас. %	Компонент	мас. %
SiO ₂	43,06	MgO	39,32
TiO ₂	0,58	CaO	2,65
Al ₂ O ₃	3,99	Na ₂ O	0,61
Fe ₂ O ₃	1,66	K ₂ O	0,22
FeO	6,66	H ₂ O	0,21
MnO	0,13	P ₂ O ₅	0,08

Гипотезой Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда предполагается, что базальтовая магма возникает при частичном плавлении вещества мантии. Основная причина плавления — гравитационная неустойчивость в слое пониженных скоростей. В благоприятных условиях пиролит может подняться в область более низких давлений, где температура будет превышать точку начала его плавления (солидус). По мере дальнейшего подъема пиролита происходит частичное плавление, причем количество и состав выплавов зависят от глубины и температуры, при которых осуществляется этот процесс. Та область, в которой происходит такое плавление, характеризуется сосуществованием жидкости и нерасплавленных остаточных кристаллов. На этой стадии процесс магмообразования может идти двумя путями:

1) полное отделение жидкости от остаточных кристаллов может происходить на той же глубине, на которой появляются первые выплавки, т. е. «глубина магмоотделения» совпадает с «глубиной плавления». Такие условия, вероятно, осуществляются в обстановке больших давлений;

2) смесь, состоящая из жидкости и остаточных кристаллов, может подняться на более высокие уровни в мантии без отделения или с частичным отделением кристаллов от жидкости. В таких случаях состав смеси остается неизменным, но состав жидкости, находящейся в равновесии

с твердой фазой, будет меняться в соответствии с изменением РТ-условий среды. В случае отделения гомогенной магмы от кристаллов состав ее будет определяться не «глубиной плавления», а «глубиной отделения магмы» от остаточных кристаллов любого состава. По Д. Х. Грину и А. Э. Рингвуду, «глубина отделения магмы», на которой базальтовая жидкость лишается остаточных кристаллов, является важнейшим параметром химизма типа базальтового расплава. Основываясь на расчетах и результатах экспериментов, эти исследователи приходят к выводу, что на больших глубинах, порядка 90 км ($P = 27$ кбар), наиболее вероятным продуктом частичного плавления вещества мантии (пиrolита) будут пикритовые магмы, содержащие более 30 % нормативного оливина и до 10—15 % нормативного гиперстена. На глубинах 35—60 км состав отделяющейся магмы зависит от количества выплавленного материала. При небольших степенях частичного плавления (около 20 %) будет выплавляться магма состава щелочного оливинового базальта или базанита, при больших (около 30 % жидкости) — расплав принимает состав оливинового толеита. Наконец, на глубинах около 30 км должна выплавляться магма состава высокоглиноземистого толеита. Таким образом, главные типы базальтовых магм (оливинового толеита с низкими содержаниями глинозема, высокоглиноземистого оливинового толеита и щелочного оливинового базальта, между которыми, впрочем, возможны все переходы) могут образоваться либо путем прямого частичного плавления мантии, либо путем фракционной кристаллизации пикритовой «первичной» магмы. Тип магмы (толеитовый, высокоглиноземистый толеитовый или щелочной оливин-базальтовый) определяется глубиной и температурой, при которой происходит отделение магмы от осадка кристаллов или остатка первичного субстрата мантии.

Эти главные типы магм, охлаждаясь при поднятии на более высокие уровни, испытывают фракционную дифференциацию с образованием серий: 1) малоглиноземистый оливиновый и кварцевый толеит, фаялитовый гранофир; 2) высокоглиноземистый оливиновый, нормальный и кварцевый толеит, фаялитовый гранофир; 3) щелочной оливиновый базальт или базанит, гавайит, муджнерит, трахит и т. д. [Грин, Рингвуд, 1968].

Изложенная гипотеза основана на солидных экспериментальных данных и не противоречит наблюдаемым геологическим взаимоотношениям базальтовых вулканитов различных типов и отвечающих им дифференцированных серий. Однако надо учесть и слабые места этой гипотезы: 1) состав «пиrolита», принятый при всех расчетах как наиболее вероятный, — только допущение, основанное на самых общих рассуждениях, и «пиrolитовый» состав верхней мантии пока ничем не доказан; 2) по существу, не рассмотрен механизм отделения и пространственного обособления базальтовых выплавов от материнского пиrolита в обстановке высоких температур и давлений, т. е. в обстановке преобладающей роли пластических деформаций. Поэтому возможны и другие решения проблемы происхождения главных типов океанических базальтовых магм.

Трапповая формация

Тип трапповых формаций пользуется необычайно широким распространением. Многие исследователи подчеркивают специфическую связь его с древними платформами. Действительно, трапповые комплексы в большинстве случаев располагаются в пределах этих структур, являясь составной частью чехла. Но вместе с тем они нередко выходят и за пределы платформ. Например, триасовые трапповые комплексы Сибири распро-

рапены не только на территории Сибирской платформы, но известны также в Таймырской и Верхояно-Чукотской эпикратонных складчатых областях, а также в Кузнецкой впадине и в составе «промежуточного» яруса Западно-Сибирской плиты. Триасового же возраста траппы известны в составе Восточных триасовых бассейнов Северной Америки [Ирдли, 1954]. Правда, часть этих «неплатформенных» трапповых комплексов отличается некоторыми особенностями химического и породного состава (повышенная кислотность и щелочность, значительная роль кислых магматитов) и заслуживает выделения в самостоятельный формационный тип. Во многих случаях трапповые формации связаны пространственно с континентальными, нередко угленосными толщами; эффузивные траппы обычно перекрывают последние, а интрузивные — образуют в них гипабиссальные интрузивные тела.

Поскольку трапповые формации в большинстве случаев входят в состав чехла платформ, они залегают горизонтально или почти горизонтально. И только в редких случаях развития трапповых формаций в эпикратонных геосинклиналях они оказываются вместе с вмещающими осадочными толщами, достаточно интенсивно дислоцированными.

Очень характерная особенность трапповых формаций — крупные масштабы магматической деятельности, т. е. большая ее длительность и широкое распространение на больших площадях, благодаря чему громадные объемы магматического материала оказываются выброшенными или излившимися на поверхность Земли или интродуцированными в верхние слои литосферы. Так, траппы Сибирской платформы распространены на площади свыше 1,5 млн км², базальты Декана в настоящее время покрывают площадь свыше 500 тыс. км², причем их максимальная мощность около 1 км. Бомбея достигает 3 км, а в среднем около 600 м. Лавы Кьюннаун в районах Великих озер имеют мощность свыше 4 км. При этих колоссальных извержениях изливались громадные количества лав с объемом до 1 млн км³.

Для трапповых формаций характерно проявление их в эффузивной (преимущественно наземной) и гипабиссальной фациях, причем эффузивы нередко сопровождаются туфами и ассоциируются с континентальными осадками. Появление туфов свидетельствует о том, что эффузивная деятельность была представлена не только трещинными излияниями, но и извержениями вулканов центрального типа. Для интрузивных траппов типична силловая форма залегания, хотя наряду с пей встречаются и другие — «волнистые» залежи, повторяющие складчатую структуру вмещающих толщ, дайки, кольцевые дайки, трубки взрыва, и центральные интрузии различных типов. Мощность силлов в отдельных случаях достигает 600 и даже 900 м (долериты Карру). Площадь распространения интрузивных траппов часто значительно превышает площадь, занятую эффузивами и туфами (трапповые формации Южной Африки и Сибири). В других случаях преобладают эффузивы (траппы Декана, бассейна рек Колумбии и Параны). Естественно, что трапповые интрузии формируются на различной глубине, и, например, В. С. Соболев [1936] среди трапповых интрузий Сибирской платформы выделяет менее глубокий тип траппов (приповерхностная фация), залегающих преимущественно в туфогенной толще, и более глубокий (собственно гипабиссальная фация), проявляющийся в виде интрузий среди более древних толщ среднего и нижнего палеозоя.

Ю. М. Шейнманом [1956] были опубликованы любопытные наблюдения относительно окончаний трапповых силлов. Оказывается, они часто не выклиниваются постепенно, а туго кончаются, иногда в зоне

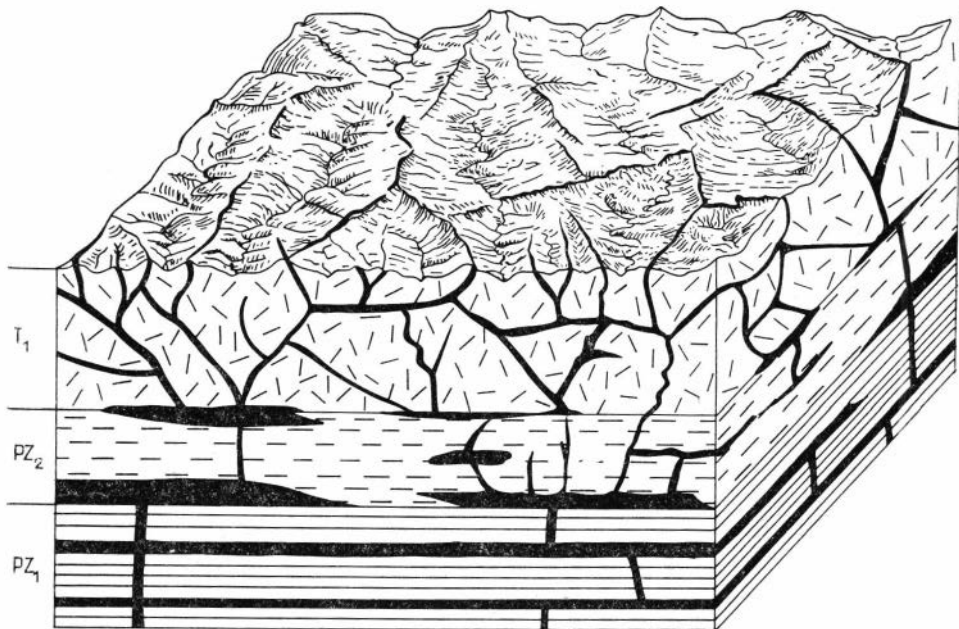


Рис. 9. Блок-диаграмма распределения морфологических разновидностей трапловых интрузий в осадочно-вулканогенном чехле Сибирской платформы в пределах бассейна р. Тычаны [Плотников, 1963].

брекчий взрывного характера, что свидетельствует о внедрении магмы под большим давлением. О том же говорят наблюдения В. В. Золотухина и Ю. Р. Васильева [1967] над интрузиями Норильского района. Хонолитовые тела траплов образованы не только внедрением магмы под давлением, но обнаруживают также ясные следы продолжающегося поступательного движения уже затвердевшего, но еще раскаленного магматического тела. Л. М. Плотников [1963] обратил внимание на зависимость форм интрузивных тел от структурных особенностей и литологии вмещающих толщ. В отложениях, слагающих палеозойский этаж чехла Сибирской платформы, траппы залегают почти исключительно в виде силлов, площадь которых часто исчисляется многими сотнями и даже тысячами квадратных километров, причем изменения их мощностей ничтожны. Для верхнепалеозойского (среднего) этажа характерны как пластовые, так и секущие тела траплов, размеры пластовых интрузий меньше; мощности пластовых тел изменяются на коротких расстояниях, соответственно форма тел менее правильная. В туфогенных породах триаса (верхний структурный этаж) траппы образуют сложную и иногда очень густую сеть пересекающихся и ветвящихся даек различной мощности, причем ориентировка их не обнаруживает видимой закономерности (рис. 9), что может свидетельствовать, по мысли этого исследователя, о внедрении трапловой магмы в обстановке общего растяжения соответственного блока коры.

Тектоническая обстановка образования трапловых формаций в общих чертах охарактеризована выше. В основном они являются компонентами чехла древних и молодых платформ. Специфична их приуроченность к некоторым синеклизам, причем базальтовая магма проникала на поверхность и в верхние структурные этажи по сложной системе многочисленных трещин растяжения. Реже обнаруживается связь трапловых

формаций с протяженными разломами, сопровождающими образование авлакогенов и других типов линейных прогибов.

Трапповые формации возникали неоднократно в истории Земли, начиная со времени обособления древних платформ. Они известны в протерозое и рифее (район Верхнего озера, Карелия, Сибирская платформа), в девоне (Сибирская платформа), по главнейшие трапповые формации мира приурочены к триасу и юре (Сибирская платформа, Восточные триасовые бассейны Северной Америки, Южная Африка, бассейн р. Параны в Южной Америке, Тасмания и Антарктика). Другая эпоха массового развития траппового магматизма — конец мела — палеоген (траппы Декана в Индии, бассейна р. Колумбии в Северной Америке, лавы Западной Австралии и т. д.).

Все магматические комплексы, принадлежащие к типу трапповых формаций, по-видимому, возникли за счет весьма однообразных по составу магм, состав которых, конечно за вычетом летучих веществ, устанавливается легко, благодаря однообразию пород и слабой дифференцированности большинства трапповых комплексов. Первичная трапповая магма в свое время была выделена Х. Вашингтоном в качестве магмы «платобазальтов» [Washington, 1922], позже она же была названа В. Кеннеди «толеитовым типом» базальтовой магмы [Kennedy, 1933]. Она характеризуется незначительной пересыщенностью кремнеземом и в типичном случае заметно отличается от другого типа «оливин-базальтовой» магмы, для которой типичны недосыщенность кремнеземом и заметный избыток щелочей. Химический состав этих двух типов (1 — толеитовый магматический, 2 — оливин-базальтовый магматический), по В. Кеннеди, приведен ниже.

Тип	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	50	13	13	5	10	2,8	1,2
2	45	15	13	8	9	2,5	0,5

Особенности химизма магмы, видимо, определяют направление ее дифференциации, а следовательно, и петрографический состав трапповых формаций. Надо сразу подчеркнуть, что трапповая (толеитовая) магма, как правило, обладает очень незначительной способностью к ассимиляции (что, впрочем, может быть обусловлено специфическими формами интрузивных тел) и поэтому разнообразие петрографического состава трапповой формации практически обусловлено некоторыми вариациями состава самой исходной магмы, а также явлениями дифференциации.

Толеитовые базальты трапповых формаций обычно состоят из лабрадора и моноклинового пироксена с небольшим количеством рудного минерала и оливина или без него. Многие породы содержат небольшое количество остаточного стекла, которое может быть забито рудной пылью или изменено с образованием железистого хлорофенита. Обилие цеолитов, хлорофенита, различных водных силикатов, содержащих железо (хлорит, селадонит и т. д.), карбонатов и халцедонов свидетельствует об активности позднематических растворов, содержащих кремнезем, двуокись углерода, железо, натрий и кальций. Пироксен в толеитовых базальтах обычно имеет пикопитовый характер. В луче раскристаллизованных разностях часто присутствуют одновременно и моноклиновый, и ромбический пироксены. Интрузивные траппы, которые описываются как диабазы (в Америке), долериты (в Англии), габбродиабазы (термин Левинсон-Лессинга), представляют собой породы пойкилоофитовой и офитовой, или интерсертальной (в краевых частях силлов), структуры, состоящие из лаб-

радора и пироксена, который в одних случаях представлен пиконитом, в других — диопсидовым авгитом и бронзитом; оливин отсутствует или его мало, причем он обычно богаче железом, чем в оливиновых базальтах; интерстиции между зернами пироксенов и плагноклаза нередко выполнены микропегматитовой смесью кварца и полевого шпата; в небольших количествах присутствуют рудные минералы, биотит, роговая обманка, апатит.

Гравитационная дифференциация наряду с колебаниями состава исходной магмы — главная причина разнообразия пород трапповой формации, но она в общем проявлена слабо, и в подавляющем большинстве наблюдаются только очень незначительные отклонения минерального и химического состава траппов от средних типов. Эти отклонения минералогически в одних случаях выражаются в обогащении оливином или пироксеном, в других — порода оказывается несколько обогащенной плагноклазом. Диабазовые пегматиты — весьма обычный компонент почти во всех трапповых формациях. Они образуют шпильки и жилы внутри трапповых силлов и отличаются от нормального типа траппа крупностью зерна и сильно повышенной железистостью темноцветных, а в некоторых случаях обилием граптофира, имеющего чаще всего кварц-альбитовый состав.

Эти крайние продукты дифференциации распространены весьма мало, и основной ее результат — это изменение состава темноцветных минералов в направлении повышения содержания железа в поздних продуктах кристаллизации. На эту закономерность накладывается повышение содержания щелочей и кремнезема в диабаз-пегматитах. Это своеобразное направление дифференциации, проявляющееся во всех трапповых формациях, хорошо отражается в треугольных диаграммах, изображающих количественные взаимоотношения $MgO - FeO - (K_2O + Na_2O)$ (рис. 10). На этих диаграммах ясно видно, что при дифференциации в трапповых комплексах не возникают породы нормального щелочно-земельного ряда. Собственно щелочные породы также не типичны для трапповых комплексов, но породы с повышенной щелочностью (субщелочные), например тешениты и т. д., не являются редкостью.

Большой интерес представляют своеобразные пироксеновые граптофиры с калиевым полевым шпатом, т. е. породы почти гранитового состава, часто ассоциирующие с трапповыми интрузиями при практическом отсутствии пород промежуточного состава. По-видимому, аналогичное положение занимают липариты, нередко встречающиеся в сопровождении однородных по составу базальтов. Эти граптофировые породы, закономерно сосредоточенные в верхних частях пластовых интрузий, в том или ином количестве паблюдаются почти во всех трапповых формациях. Они обычно считаются продуктом крайней дифференциации базальтовой магмы, но ряд наблюдений противоречит этому. Отсутствуют прежде всего типы пород, переходные между граптофирами и диабазами, а детальное изучение граптофиров трапповой формации Карру показало, что они имеют явно метасоматическое или реоморфическое происхождение и возникают за счет аргиллитов кровли трапповых интрузий, при достаточной мощности последних, под действием тепла и газов, выделяемых основной магмой.

Более детальные исследования показывают, что конкретные трапповые комплексы не так уже однообразны по своему составу. Например, траппы Сибирской платформы существенно отличаются от траппов формации Карру несколько более высоким содержанием щелочей и кремнезема в преобладающих типах пород; в триасовом трапповом комплексе Сибири мало развиты граптофиры, так широко распространенные в Юж-

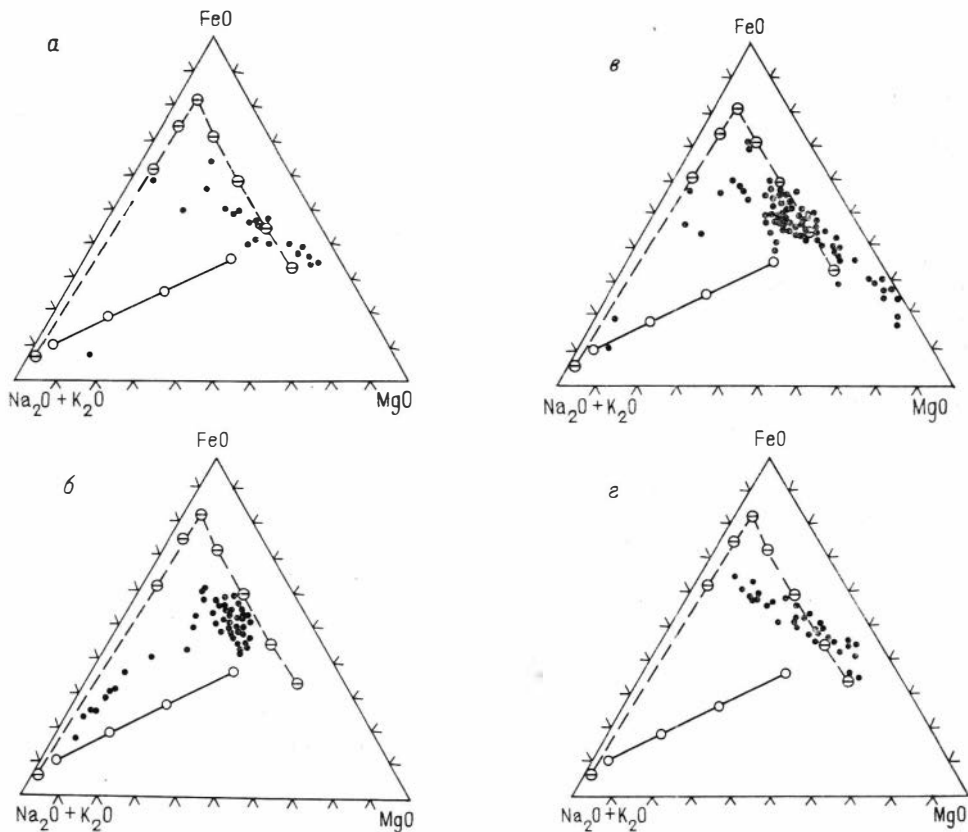


Рис. 10. Направление дифференциации (по Ф. Уокеру и А. Польдерварту [1950]).
 а — в силте Палисад; б — в позднепалеозойских кварцевых долеритах и толитах Шотландии и
 Северной Англии; в — в долеритах Карру; г — в долеритах Тасмании. Для сравнения нанесены
 пути дифференциации в Скаэргарде (— — — — —) и средние составы пород известково-щелочной
 серии по Р. Дэли (○—○).

ной Африке, Америке. Еще более повышенная щелочность обнаруживается в трапловом комплексе Декана, в составе которого описываются, кроме преобладающих долеритов, лимбургиты, океаниты и анкармиты, а также андезиты, трахиты, сиептиты и нефелиновые сиептиты [Вембан, 1950]. В. А. Кутолин [1969] в результате статистического исследования педиференцированных базальтов разной формационной принадлежности обратил внимание на то, что недифференцированные траппы древних платформ отличаются от траппов молодых платформ повышенным содержанием магния и кальция при пониженной железистости и щелочности. В то же время траппы разных районов обладают различными провинциальными особенностями химизма, причем эти особенности проявляются даже в трапловых формациях, располагающихся в пределах разных тектонических зон. Например, педиференцированные траппы Сибирской платформы очень близки по составу к траппам Таймыра, хотя первые располагаются в пределах древней платформы, а вторые — в эпикратонной складчатой области. С другой стороны, траппы Декана отличаются от пермотриасовых траппов Сибирской платформы повышенной щелочностью и значительным содержанием титана при пониженном количестве магния, а для долеритов Карру характерны пересыщенность кремнеземом и слабая окисленность железа. В. Л. Масайтис [1970а] на основании сопоставления особенностей

химизма разновозрастных трапповых комплексов Сибирской платформы отмечает закономерное изменение состава средних типов базальтов, выражающееся в прогрессирующем повышении основности и понижении содержания кремнезема параллельно с увеличением их эффузивного возраста.

Меняющийся состав исходных базальтовых магм, вероятнее всего, является первичной их особенностью, связанной, с одной стороны, с различиями состава субстрата, из которого они выплавляются, с другой — с различной термодинамической обстановкой в области базальтового магмообразования — главным образом величиной давления [Грип, Рингвуд, 1968], процессами глубинной дифференциации и изменением самого хода процесса магмообразования.

Отмеченная выше изменчивость состава трапповых формаций позволяет ставить вопрос о выделении внутри этого формационного типа ряда подтипов (субформаций). Так, может быть выделена субформация траппов с существенным участием щелочных оливиновых базальтов и других пород с повышенной щелочностью. Ярко проявлено другое отклонение от основного типа трапповых формаций, которое выражается в появлении наряду с базальтами и долеритами также большого количества кислых липаритовых лав и соответственного состава гипабиссальных интрузий при отсутствии промежуточных типов пород (андезитов). В ряде случаев оба направления изменения нормального типа трапповых формаций сочетаются вместе, т. е. в составе такого сложного подтипа принимают одновременно участие толеитовые и щелочные оливиновые базальты и другие щелочные породы, а также липариты и гранофиры. Иногда количество кислых пород в составе толеит-базальтовых формаций оказывается очень значительным. В этом случае подобные ассоциации заслуживают выделения в качестве особого типа «конкретных липарит-базальтовых (траппоидных) формаций» (см. ниже).

Контактовый метаморфизм вмещающих пород, связанный с трапповыми интрузиями, обычно проявляется слабо, но в контактах с дифференцированными интрузиями интенсивность его повышается значительно. Отмечаются случаи легкого остеклования, а чаще легкая перекристаллизация, сопровождающаяся метасоматозом, с превращением глинистых пород в яшмовидные роговики, спилзиты и адиноли; песчаники становятся кварцитовидными, известняки часто осветлены и мраморизованы с развитием диопсида, граната, форстерита, флогопита, а иногда — редких силикатов кальция и магния в виде спургита, мервинита, моитичеллита, ларнита, меллита, кустидина, указывающих на ларнит-мервинитовую фацию глубинности подобных ассоциаций [Коржинский, 1940]. В редких случаях (в основном в связи с трапповыми дайками и трубообразными телами) появляются своеобразные пироксен-гранатовые скарны и даже магнетитовые месторождения. Для гидротермальной деятельности, связанной с трапповой магмой, характерно развитие в самих траппах и туфах различных цеолитов, датолита, кальцита, халцедона, кварца, а также различных сульфидов.

Громадные масштабы траппового магматизма, казалось бы, должны были обусловить и соответствующих размеров оруденение. Однако трапповые формации в общем не являются очень перспективными, и счастливое исключение в этом отношении — трапповая формация Сибирской платформы. Это обстоятельство, конечно, обусловлено обычным слабым проявлением дифференциации в собственно трапповых комплексах, а рудные месторождения, как правило, появляются только в том случае, если дифференциация в какой-либо мере проявлена. Могут быть названы сле-

дующие генетические типы месторождений полезных ископаемых, специфически связанные с трапповыми формациями: 1) магматические сульфидные медно-никелевые с платиной. Пример — Норильские месторождения. Этот тип для собственно трапповых формаций не так характерен. Значительно более благоприятная обстановка для его образования осуществляется в более глубоких и сильнее дифференцированных поритовых интрузиях типа Седбери или Бушвельда; 2) гидротермальные и скарповые месторождения магнезильного магнетита. Пример — месторождения Ангаро-Илимского района; 3) полиметаллическое оруденение в кальцитовых жилах и рассеянное (вкрапленное) в известняках. Распространены подобные месторождения, видимо, достаточно широко, но неизвестны среди них такие, которые имели бы промышленное значение; 4) месторождения исландского шпата, связанные с гидротермальной деятельностью в приповерхностной обстановке; 5) месторождения аморфного графита, возникающие при контактовом метаморфизме углей.

Траппы Сибирской платформы распространены на громадной площади, хорошо изучены и могут являться прекрасным примером магматических формаций данного типа. Именно здесь В. С. Соболевым впервые была выделена трапповая формация как характерная ассоциация магматических пород, типичная для платформ. Позже различные участки развития трапповой формации описывались многими исследователями [Лебедев, 1955, 1958; Лурье, Обручев, 1955; Лурье, 1956; Годлевский, 1958; Феоктистов, 1961; Лурье и др., 1962; Одинцов, Владимиров, 1966]. Эти исследования внесли много нового в прежние представления об условиях образования и истории развития трапповой формации, хотя основные выводы В. С. Соболева [1936] остаются в силе и по сей день.

Платформенный вулканогенно-осадочный чехол Сибирской платформы начал формироваться в протерозое. В нижних частях разреза платформенного докембрия преобладают грубообломочные породы, которые выполняют отдельные грабены и древние впадины; в верхних — тонкообломочные и карбонатные породы, преимущественно доломиты. Осадки кембрия, ордовика, силура, девона и нижнего карбона имеют красноватый характер, содержат много карбонатных горизонтов и являются морскими образованиями. Начиная с верхнего карбона, платформа в некоторых своих частях испытывает поднятие. Наступает континентальный режим с накоплением угленосных толщ, которое в перми и нижнем триасе было прервано бурной вулканической деятельностью и формированием пермотриасовой трапповой формации Сибирской платформы.

Исследованиями В. Л. Масайтиса [1970а, б] доказано, что трапповый магматизм на Сибирской платформе проявлялся и раньше, начиная с протерозоя, хотя и был незначителен по своим масштабам. Наиболее ранним, по В. Л. Масайтису, является дайковый комплекс диабазов, габбродиабазов, кварцевых диабазов и габбродiorитов, развитых в пределах Анабарского и Саяно-Станового щитов; более поздней — мезопротерозойской (2000—1600 млн лет) — трапповая формация, представленная покровами диабазов в мукунской серии на западном склоне Анабарского поднятия, а также широким роем даек диабазов, кварцевых сеногаббро, кварцевых мошонит-порфиоров, кварцевых сениит-порфиоров, граюфиоров и аплитов.

Трапповая формация неопротозоя (1600—900 млн лет) состоит из вулканогенных основных пород, приуроченных к авлакогенам и прогибам, а также пластовых интрузий и даек, сосредоточенных главным образом на поднятиях. В составе дайкового комплекса присутствуют диабазы,

габбродиабазы, кварцевые габбродиабазы, конга-габбродиабазы, спеногаббро, спенодиориты, кварцевые монцонит-порфиры, аплиты и гранофиры. Трапповая формация эшпротозоя (900—620 млн лет) известна на северо-, юго-востоке и юго-западе платформы. На Оленекском поднятии проявления основного магматизма привели к образованию толщи туфов и лав базальтового состава, а также даек и силлов диабазов. В других районах магматизм этого времени проявился преимущественно интрузиями диабазов. В восточной части Сибирской платформы, по данным В. Л. Масайтиса [1970а], широко проявился среднепалеозойский базитовый магматизм, связанный с формированием Патомско-Вилюйского авлакогена. Продукты этого магматизма — собственно трапповая, а также трахибазальтовая формации. Для среднепалеозойской трапповой формации характерно широкое развитие гигантских поясов трещинных интрузий протяженностью до 800 км и мощностью отдельных даек от 10—20 до 250 м. Кроме того, она представлена покровами базальтов и пластовыми интрузиями, иногда расчлененными. Образования трахибазальтовой формации в виде даек и лав трахибазальтов, трахандезитов, плагиотрахитов, щелочных трахитов и трахилипаритов приурочены к наиболее прогнутой части Патомско-Вилюйского авлакогена, в то время как образования трапповой формации развиты, по существу, повсеместно. С разломами, ограничивающими этот авлакоген, связаны и среднепалеозойские кимберлиты.

В. Л. Масайтис [1970а], анализируя историю развития траппового магматизма Сибирской платформы, обращает внимание на то, что: 1) объемы продуктов базитового магматизма, приходящиеся на единицу площади, неуклонно увеличиваются от протозоя к мезозою; 2) протозойские и среднепалеозойские трапповые формации структурно связаны с авлакогенами или перикратонными прогибами и располагаются преимущественно по окраинам платформы, в то время как пермотриасовая трапповая формация сосредоточена в центральной части платформы и связана с формированием громадной синеклизы; 3) существует определенный петрохимический тренд, выражающийся в том, что с возрастом уменьшается содержание кремнезема и щелочей и увеличивается — кальция и магния в одиотипных породах.

Более подробного рассмотрения заслуживает пермотриасовая трапповая формация, которая распространена на площади свыше 1,5 млн км² и сосредоточена главным образом в пределах Тунгусской синеклизы и по ее окраинам. Формация представлена интрузиями долеритов и габбродолеритов, базальтовыми лавами и туфами. В распределении их намечается определенная закономерность. Центральная часть синеклизы выполнена лавовыми полями, вокруг них располагается пояс туфов, а в бортовых приподнятых краях синеклиз сосредоточена главная масса интрузий траппов. М. Л. Лурье и С. В. Обручев [1955] уже довольно давно пришли к выводу, что базальтовая магма в верхние структурные этажи внедрялась по многочисленным различно ориентированным разломам. Это подтверждается и другими исследователями. А. С. Кириллов [1963], анализируя тектонику Тунгусской синеклизы, установил, что магмоконтролирующие разломы образуют сложную, в общем полигональную систему с господствующими направлениями простираний, подчиненными общей форме синеклизы. При этом по ним не происходило вертикальных движений, они не сопровождались линейной складчатостью, обладают относительно небольшой протяженностью и не обнаруживают генетической связи с разломами складчатых областей, являясь пассивными трещинами общего растяжения.

Длительность формирования трапповой формации очень велика и охватывает конец палеозоя и начало мезозоя.

Первые проявления траппового магматизма, возможно, имели место еще в карбоне. Доказанным является пермский вулканизм в северной и северо-западной частях платформы. Наибольшая же часть туфов и лав, так же как и трапповых интрузий, относится к раннему триасу.

М. Л. Лурье и В. Л. Масайтис [1976] различают четыре основные фазы пермского и триасового траппового магматизма.

Первая — дотуфовая (Р) — проявилась преимущественно в северо-западной части Тунгусской синеклизы незначительными излияниями трахибазальтов и титан-авгитовых лабрадоровых порфиритов, образованием немногочисленных вулканических трубок и главным образом внедрением дифференцированных интрузий титан-авгитовых долеритов, а также амфиболитизированных и субщелочных долеритов.

Во второй — туфовой (T_1) — фазе образовывались в пределах всей синеклизы многочисленные базальтовые вулканические трубки и накапливались туфогенная толща. Эксплозии моногенных вулканов сопровождались незначительными излияниями базальтов, трахиандезитобазальтов, изредка океанитов. В это же время была образована часть интрузий недифференцированных траппов.

Во время третьей фазы, тоже раннетриасовой, была сформирована лавовая толща плато Путорана, а также громадное количество силлов и даек недифференцированных траппов.

Четвертая — послелавовая — фаза, время проявления которой точно не может быть определено, дала большинство дифференцированных интрузий, причем исходная магла в одних случаях была обогащена магнием, в других — железом или щелочами. В это же время происходили незначительные излияния субщелочных базальтов и трахиандезитов. Интрузивный магматизм этой фазы проявился не только в Тунгусской синеклизе, но и за ее пределами, вдоль зон крупных разломов.

Лавовая толща плато Путорана образована многочисленными покровами базальтов мощностью от 1—2 до 15—20 м, среди которых встречается прослой и линзы пирокластических и осадочных пород. В нижней части лавовой толщи развиты глыбовые и шаровые лавы, богатые минералами кальцита, цеолитов и т. д. Суммарная мощность лавовой толщи достигает 2,0—2,5 км, площадь распространения 337,5 тыс. км². Туфогенная толща подстилает лавовую и залегает на континентальных угленосных отложениях карбона и перми. Мощность ее сильно колеблется, достигая местами 600—800 м. Площадь ее распространения 675 тыс. км². Характерная особенность туфовой толщи — полное отсутствие в ее разрезе лавовых потоков и сортировки. Эти особенности объясны специфическим условиям образования туфов, выброшенных из многочисленных трубок взрыва, которые возникали многократно, но действовали непродолжительно. Трубки взрыва обнаружены во многих районах платформы, они выполнены туфами и туфобрекчиями с участием мелких жпл и интрузий траппов. В Ангаро-Илимском районе и других местах платформы с такими трубками связаны крупные месторождения магнетита.

Интрузивные траппы развиты на еще более широкой площади, чем туфы. Пластовые интрузии образуют широкий пояс по окраинам Тунгусской синеклизы, а также вдоль северной окраины платформы. Системы даек нередко образуют пояса, прослеживающиеся на сотни километров. Суммарная мощность пластовых интрузий меняется: местами она достигает 1500 м и в среднем может быть равна 250 м при площади распространения 1500 тыс. км². Общий объем базальтового материала, заключен-

ного в туфовой и лавовой толщах, а также в трапдовых интрузиях, достигает 911 тыс. км³ [Лурье, Масайтис, 1976]. Интрузии траппов, формировавшиеся в течение всех четырех фаз магматизма, образуют преимущественно дайки и спллы. Норяду с ними развиты ветвящиеся неправильные интрузии, штоки, феолиты, интрузии центрального типа (кольцевые и конические), блюдце- и воронкообразные интрузии. Подавляющее большинство трапдовых интрузий размещено в морских и лагунных толщах ордовика, сплур и девона, а также в континентальных отложениях карбона и перми и среди вулканогенных отложений нижнего триаса. В нижних горизонтах платформенного чехла развиты почти исключительно трещинные интрузии. В вертикальном разрезе чехла местами встречается до 10—20 пластовых интрузий, составляющих до 50 % мощности разреза.

В громадном большинстве случаев трапдовые интрузии не обнаруживают признаков дифференциации и по своему составу вполне аналогичны эффузивным траппам, будучи сложены преимущественно долеритами и габбродолеритами, а в краевых частях — порфировыми микродолеритами или афанитовыми долеритами. В более крупных телах нередко наблюдается легкая дифференциация с обособлением в нижней части силлов обогащенных оливином троктолитовых долеритов, а в верхней — долерит-пегматитов и гранофировых долеритов, в то время как центральная часть силлов сложена нормальными долеритами с офитовой структурой. Во всех более крупных трапповых силлах выделяется периферическая зона закалки, сложенная долеритовыми порфиридами.

Но за последние годы описано несколько примеров сильно дифференцированных трапповых интрузий.

Например, в среднем течении р. Вилюй обнаружена Аламджахская интрузия [Масайтис, 1955, 1962], состоящая из двух дифференцированных комплексов. Более изучен западный комплекс, занимающий около 220 км² по площади и имеющий блюдцеобразную форму. Комплекс анизотропен и состоит из серии прослеживающихся на большом расстоянии горизонтов различного состава и структуры. Породы в ряде горизонтов обладают первично-полосатыми и линейными текстурами течения. В вертикальном разрезе выделяются (сверху вниз): 1) порфировые микродолериты, миндалекаменные и субщелочные долериты со шлирами тешенит-долеритов и габбротешенитов, 5—30 м; 2) долериты с биотитом и кварцем, 25—60 м; 3) кварцевые щелочные и щелочные габбро со шлирами гранофиров, 20 м; 4) феррогаббро (кварцевые гортонолитовые с титанистым пироксеном и т. д.), 55 м; 5) габбродолериты, 40—60 м; 6) троктолитовые меланократовые анортозитовые долериты, выше 25 м. В кровле интрузии развиты роговики, скарны, скаполитизированные, фельдшпатизированные, амфиболитизированные и хлоритизированные, серпентинизированные породы, а также метасоматические бруситовые породы и жилы цеолитов.

В Норильском районе также известно несколько дифференцированных интрузивов, обнаруживающих ясное расслоение по составу. М. Н. Годлевский [1959] выделяет в них следующие горизонты: А — верхние контаминированные породы, Б — зона лейкократовых (кислых) и мезократовых гибридных пород и диабаз-пегматитов. Оба горизонта сложены гибридными породами, содержащими ксенолиты пород кровли. Горизонт Б отличается появлением розовых пятен, состоящих из вторичного альбита и кварца. Количество пятен возрастает, и вся порода переходит в гибридно-метасоматическую гранитовидную разновидность, обладающую призматически-зернистой структурой, состоящую из альбита,

ортоклаза, кварца, микропегматита, амфибола и пенина. Когда в кровле интрузива залегают песчаники, невозможно провести границу между роговиками и гибридными породами; В — кварцсодержащие габбро, габбродиориты, габбро и норит-диабазы иногда с оливином; Г — оливиновые габбро и норит-диабазы (оливина 10—25 %); Д — пикритовые габбро и норит-диабазы (оливина больше 25 %); Е — базальная зона такситовых габбро и норит-диабазов.

Своеобразным является контактовый метаморфизм, связанный с Норильскими интрузиями. В подошве интрузий образуются пироксеновые роговики, что сопровождается привнесением железа, кальция, магния, с одновременной потерей кремния, алюминия и щелочей, т. е. идет процесс базификации вмещающих пород. В кровле интрузий, напротив, наблюдаются явления альбитизации и гранитизации. Кроме того, аргиллиты превращены в пятнистые роговики и адиполи, а изверженные породы — в биотитовые и хлорит-гранатовые породы.

Более поздние исследования [Золотухин, 1964; Золотухин, Васильев, 1967] с широким применением структурного анализа позволили обнаружить некоторые детали процесса формирования норильских интрузий: 1) кристаллизация магмы имела направленный характер от головной части интрузии к хвостовой (прикорневой) и от нижнего контакта к верхнему; 2) гравитационное осаждение кристаллов имело место в периоды остановок между пульсационными продвижениями магмы вперед; 3) пространственная ориентировка фракционированных кристаллов оливина возникает уже в процессе движения кашеобразного осадочного слоя; 4) такситовые габбродолериты нижнего эндоконтакта представляют собой поздние основные пегматоиды, возникающие в результате частичного переплавления еще горячих основных дифференциатов вдоль трещин срыва, по которым проходили струи летучих компонентов. Интересно, что сульфидное оруденение норильского типа генетически связано с образованием такситовых габбродолеритов.

На основании ряда особенностей состава и строения интрузий долеритов, положения в геологической структуре, взаимоотношений их друг с другом и т. д. в свое время были выделены 14 интрузивных комплексов, отличающихся друг от друга составом (табл. 9), а также и стратиграфическим положением [Нурье и др., 1962]. Однако в последнее время появляются данные (личное сообщение В. Л. Масайтиса), что эти комплексы не имеют в ряде районов жесткой возрастной привязки и могут рассматриваться как типы интрузий, определенным образом дифференцированные. В отдельных случаях выявляются типы интрузий, не укладывающиеся в первоначальную схему.

Состав наиболее распространенных недифференцированных лав или нормальных траппов (интрузивных долеритов и базальтов) приведен в табл. 10 (графы 1—3). Здесь же даны средние анализы наиболее типичных для трапповой формации типов пород, уклоняющихся по составу от «нормального» типа.

Разнообразие пород трапповой формации определяется, с одной стороны, составом исходных магм, с другой — процессами дифференциации. М. Л. Нурье и др. [1962] считают возможным выделить несколько типов исходных базальтовых магматических расплавов: 1) нормальный, который может быть представлен анализами 2 и 3 (см. табл. 10); 2) магnezальный (анализ 4); 3) железистый (анализ 5); 4) субщелочной натровый (анализ 6); 5) субщелочной калиевый (анализы 7 и 8). Нормальный, магnezальный и частью субщелочной калиевый типы рассматриваются в качестве представителей родоначальных (первичных) магм. Остальные пет-

Характеристика интрузивных комплексов западной части Сибирской платформы [Лурье и др., 1962]

Возраст	Фаза интрузивной деятельности	Тип интрузий	Комплекс	Форма интрузий	Порода
T ₁	V	Недифференцированные и слабо дифференцированные	Агатский	Дайки, штоки	Микродолериты, порфириновые микродолериты, афаниты
			Туринский	Силлы, секущие интрузии	Долериты, габбродолериты, титан-авгитовые порфирировидные долериты и др.
	IV	Богатые летучими, дифференцированные	Тычанский	Дайки, реже силлы, наклонные интрузии	Субщелочные долериты, тененит-долериты, габбро-тенениты, кварцевые мошониты, альбититы
			Кузьмовский	Силлы, секущие пластообразные интрузии, дайки, штоки, неправильные тела	Долериты с биотитом, троктолитовые долериты, габбродолериты, феррогаббро, кварцевые щелочные габбро, гранофиры и др.
			Норильский	Хонолиты, неправильные пластовые и секущие интрузии	Долериты и диабазы, пикритовые диабазы, троктолитовые долериты, габбропориты, лейкократовые гибридные породы типа кварцевых диоритов и гранодиоритов и др.
	III	Недифференцированные и слабо дифференцированные, нормальные	Амовский	Пластовые и пластообразные интрузии, полого секущие интрузии, дайки	Анортитовые порфирировидные долериты, микродолериты, негматоидные кварцевые долериты и др.
			Ногинский	Силлы, неправильные, секущие тела, дайки	Лейкократовые долериты и габбродолериты, обогащенные магнетитом, такситовые долериты и др.
			Ангарский	Преобладают силлы, реже дайки, штоки, неправильные тела	Долериты и габбродолериты толентовые с кварцем и микропегматитом, несколько обогащенные железом, негматоидные габбродолериты и др.

		Катангский	Преобладают силлы, резке дайки, штоки, негравильные тела	Долериты, толентовые долериты, габродолериты, долерит-пегматиты и др.
		Тымерский	Дайки и силлы	Амфиболизированные и субщелочные долериты, габбротешениты, альбититы
		Летинский	Дайки, наклонные силлы	Субщелочные долериты и габродолериты, габбротешениты («габродиориты»), альбититы
	II	Чалбышевский	Силлы, полого секущие интрузии	Долериты, амфиболизированные долериты с хлорофеном и палагонитом
		Ергалакский	Силлы	Титан-ангитовые диабазовые порфириты (мелодолериты), трахидолериты
$T_1 + P_2 (?)$				
	I			
P				

рохимические типы возникают при дифференциации родопачальных магм в глубоких очагах. Поскольку процесс возникновения базальтовой магмы повторяется при последовательном, хотя и небольшом изменении ее состава от фазы к фазе в течение периода траппового магматизма, следует предположить многократное частичное плавление субстрата, который, вероятно, неоднороден как по вертикали, так и в латеральном направлении. Затем магма испытывает дальнейшую эволюцию в промежуточных очагах и каналах, приводя к возникновению магматических серий, в составе которых отмечаются и недосыщенные и пересыщенные кремнекислотой члены. Эти магматические серии представлены в виде наслаивающихся лавовых покровов, последовательно изменяющих свой состав (например, трахиандезитобазальты → трахибазальты → базальты (океаниты)), или в форме интрузий разного состава, также последовательно прорывающих друг друга.

Интересна следующая закономерность, отмеченная М. Н. Годлевским [1958]. Каждый из четырех вулканических циклов траппового магматизма на северо-западе платформы начинался более кислыми базальтами и заканчивался более основными до пикритовых пород включительно. Ю. И. Томаповская [1965] также подчеркивает увеличение основности и уменьшение щелочности базальтов верхних частей разреза эффузивной свиты. Иначе говоря, антидромность развития траппового магматизма, подмеченная В. Л. Масайтисом в крупном плане для последовательно сменявшихся друг друга разновозрастных трапповых формаций в целом, обнаруживается и в малых циклах траппового магматизма, хотя причины этой антидромности, в том и другом случаях, видимо, различны. Антидромность малых серий, скорее всего, обусловлена процессами молекулярно-гравитационной дифференциации в подводящих каналах и промежуточных очагах, в то время как общая антидромность магм разновозрастных формаций [Масайтис, 1970б] связана с медленными идущими процессами дифференциации субстрата мантии.

Накопец, в некоторых интрузивных телах, образованных внедрением магм,

Средние составы главных типов трапнов Сибирской платформы (по М. Л. Лурье и др. [1962]), без воды в пересчете на 100 %

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48,43	48,9	48,9	48,2	49,5	49,7	48,9	47,4
TiO ₂	1,48	1,5	1,3	1,2	1,9	1,7	3,0	3,2
Al ₂ O ₃	15,35	15,5	15,8	15,9	15,2	15,3	15,3	15,2
Fe ₂ O ₃	3,59	4,5	5,4	2,6	4,0	4,0	5,5	3,9
FeO	9,39	9,4	7,8	9,6	9,7	7,7	9,6	11,3
MnO	0,19	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2
MgO	6,18	6,5	7,2	8,6	5,5	5,3	4,2	4,1
CaO	10,69	10,4	10,9	10,7	10,9	11,2	7,7	8,1
Na ₂ O	2,18	2,0	2,0	2,0	2,3	3,1	3,0	3,3
K ₂ O	0,73	0,8	0,4	0,8	0,7	1,6	1,7	2,5
P ₂ O ₅	0,13	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,8	0,8

П р и м е ч а н и е. 1 — средний состав недифференцированных базальтов и долеритов, выборка по 176 анализам (по В. А. Куголину [1969]); 2 — долериты преобладающего (нормального) типа; 3 — базальт; 4—6 — долерит; 4 — обогащенный магнием, 5 — железом, 6 — щелочами; 7 — трахибазальт; 8 — титан-авгитовый долерит и трахидолерит.

богатых летучими компонентами, обнаруживается внутрикамерная дифференциация, проявляющаяся образованием стратифицированных (расслоенных) плутонов. Базальтовая магма, обогащенная магнием, дает при этом серию: пикритовый долерит — оливиновый долерит — кварцевый долерит — диорит — гранодиорит. Примером такой серии может служить интрузив Норильск I. В случае типа магмы, относительно обогащенной железом, возникает дифференцированная серия пород: троктолитовый долерит — долерит — феррогаббро — сиеногаббро — гранофир. К числу интрузий такого типа относится Аламджахская, обнаруживающая скаергардский тип дифференциации [Лурье и др., 1962; Масайтис, 1962].

Выявление закономерностей пространственного распределения петрохимических типов родоначальных магм и продуктов их глубинной дифференциации приводит М. Л. Лурье и В. Л. Масайтиса к выводу о выделении в пределах Сибирской платформы трех субпровинций, различающихся по петрохимическим особенностям трапнов: 1) Приенисейская, где проявились нормальный, магнезпальвый и субщелочный типы расплавов; 2) Тунгусская — в южной части нормальный, железистый и субщелочной натровый, а в северной песчолько обогащенный магнием нормальный расплав; 3) Лено-Оленекская — исключительно субщелочной кальцевый тип расплава.

Т р а п п о в а я ф о р м а ц и я о б л а с т и К а р р у в Ю ж н о й А ф р и к е очень близка по возрасту (верхний триас — нижняя юра) Сибирской трапновой формации. Она тоже проявлена в эффузивной и интрузивной фациях. Интрузивы в ней также распространены на гораздо большей площади, чем эффузивы, и специфически приурочены к системе Карру, имеющей мощность около 8500 м и возраст — конец карбона — ранняя юра (рис. 11). В более древних отложениях они встречаются очень редко, главным образом в виде даек.

Лавы Базутоленда занимают площадь около 26 000 км² в центре бассейна Карру, причем прежде они были распространены на значительно большей территории. Их мощность достигает 1370 м. В нижней части лавы переслаиваются с туфами, агломератами и нормально-осадочными породами, по основная масса их представляет непрерывную последовательность потоков базальтовой лавы мощностью от 0,3 до 46 м. Вулканические каналы центрального типа являются обычными, однако они большей

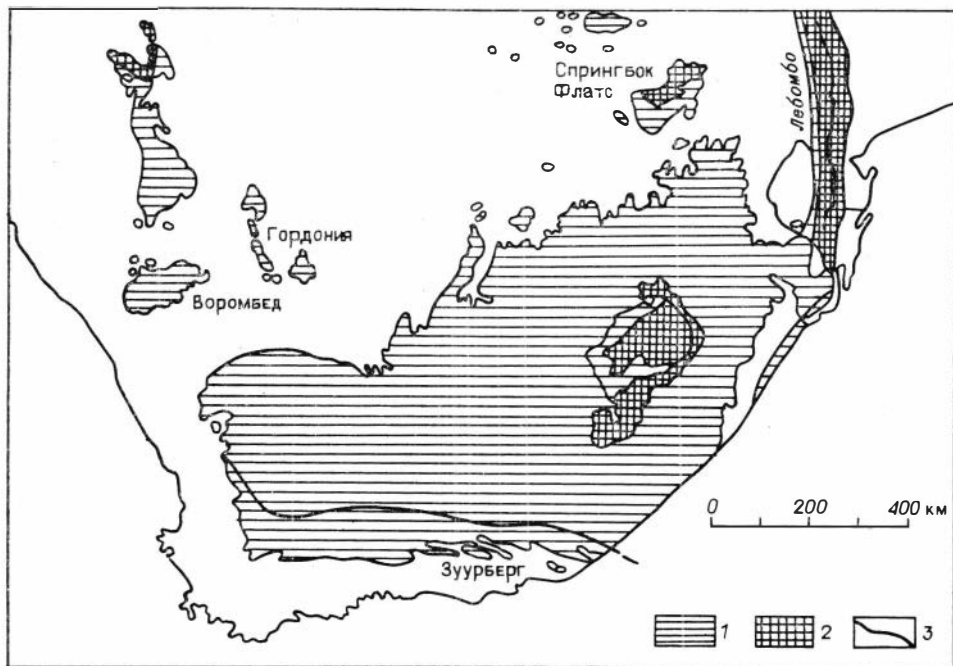


Рис. 11. Распространение трапповой формации Карру (по Ф. Уокеру и А. Польдерварту [1950]).

1 — осадочные породы Карру; 2 — триас-лейасовые вулканические породы; 3 — южная граница распространения долеритов Карру.

частью заполнены пеплом и приурочены к нижним частям свиты. По-видимому, большую роль играли трещинные излияния.

Долеритовые интрузии бассейна Карру формировались одновременно с излиянием лав Базутоленда или непосредственно вслед за ними. В настоящее время они распространены на площади не менее 570 000 км². Слои Карру, которые инъецированы долеритами, состоят в основном из полевошпатовых песчаников и алевролитов, переслаивающихся с тонкозернистыми или лепточными аргиллитами и глинистыми сланцами. Преобладающей формой интрузивных тел являются силлы, иногда не вполне согласные или ступенчатые. Мощность силлов колеблется от 0,3 до 300 м. Местами наблюдаются волнистые пласты, имеющие мульдообразную форму. Мощность их иногда достигает 450—600 м. Еще большей мощности достигают колоссальные изогнутые пласты в Иписизве в Восточном Грикваленде, где их мощность превышает 900 м в мульдообразных прогибах, в которых имела место кристаллизационная дифференциация с накоплением оливина и образованием пикритов и перидотитов у подошвы интрузии. Широко распространенные дайки всегда значительно тоньше, чем пластовые и наклонные секущие интрузии, но могут достигать более 65 км в длину. Редко встречаются центральные интрузии, образовавшиеся при поднятии магмы по кольцевым трещинам.

Базальтовые магмы области Карру характеризуются высокой активностью в отношении боковых пород. В результате контактового метаморфизма аргиллиты спекаются в плотные роговики, песчаные слои уплотняются и перекристаллизовываются, в некоторых случаях наблюдается и остеклование их. Но наиболее замечательная особенность базальтовой

магмы Карру — ее способность к глубокой метасоматической переработке осадочных пород с образованием гранофиров.

Ф. Уокер и А. Польдерварт [1950] выделяют значительное количество типов интрузивных долеритов области Карру. Из них наиболее распространены: 1) средне- и мелкозернистые оливковые долериты с офитовой структурой, с авгитовым пироксеном, окруженным оболочкой железистого пиклонита. Характерно отсутствие ортопироксена и магнезиального пиклонита (тип Пердеклоф); 2) среднезернистые субофитовые оливковые долериты и толенты, отличающиеся наличием столбчатого магнезиального пиклонита, отсутствием ортопироксена и высоким содержанием цветных минералов (тип Блаувкрайс); 3) крупнозернистые субофитовые оливковые долериты, отличающиеся небольшим содержанием цветных, которые здесь представлены авгитом и ортопироксеном или пиклонитом, а также микропегматитом в интерстициях (тип Кокстад); 4) средне- до крупнозернистых бронзитовые долериты с обильным микропегматитом и без оливина (тип Гагнест). Другие типы, отличающиеся деталями минерального состава и структуры, распространены значительно менее широко: 5) пикриты и пикритовые долериты, 6) крупнозернистые долериты с биотитом и низким содержанием цветных минералов, 7) долерит-пегматиты и 8) метасоматические гранофiry, которые представляют собой крупнозернистые гранофировые породы, образовавшиеся путем переплавления осадочных пород под действием долеритовой магмы. Эти породы состоят существенно из микропегматита, лейст плагиоклаза и удлиненных зерен серпентинизированного пироксена. Наряду с метасоматическими гранофирами встречаются и жилькообразные тела гранофиров магматического происхождения. В последних содержатся ферроавгит и фаялит. Пироксен метасоматических гранофиров обычно бывает замещен серпентином, но иногда он и свежий. В таких случаях он представляет собой субкальцевый авгит, нередко с ядрами столбчатого пиклонита.

Метасоматические гранофiry обычно залегают в кровле долеритовых интрузий, иногда образуют включения в долеритах, часто с сохранившимся ядром осадочной породы. Например, у Алевинс-Гет в 280-метровом шлесе долерита типа Пердеклоф обнаружен линзообразный ксенолит алевролита размером 1,5—2,5 м, расположенный в 30 м от секущего верхнего контакта. Ксенолит окружен оболочкой гранофира, причем все контакты резко выражены. Известковые конкреции алевролита превращены в скопления граната в гранофире. Над ксенолитом и особенно под ним встречаются шлеса долеритового пегматита, а от гранофировой оболочки отходят реоморфические жилы гранофира. Образование гранофира, судя по аналитическим данным, сопровождалось привнесом железа, магния и особенно кальция при одновременном выносе кремния и калия. Таким образом, переплавление под действием ранних эманаций из кристаллизующейся долеритовой магмы приводило к привнесу титана, железа, магния, кальция в осадочные породы с одновременной потерей последними кремния, алюминия и калия в виде метасоматизирующих флюидов [Уокер, Польдерварт, 1950].

В других случаях и на более поздних стадиях образование гранофира сопровождалось обогащением железом, кальцием и натрием. Конечную стадию обогащения калием Ф. Уокер и А. Польдерварт [1950] наблюдали близ Риткопа, где 60-метровый шлес долерита типа Гагнест переплавил 20-метровый участок алевролитов в гранофир с более крупнозернистой частью сверху. Нижний мелкозернистый гранофир содержит устойчивый прослой, в котором хорошо заметны округлые ядра неизмененного алевролита. Долерит под этим участком заметно разложен и имеет более кис-

Химический состав долеритов Карру [Уокер, Польдерварт, 1950]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,33	51,85	50,50	54,4	53,58	52,2	52,3	44,59
TiO ₂	1,11	0,95	0,85	1,1	1,42	0,8	2,4	0,40
Al ₂ O ₃	16,28	15,10	15,55	14,8	16,04	14,9	16,0	8,04
Fe ₂ O ₃	0,95	1,34	0,87	1,3	сл.	1,2	1,2	2,14
FeO	9,88	9,16	9,30	8,9	8,63	8,2	10,3	9,87
MnO	0,27	0,93	0,20	0,2	0,26	0,2	0,2	0,17
MgO	6,82	6,41	8,48	7,2	6,02	9,8	4,2	26,86
CaO	10,60	10,36	10,75	9,0	8,74	9,6	8,6	4,76
Na ₂ O	2,22	1,79	1,96	2,1	2,27	2,2	2,7	0,94
K ₂ O	0,65	0,83	0,59	0,9	0,98	0,8	1,8	0,44
H ₂ O ⁺	0,57	0,79	0,69	—	1,03	—	—	1,21
H ₂ O ⁻	0,25	0,46	0,14	—	0,56	—	—	0,13
P ₂ O ₅	0,19	0,15	0,12	0,1	0,22	0,1	0,3	0,07
Σ	101,12	400,12	100,00	100,0●	99,75	100,0	100,0	99,62

Окончание табл. 11

Компонент	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	48,54	51,46	56,29	51,26	54,07	54,43	52,34
TiO ₂	0,88	1,97	2,00	1,04	1,34	1,77	0,99
Al ₂ O ₃	13,32	14,15	12,80	15,41	14,66	13,18	14,47
Fe ₂ O ₃	1,13	2,94	2,03	0,99	2,36	2,48	2,33
FeO	9,33	10,62	10,92	9,50	6,93	10,48	8,77
MnO	0,15	0,27	0,21	0,21	0,07	0,26	0,26
MgO	12,69	4,57	2,69	7,78	3,54	4,10	6,33
CaO	9,34	9,09	7,05	9,70	5,31	7,87	10,25
Na ₂ O	2,04	2,39	2,48	1,95	2,68	2,22	2,25
K ₂ O	0,45	0,87	1,52	0,77	1,15	1,23	0,70
H ₂ O ⁺	1,18	1,43	1,07	0,84	6,20	1,08	1,02
H ₂ O ⁻	0,35	0,23	0,19	0,37	2,76	0,54	0,27
P ₂ O ₅	0,13	0,18	0,18	0,12	0,28	0,24	0,02
Σ	99,53	100,17	99,43	99,94	101,35	99,88	100,00

Примечание. 1—7 — типы: 1 — Пердеклоф (6 ан.), 2 — Блаувкрапс (6 ан.), 3 — Кокстад (13 ан.), 4 — Гангнест (6 ан.), 5 — горы Дауне (1 ан.), 6 — Гановер (3 ан.), 7 — Кентани (4 ан.); 8 — пикриты и пикритовые долериты (9 ан.); 9 — тип Кранскоп (3 ан.); 10 — краевые толеиты (2 ан.); 11 — тип Нью-Амальфи (3 ан.); 12 — закаленные базальты (7 ан.); 13 — базальтовые стекла (2 ан.); 14 — долеритовые пегматиты (6 ан.); 15 — толеиты горы Артур (4 ан.).

льный состав, чем обычно; все его контакты, в том числе и между двумя гранофирами, резко выражены. От верхнего гранофира отходят в долерит реоморфические жилы. Анализы пород Риткопа показывают, что привнос калия здесь сопровождался выносом натрия, причем одновременно приносился кремний. Таким образом, в области Карру сравнительно небольшие интрузии базальтовой магмы привели к образованию значительных объемов пород гранитного состава, имеющих изверженный облик, но образовавшихся в результате переплавления и иногда путем метасоматического преобразования прилегающих осадочных пород. Этому явлению, видимо, способствует высокое содержание летучих в магме. Ф. Уокер и А. Польдерварт [1950] высказывают даже предположение, что подобное переплавление может быть вообще широко распространенным процессом

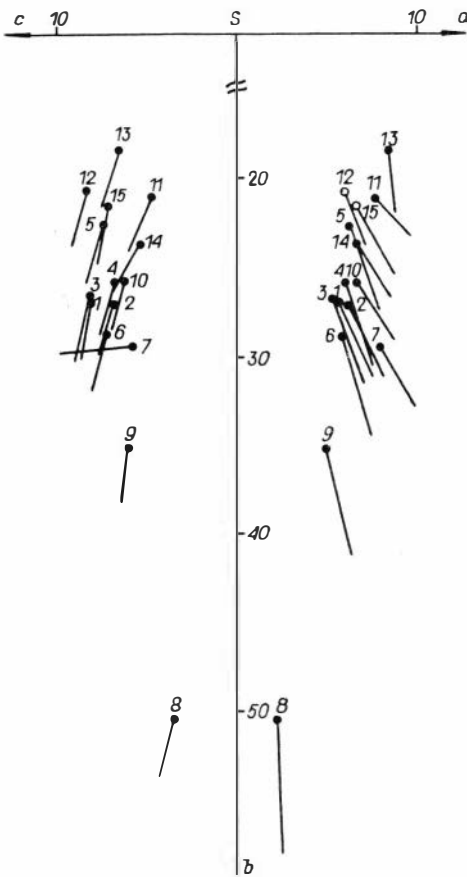


Рис. 12. Диаграмма химических составов долеритов Карру.

и, возможно, им обусловлена широко распространенная ассоциация основных и кислых пород во многих магматических комплексах.

В табл. 11 представлены средние химические составы долеритов Карру. Из табл. 11 можно видеть, что базальтовая магла данной области является типично толентовою [Kennedy, 1933]. Наиболее распространенные типы интрузивных долеритов почти тождественны по всему составу эффузивным представителям трапповой формации. Они почти тождественны и магмам других трапповых областей, в частности магме Сибирских траппов, отличаясь от последней несколько меньшим содержанием суммарного железа и щелочей.

На диаграмме, составленной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 12), характер рассеяния точек совершенно подобен таковому для траппов Сибири и обусловлен процессами кристаллизационной дифференциации. На рис. 10, в обнаруживается свойственное для толентового типа на-

правление дифференциации, выражающееся в обогащении железом на протяжении большей части процесса кристаллизации, за которым на последней его стадии последовало обогащение кремнеземом и щелочами.

Контрастная липарит-базальтовая (субтрапповая) формация

В трапповых формациях кислые породы являются довольно обыкновенным, хотя и мало распространенным компонентом. Они представлены преимущественно гранофирами, ассоциирующими с пластовыми интрузиями долеритов и, как правило, полностью отсутствуют в эффузивной фации. Но наряду с типичными трапповыми формациями мы иногда встречаемся с очень близкими к последним ассоциациями, в эффузивной фации которых наряду с базальтами в качестве обязательного компонента присутствуют и липариты или накопления пирокластов липаритового состава при полном отсутствии или ничтожном распространении пород промежуточного состава. Такие ассоциации и встречаются довольно часто (хотя они и значительно менее распространены по сравнению с собственно трапповыми) и заслуживают выделения в качестве самостоятельного формационного типа — контрастной липарит-базальтовой формации.

Как видно из названия, этот формационный тип характеризуется прежде всего своим породным составом. Это всегда ассоциация базальтов (толентовых или оливниновых), частью андезитобазальтов, с одной сторо-

ны, и липаритов (риолитов) — с другой, с незначительным и не обязательным участием в составе ассоциации пород другого состава, главным образом дацитов. Состав липаритов достаточно однообразен и близок к эвтектическому. Но этого нельзя сказать о базальтах. В большинстве случаев это толеитовые базальты, которые, однако, обнаруживают некоторые колебания в своем составе, особенно в содержании магния, кальция и щелочей. Иногда основные вулканиты представлены даже щелочными оливиновыми базальтами и трахибазальтами. В составе некоторых конкретных липарит-базальтовых формаций присутствуют одновременно и толеитовые, и щелочные оливиновые базальты. Таким образом, липарит-базальтовый формационный тип близок, с одной стороны, к трапповому, с другой — к трахибазальтовому, отличаясь от первого наличием заметного количества липаритовых вулканитов, а от второго — главным образом отсутствием промежуточных продуктов дифференциации, т. е. контрастностью породного состава.

Основные вулканиты конкретных липарит-базальтовых формаций образуют лавовые потоки или покровы и являются в основном продуктами трещинных излияний, с которыми ассоциируют, как и в трапповых формациях, пластовые интрузии базальтов или долеритов. Естественно, что основные вулканиты обычно бывают распространены на больших площадях.

Количество кислых вулканитов в липарит-базальтовых формациях обычно бывает невелико. Однако наличие последних является настолько важной особенностью, что липарит-базальтовые ассоциации, содержащие всего около 5 % кислых продуктов в эффузивной фации, уже следует выделять при картировании в особые комплексы, принадлежащие к липарит-базальтовому формационному типу. Дело в том, что липаритовая магма, поднимаясь в верхние слои литосферы, быстро теряет летучие компоненты, становится вязкой и в большей своей массе задерживается в толще коры, образуя приповерхностные плутоны. Именно этим и объясняется то, что в прямых плутонических (субвулканических) эквивалентах липарит-базальтовых комплексов (центральных и кольцевых интрузиях габброгранитового состава), которые описаны ниже, обычно мы наблюдаем обратные отношения — количественное преобладание гранитов над габброидными породами. Этим же объясняется и то обстоятельство, что с лавами липаритового и близкого к ним состава мы встречаемся редко. Кислые вулканиты нормально образуют массовые накопления пирокластов липаритового состава, реже потоки и покровы липаритовых лав или же экструзивные липаритовые купола, которые могут протыкать базальтовые покровы. При этом кислые вулканиты распространены, как правило, только локально, а не по всей площади распространения формации. Необходимо оговориться, что характерный признак описываемого формационного типа — количественное преобладание базальтов над липаритами — действителен только для больших площадей и в пределах отдельных узлов количественные отношения между основными и кислыми вулканитами могут быть даже обратными. Объясняются эти отношения, конечно, тем, что кислые вулканиты липарит-базальтовых формаций являются продуктами вулканов центрального типа, в очаговых зонах которых только и могли образоваться кислые липаритовые или близкие им расплавы. Естественно, что на фоне господствующего трещинного базальтового вулканизма в пределах отдельных узлов могли возникать вулканы, которые в течение долгого времени могли извергать преимущественно кислые липаритовые пирокласты и лавы.

Интрузивные фации липарит-базальтовых формаций обычно представлены дайками и пластовыми интрузиями базальтов и долеритов,

которые бывают хорошо развиты в том случае, если вулканы налегают на слоистые осадочные толщи или переслаиваются с последними. В глубоко размытых центральных вулканах могут быть встречены дайки и штоки липаритов, гранофиров и даже гранитов.

Липарит-базальтовые ассоциации не обнаруживают строгой связи с определенными типами тектонических структур земной коры. Они встречаются на древних и молодых платформах, а также в областях геосинклинальной складчатости. В складчатых областях они наблюдаются даже чаще, чем на платформах, но там они в силу почти повсеместного зеленокаменного перерождения принимают специфический облик и обычно описываются под названием кварцевых кератофировых или диабаз(спилит)-кератофировых формаций. Кроме того, в липарит-базальтовых ассоциациях складчатых областей обычно наблюдаются и иные количественные соотношения между главными их породными компонентами — липариты чаще количественно преобладают над базальтами, и такие ассоциации уже следует обозначать как базальт-липаритовые. Пока неизвестны липарит-базальтовые ассоциации только в пределах океанических кратонов. Обращает на себя внимание, что липарит-базальтовые формации континентальных кратонов чаще всего входят в состав чехла молодых платформ, а на древних платформах оказываются одними из самых древних продуктов магматической активизации кратона. Иначе говоря, липарит-базальтовые ассоциации характеризуются преимущественно малым «эпикратонным возрастом» [Масайтис, 1970б] и в некоторых случаях являются продуктами «конечного» базитового магматизма [Stille, 1940; Штилле, 1964 г]. Но есть и исключения из этого. Например, липарит-базальтовая ассоциация области Лебомбо в Южной Африке имеет большой эпикратонный возраст, но была сформирована в специфической тектонической обстановке, отличной от той, в которой формировалась синхронная ей трапповая формация Карру (см. ниже). Возраст липарит-базальтовой формации устойчивых областей, таким образом, может быть самым различным, начиная от раннего протерозоя (серия Кьюпноус, Верхнее озеро; система Вентордорт, Южная Африка и, вероятно, многие другие) и кончая палеогеном, неогеном и кватерном.

Таким образом, тектоническую обстановку образования липарит-базальтовых формаций можно охарактеризовать только в общих чертах. Они появляются в связи с интенсивной активизацией континентального кратона, в особенности тех участков или областей континентальной коры, которые незадолго перед этим испытали консолидацию и были преобразованы в молодую платформу. Обязательное условие — наличие глубоких разломов, проникающих в мантию и являющихся магмоводами для базальтовых лав. Так как молодые платформы или области завершённой складчатости в отличие от древних платформ являются структурами не вполне изотропными, пространственная ориентировка новых структурных элементов, возникающих при активизации, часто контролируется древними структурами и они нередко несут ясные следы унаследованности. Кислые компоненты липарит-базальтовых формаций всегда являются продуктами центральных вулканов, возникающих в условиях ограниченной проницаемости коры. Возможно, что известную роль при этом играет обстановка преобладающих поднятий, на фоне которых идет образование липарит-базальтовых формаций, и относительно большая мощность континентальной коры, свойственная молодым платформам.

Палеогеновая контрастная липарит-базальтовая формация Япского плато описана П. М. Сперанской [1962, 1968]. Интенсивная вулканическая деятельность в этом районе

продолжалась в течение верхнего мела и закончилась в начале палеогена, причем эффузивные толщ лежат несогласно на сильно дислоцированных среднеюрских морских отложениях. Общий разрез эффузивов включает отложения трех формаций: 1) андезитовой, сложенной в основном палеотипными андезитами и дацитами, имеющей возраст апт-турон; 2) позднемеловой липаритовой пз кайнотинных липаритов, игнимбритов, обсидианов, липаритовых туфов, а также андезитов, андезитобазальтов, базальтов. Общая последовательность извержений: андезиты и андезитобазальты → липариты. Общая мощность меловых эффузивов 2500—3000 м. Эти две формации были образованы в обстановке межгорных впадин; 3) палеогеновой платобазальтов и липаритов мощностью 800—1000 м.

Главный элемент допалеогеновой структуры этого района — крупное куполовидное поднятие, сложенное меловыми эффузивами, которые местами прорваны небольшими субвулканическими интрузиями двупироксеновых диоритов и гранодиоритов. Палеогеновый базальтовый вулканизм связан с образованием крупного широтного прогиба, несогласного с общей структурой допалеогеновых эффузивных толщ.

Покровы базальтов слагают обширное плато. Массовые излияния базальтов имели трещинный характер, о чем свидетельствует обилие базальтовых даек, наряду с которыми встречаются и небольшие интрузивные тела изометрической формы, составленные долеритами, габбродиоритами или монцопитами, представляющими собой субвулканические интрузии, сопряженные с базальтовым вулканизмом. В процессе базальтовых извержений устанавливается перерыв, с которым связано появление липаритовых лав и туфов. Пачка их мощностью от 50 до 350 м делит базальтовую толщу на две части. Базальтовая толща составлена сериями полого залегающих покровов, мощность которых колеблется от 15 до 25 м (редко до 50 м). Кислые лавы образуют среди базальтов экструзивные обсидиановые куполы, небольшие лавовые потоки и более значительные отложения игнимбритов.

По описанию И. М. Сперанской, палеогеновые базальты принадлежат к лейкократовому типу; наиболее распространены оливин-авгитовые обычно двупироксеновые, редки авгитовые и плагиобазальты, не содержащие цветных минералов. Липариты состоят главным образом из стекла, частично раскристаллизованного; порфиновые выделения — плагиоклаз, кварц и калиевый полевой шпат.

В табл. 12 приведено шесть химических анализов палеогеновых базальтов и липаритов. И минералогия, и химический состав базальтов говорят о принадлежности их к толстовому типу, причем один из анализированных базальтов (1) отвечает по своему химическому типу траппам древних платформ, два другие (2 и 3) — траппам молодых платформ [Кутолин, 1969].

Риолит-базальтовая формация кальдеры Айленд-парка (Айдахо, США) [Hamilton, 1965]. Кальдера Айленд-парка расположена в северо-восточном конце равнины р. Спейк и примыкает с запада к вулканическому плато Пеллоустопского парка (рис. 13), в центральной части Скалистых гор. В структурном отношении она располагается в зоне древней платформы, переработанной мезокайнозойскими движениями. Риолит-базальтовая ассоциация лав и пирокластов — наиболее юное образование района. Самые ранние извержения датируются плиоценом, но главная масса вулканических процессов началась в среднем и верхнем плейстоцене. Вулканические процессы начались с образования риолитового щитового вулкана. Оседание кальдеры сопровождалось излиянием риолитовых лав и образованием куполов того же состава. Сама кальдера

Химический состав пород диарит-базальтовой формации Янского плато (по П. М. Сперанской [1962])

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,63	51,90	52,81	67,68	68,68	77,74
TiO ₂	2,41	2,14	2,38	0,98	0,38	0,30
Al ₂ O ₃	16,83	17,16	16,97	12,46	14,48	11,78
Fe ₂ O ₃	4,50	3,33	3,88	0,84	1,77	0,78
FeO	5,02	5,82	5,66	4,77	1,12	0,48
MnO	0,21	0,10	0,16	0,12	0,05	0,03
MgO	4,55	4,10	4,13	0,22	0,10	0,23
CaO	7,46	7,08	6,82	1,50	1,87	0,27
Na ₂ O	3,24	3,29	3,50	4,24	4,78	3,38
K ₂ O	1,46	1,36	1,78	2,08	2,84	3,92
H ₂ O ⁻	1,40	1,50	0,77	1,26	0,28	0,13
H ₂ O ⁺	1,34	1,04	0,63	5,01	3,56	0,46
P ₂ O ₅	0,99	0,90	0,99	0,06	0,07	0,04

Примечание. 1 — пироксеново-оливиновый плагиобазальт; 2 — оливиновый базальт; 3 — оливин-пироксеновый базальт; 4 — обсидиан; 5 — двупироксеновый витролипарит; 6 — биотитовый липарит.

выполнена неоднократно переслаивающимися друг с другом риолитовыми пирокластами и потоками оливиновых базальтов, причем те и другие интродуцированы риолитовыми куполами. Риолитовые лавы и пеплы Иеллоустонского плато, так же как и базальты равнины р. Снейк, моложе и перекрывают самые юные образования кальдеры Айленд-парка. Таким образом, образования этой кальдеры являются частью обширной вулканической провинции р. Снейк — Иеллоустона, сформированной во время плиоцена и плейстоцена. Количественные соотношения вулканитов разного состава меняются в разных частях провинции. В то время как в пределах Иеллоустонского плато и кальдеры Айленд-парка преобладают кислые вулканиты, равнина р. Снейк сплошь залита потоками базальтов, которые только местами оказываются проткнутыми риолитовыми куполами.

В отличие от толентовых базальтов Янского плато базальты р. Снейк и Айленд-парка, судя по их химизму, принадлежат к другому петрохимическому типу — оливин-базальтовому (табл. 13) и только базальты Иеллоустонского парка близки по своему химизму к траппам древних платформ. Исследователь описываемой ассоциации [Hamilton, 1965] при этом подчеркивает, что базальты разных частей провинции заметно отличаются друг от друга, в то время как риолиты обладают удивительно устойчивым химическим составом. Характерной особенностью являются также резко выраженная бимодальность или контрастность составов пород ассоциации. Породы промежуточного состава (латиты) встречаются очень редко.

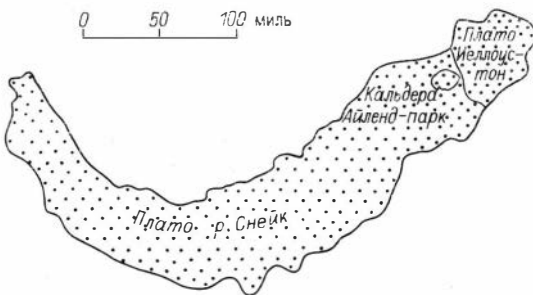


Рис. 13. Положение кальдеры Айленд-парк относительно равнины Снейк и Иеллоустонского плато [Hamilton, 1965].

Химический состав контрастной риолит-базальтовой формации р. Снейк, Неллоустонского плато и Айленд-парка (плиоцен-четвертичная базальт-риолитовая провинция Скалистых гор)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46,1	47,35	47,4	49,3	61,33	74,89	76,1	76,4
TiO ₂	2,9	3,45	1,7	2,0	0,72	0,18	0,18	0,13
Al ₂ O ₃	14,5	14,55	16,1	15,6	16,34	12,47	12,4	12,2
Fe ₂ O ₃	2,7	1,99	1,8	2,3	3,45	2,11	1,3	0,9
FeO	10,2	12,58	9,7	9,7	4,50	0,20	0,3	0,6
MnO	0,2	0,22	0,2	0,2	0,19	0,05	0,03	0,04
MgO	7,5	6,28	8,6	6,9	0,47	0,07	0,07	0,13
CaO	9,7	8,93	11,1	9,6	2,48	0,59	0,6	0,4
Na ₂ O	2,4	2,62	2,3	2,9	4,44	3,84	3,3	3,3
K ₂ O	0,6	0,83	0,3	0,6	4,27	5,13	5,1	4,9
H ₂ O	1,0	0,40	0,4	0,4	1,12	0,06	0,3	0,6
P ₂ O ₅	0,7	0,62	0,3	0,3	0,19	0,02	0,02	0,02

Примечание. 1 — оливин-авгитовые базальты (38 ан.) долины р. Снейк (плиоценовые, плейстоценовые и современные); 2 — оливиновый базальт (поток на внешней стороне кальдеры Айленд-парка); 3 — оливиновый базальт (поток внутри кальдеры, 2 ан.); 4 — базальты Неллоустонского парка (7 ан.); 5 — латит, Айленд-парк; 6 — риолит, эвструзивный купол среди базальтов р. Снейк; 7 — риолиты и риолитовые туфы кальдеры Айленд-парка и ее окрестностей (7 ан.); 8 — риолиты и риолитовые туфы Неллоустонского парка (8 ан.).

Северо-Атлантическая (Британо-Арктическая) третичная вулканическая провинция занимает огромную площадь, протягиваясь от северо-западной части Британии к Гренландии. Внутри нее лежат северная часть Ирландии, Гебридские и Фарерские острова, Исландия и Яп-Майен. Эти острова, видимо, представляют собой остатки громадного базальтового плато, сформированного в позднетретичное время и в настоящее время в большей своей части погружившегося под уровень моря. Эта базальтовая провинция, известная также под названием провинции Туле, издавна привлекала к себе внимание исследователей и ей посвящена громадная литература. В последнее время появились сводные описания вулканизма о. Исландии и Британской части провинции, принадлежащие В. А. Баскиной [1971] и Ю. М. Шейманну [1968], что позволяет ограничиться здесь самыми краткими сведениями.

На севере Ирландии и на Гебридских островах размытые складчатые структуры каледонид в третичное время были перекрыты базальтовыми лавами большой мощности (до 1750 м), представляющими частью трещинные излияния, частью продукты больших щитовых вулканов. Для этого района характерно сочетание толентовых и оливиновых базальтов, потоков и потоки которых иногда переслаиваются друг с другом. Кислые риолитовые лавы встречаются сравнительно редко, хотя на о. Скай серия кислых лав и туфов образует пачку до 600 м мощности. Еще более редким являются отдельные потоки муджнеритов и трахитов. Этот район отличается также наличием ряда субвулканических кольцевых интрузий, в которых дифференцированные габброиды ассоциируют с гранитами и гранофирами, причем последние в некоторых случаях количественно преобладают над основными породами.

На восточном побережье Гренландии третичные базальтовые покровы (базальты Туле) лежат на поверхности древней платформы. Здесь также наряду с толентовыми базальтами широко распространены оливиновые. Платформенные толщи вместе с базальтами сильно размыты и поэтому сопряженные с третичным базальтовым вулканизмом многочис-

ленные интрузивы различного состава (габброидные, сиенит-габбровые, нефелин-сиенитовые), обычно воронкообразные и расслоенные, залегают преимущественно в метаморфических толщах фундамента.

Исландия является целиком вулканическим островом, сложением в основном трещинными покровами базальтов третичного возраста, изливавшимися в субэаральной обстановке, судя по наличию в разрезе базальтовой толщи линз эоловых песков, флювиогляциальных конгломератов и туффилов с примесью углистого вещества. Разрез третичных базальтов заканчивается «серыми долеритами». Области четвертичного и современного вулканизма занимают обособленное положение и описываются как «Срединная зона» или «Центральный грабен», проседание которого началось в плиоцене или плейстоцене. В основном разрезе грабена залегают те же третичные серые долериты, которые выше перекрыты толщей базальтовых туфов, брекчий, подушечных лав и пластов базальтов, известной под названием «палагонитовой формации» и образованной в «подледной» обстановке. Величина погружения центрального грабена не превышает 1 км. В зоне центрального грабена сосредоточены и почти все действующие вулканы Исландии. Исландию часто рассматривают как участок Срединно-Атлантического хребта, испытавший особенно значительное поднятие. Согласно этой гипотезе, базальты Исландии должны рассматриваться как одно из проявлений океанической базальтовой формации. Наземная обстановка проявления и третичного, и четвертичного вулканизма, данные геофизики и подводной геоморфологии, петрографический и химический составы вулканитов Исландии противоречат этой гипотезе [Шейнманн, 1968; Баскина, 1971].

Третичные базальты Исландии по своему химизму (см. табл. 14) принадлежат к типу толентов трапповых формаций древних платформ [Кутюлин, 1969] и существенно отличаются, главным образом по содержанию калия, от толентов базальтов океанов; вместе с тем они очень близки по составу толентам других частей Тулейской базальтовой провинции. Необходимо при этом подчеркнуть, что четвертичные базальты Исландии, которые можно было бы структурно связать с формированием Срединно-Атлантического рифта, по своей петрологии не отличаются от третичных базальтов и нередко оказываются еще более высококальциевыми. Другой особенностью вулканической ассоциации Исландии является обилие в ее составе кислых и средних пород, представленных в основном риолитами, частью дацитами и андезитами. Эти породы наряду с потоками образуют крупные интрузивные тела, накопления игнимбритов, конические залежи, реже рои даек. Общий объем кислых продуктов в вулканических образованиях острова достигает 10—12 %. Ареалы этих пород приурочены к вулканам центрального типа, существовавшим на протяжении всей известной истории острова на фоне чисто базальтовых трещинных излияний и щитовых вулканов. Ассоциацию основных, средних и кислых лав центральных вулканов Исландии обычно рассматривают в качестве продукта последовательной дифференциации базальтовой магмы. Однако В. А. Баскина, обращая внимание на статистическую бимодальность составов лав, обычную антидромную последовательность извержений и нередкое чередование основных и кислых лав во времени и разрезах, приходит к выводу о самостоятельности очагов основной и кислой магм и вероятном палингенном происхождении последней. Вывод этот подтверждается и признаками явления смешения контрастных риолитовых и базальтовых расплавов; потоки эмульсии риолитов в базальтах, пластичные включения базальтов, претерпевшие закалку на границе с вмещающими гранофирами, сложные базальт-риолитовые дайки с признаками смешения тех и других

Химический состав изверженных пород Исландии (по В. А. Баскиной [1971])

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48,89	47,37	48,42	55,33	64,57	61,68	73,5
TiO ₂	2,19	4,00	2,66	1,79	0,68	0,98	0,31
Al ₂ O ₃	14,30	13,36	13,49	14,82	15,42	14,35	13,3
Fe ₂ O ₃	2,37	3,26	4,29	3,69	2,66	3,95	1,44
FeO	10,89	12,28	9,49	8,17	4,51	4,30	1,81
MnO	0,21	0,12	0,16	0,24	0,18	0,19	0,08
MgO	6,56	5,63	6,35	3,08	1,26	1,04	0,33
CaO	10,91	10,00	10,71	6,78	4,14	4,28	1,64
Na ₂ O	2,39	2,69	2,52	3,79	3,97	4,38	4,46
K ₂ O	0,45	0,84	0,44	1,05	1,93	2,11	3,03
P ₂ O ₅	0,23	0,27	0,38	0,62	0,31	0,33	0,11
H ₂ O ⁺	0,42	0,48	Не опр.	0,50	0,60	1,44	Не опр.
H ₂ O ⁻	0,20	0,13	»	0,20	0,09	0,87	»
n	49	9	22	7	4	4	58

Примечание. 1 — современные базальты; 2 — современные базальты зоны Эдльчья-Катла; 3 — третичные покровные базальты Восточной Исландии; 4 — андезитобазальты центральных вулканов (7 ан.); 5 — андезитодайциты Геклы; 6 — андезитодайциты других центральных вулканов; 7 — рiolиты; n — число анализов.

при близко одновременном внедрении в камеру с образованием гибридных зон состава андезита и дацита.

Вещественный состав продуктов кислого магматизма не противоречит этому предположению. Преимущественным распространением пользуются разновидности, содержащие в порфировых выделениях кислый андезин-олигоклаз, натровые санидины, железистые ппроксены, реже фаялит и кварц, однако многие тела характеризуются кварц-сандиновой ассоциацией минералов. Разнообразны структурные типы этих пород — вулканические стекла, порфировые лавы, игнимбриты, граптофиты, среднезернистые граниты. Петрохимически все они близки между собой (табл. 14).

Гипотеза палингенного происхождения риолитовых расплавов неизбежно ставит вопрос о месте их зарождения и материнском для них субстрате. Дотретичный фундамент вулканической Исландии нигде не вскрыт и представление о нем, видимо, может быть составлено только по глубинным ксенолитам. В этом отношении большой интерес представляют собой базальтовые туфы о. Суртсей, в составе которых обнаружены ксенолиты гранитов, тоналитов, тиллитов, песчанков и доломитов [Sigurdsson, 1968].

Уральская трапповая липарит-базальтовая формация, которая обычно описывается как трапповая, может служить примером значительно более древней ассоциации, характеризующейся малым эпиплатформенным возрастом. Основная область распространения триасовых вулкаников — Зауралье, главным образом южная и средняя его части. Триасовые магматические образования, по данным К. П. Иванова [1963], распространены прерывисто и приурочены к линейным депрессиям на поверхности домезозойского фундамента, в большинстве случаев осложненным разломами. Отложения, выполняющие эти депрессии, образуют нижний структурный ярус мезокайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты и представлены обломочными континентальными и вулканогенными породами, которые разделяются на две серии — нижнюю туринскую и верхнюю челябинскую — угленосную. Вулканики входят в состав только туринской серии, имеющей триасовый

Химический состав триасовой липарит-базальтовой формации Зауралья (по И. Л. Лучинину) (в пересчете на сухое вещество)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,81	72,22	76,77	51,16	60,84	67,56	74,78
TiO ₂	1,88	0,45	0,23	1,79	1,19	0,80	0,28
Al ₂ O ₃	16,70	13,90	12,30	16,30	15,25	15,00	12,27
Fe ₂ O ₃	5,93	1,82	0,89	5,17	2,76	2,51	2,71
FeO	6,05	1,94	1,97	7,09	5,91	3,17	0,74
MnO	0,14	0,06	0,04	0,14	0,13	0,08	0,02
MgO	5,01	0,55	0,45	5,61	2,55	1,34	0,07
CaO	8,27	1,02	0,66	8,47	4,83	2,26	0,42
Na ₂ O	2,90	2,57	1,87	2,99	3,36	3,21	3,22
K ₂ O	1,31	5,47	4,82	1,28	2,94	4,07	5,49
n	107	95	25	47	9	10	3

Примечание. 1 — базальты (107 ан.); 2 — липарит-дациты (95 ан.); 3 — липариты (25 ан.); 4 — долериты (47 ан.); 5 — долерит-пегматиты (9 ан.); 6 — дациты интрузивные (10 ан.); 7 — гранофиры (3 ан.).

возраст. Для триасового вулканизма Зауралья характерны многократные излияния базальтовых лав трещинного типа, которые сопровождались иногда редкими эксплозивными выбросами и внедрением пластовых интрузий. Местами, главным образом в Южном Зауралье, с перерывами в излияниях базальтовых лав связаны извержения кислых липаритовых лав, количество которых повелю и в общем не превышает 5 % от общего объема вулканического комплекса. По данным И. Л. Лучинина (личное сообщение), обнаруживается связь кислых вулканитов с типом депрессий. Депрессии линейного типа содержат только базальты, в то время как кислые вулканиты приурочены к депрессиям площадного типа, где они иногда даже количественно преобладают над базальтами.

Преобладающие породы — базальты и долерит-базальты — состоят в основном из лабрадора (№ 50—60), пижонит-авгита и небольшого количества хризолита. В базальтовых разностях присутствует ромбический пироксен. Интерстиции между зернами главных породообразующих минералов состоят из стекла или хлорфенита. В хлорфенитовых разностях оливин замещен идингситом, а в интерстициях появляется анальцим. Пластовые интрузии сложены долеритами, в которых в интерстициях между зернами лабрадора и пижонит-авгита обнаруживаются нередко рудный минерал, кварц, каликатровый полевой шпат, апатит и т. д. Состав долеритов несколько меняется: выделены собственно долериты, троктолитовые долериты с повышенным (до 10—30 %) содержанием оливина, гранофировые долериты и долерит-пегматиты, отличающиеся более крупнозернистым сложением и повышенным содержанием кварц-полевошпатового гранофира.

Породы кислого состава представлены липаритами и плагиолипаритами (дацитами и липарит-дацитами), реже гранит-порфирами и гранофирами, а также туфами липаритов.

Химический состав триасовых базальтов Зауралья (табл. 15) близок к базальтам Янского плато. Они выделяются пониженной основностью и повышенными щелочностью и титанистостью, а также повышенным отношением железа к магнию. Этим они заметно отличаются от траппов древних платформ и, по В. А. Кутоллину [1969], принадлежат к выделенному им особому типу траппов молодых платформ.

Щелочная оливин-базальтовая формация, так же как трапповая, является достаточно обыкновенным компонентом чехла древних и молодых платформ, но, в отличие от этой последней, сложенные ею лавовые поля и площади массового распространения лавовых интрузий имеют более скромные размеры. Эта формация связана с крупными разломами, в частности формирующими грабены и рифтовые структуры, почему площади ее распространения часто резко вытянуты вдоль разломов или сосредоточены в линейных прогибах. Значительно большая рассеянность щелочной оливин-базальтовой формации обусловлена еще и тем, что в образовании ее играют главную роль центральные вулканы различного типа, а не трещинные излияния.

Щелочная оливин-базальтовая формация может быть определена как ассоциация эффузивных и субвулканических пород, в которой количественно преобладают оливиновые базальты, недосыщенные кремнеземом. Оливиновые базальты обычно сопровождаются разнообразными субщелочными и собственно щелочными продуктами дифференциации оливин-базальтовой магмы, которые представлены трихибазальтами, трахиандезитами, муджнеритами, трахитами, иногда комендитами, а также лимбургитами, базанитами, редко нефелиновыми базальтами, фополитами и совсем редко лейцитовыми породами, а в интрузивных фазах — оливиновыми долеритами, тешевитами, пикритами, тералитами, эссекситами, монзонитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами и т. д. Кроме того, достаточно обыкновенными компонентами оливин-базальтовой формации являются и толеитовые базальты.

Таким образом, щелочная оливин-базальтовая или трахибазальтовая формация практически всегда представлена дифференцированными непрерывными или почти непрерывными сериями, при преобладающей, однако, роли щелочных оливиновых базальтов.

В химическом отношении породы щелочной оливин-базальтовой формации характеризуются недостатком кремнезема и повышенной щелочностью при заметном преобладании натрия над калием и повышенным содержанием титана и железа, причем наиболее кислые продукты дифференциации характеризуются совершенно отчетливо выраженной «пантеллеритовой тенденцией» [Заварицкий, 1950а], т. е. присутствием в составе ассоциации кислых пород, пересыщенных щелочами. Состав оливиновых базальтов, магму которых можно считать исходной для данного формационного типа, не является таким устойчивым, как состав океанических и континентальных толеитовых базальтов. В табл. 16 приведены средние составы базальтов главнейших оливин-базальтовых провинций континентов по В. А. Кутолию [1969] и В. П. Лиману и Д. Д. Роджерсу [Leeman, Rogers, 1970]. Сравнение этих средних составов между собой обнаруживает некоторую изменчивость составов, преимущественно в содержании SiO_2 и щелочей. В целом щелочные оливиновые базальты описываемого типа существенно отличаются от базальтов и долеритов трапповой формации пониженным содержанием кремнезема и повышенным — двуокиси титана, магния и щелочей.

Типичными особенностями минерального состава являются обычно повышенная железистость оливила, титан-авгитовый или диоксидовый тип моноклинного пироксена в основных породах, который в кислых заменяется эгирин-авгитом и эгирином, полное отсутствие ромбических пироксенов и обыкновенных роговых обманок, хотя баркевикит, а также биотит встречаются часто. Наряду с плагиоклазами, даже основными,

Средние составы базальтов главнейших оливин-базальтовых провинций континентов (по В. А. Кутоллину [1969])

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46,47	47,96	46,85	48,05	48,29	47,78	49,59
TiO ₂	2,23	2,02	2,31	2,83	2,14	2,22	1,81
Al ₂ O ₃	15,39	15,59	15,40	13,67	15,50	15,33	15,44
Fe ₂ O ₃	4,68	5,75	4,55	4,20	3,43	4,09	2,96
Fe●	7,44	5,85	8,10	8,48	7,58	7,51	7,05
Mn●	0,22	0,18	0,18	Не опр.	0,14	0,15	0,15
Mg●	8,24	6,31	6,68	6,18	6,99	6,99	7,62
CaO	8,80	8,77	10,31	10,76	8,51	9,00	9,74
Na ₂ ●	1,83	3,32	2,70	2,41	3,15	2,35	3,60
K ₂ O	1,02	1,64	1,15	1,01	1,41	1,31	1,51
P ₂ O ₅	0,50	0,45	0,37	0,38	0,45	0,44	0,51

Примечание. 1 — базальты и долериты Прибайкалья; 2—5 — базальты: 2 — Восточного Китая и Южного Приморья, 3 — зоны Великих Африканских разломов, 4 — Мадагаскара, 5 — Австралии; 6 — средний состав базальтов континентальной оливин-базальтовой формации; 7 — оливиновые базальты провинции бассейнов и хребтов США [Leeman, Rogers, 1970].

часто появляются калиевый и калинатровый полевой шпат, иногда нефелин, анальцим. Лейцит хотя и встречается, но для данного формационного типа не характерен.

В целом же по ассоциациям пород, а также по особенностям химизма и минерального состава щелочная оливин-базальтовая формация очень близка к типу трапповых формаций, и существуют вулканогенные комплексы, занимающие как бы промежуточное положение между теми и другими. Например, в трапповом комплексе Декана нередко встречаются типы пород, характерные для щелочной оливин-базальтовой формации. Особенно ярко совмещение оливин- и толеит-базальтового вулканизма обнаруживается в пределах обширной третичной Северо-Атлантической или Британо-Арктической вулканической провинции. Часть этой провинции, особенно о. Ян-Майен, сложена целиком из щелочных оливиновых базальтов, ассоциирующих с океанитами, трахандезитами и трахитами. Другие ее части, например Исландия, характеризуются чисто толеитовым составом базальтов, с которыми здесь ассоциируют липариты, образуя характерную, контрастную липарит-базальтовую ассоциацию. Юго-восточная часть провинции (Фарерские, Гебридские острова, север Ирландии) характеризуются тесной ассоциацией и даже чередованием оливин-базальтовых и толеитовых лав. Здесь же местами (о. Скай) известны эффузивы кислого (риолиты) состава, а также сложного состава и строения кольцевые интрузии, в составе которых участвуют гранофиры и граниты. Таким образом, граница между трапповым и оливин-базальтовым формационными типами является условной и только статистической, т. е. определяется в конечном счете количественными соотношениями обоих типов базальтов, участвующих в сложении тех или иных базальтовых комплексов. Точно так же, как мы увидим дальше, в пределах площадного развития щелочной оливин-базальтовой формации нередки узлы, в пределах которых щелочность и основность пород повышаются еще больше и появляются ассоциации, состоящие целиком из щелочных основных и ультраосновных пород, заслуживающие выделения в особый тип щелочно-базальтоидных формаций.

Большинство хорошо изученных комплексов, принадлежащих к типу щелочной оливин-базальтовой формации, имеет четвертичный или третичный возраст, и в этом случае она проявлена преимущественно в эф-

фузивных фациях. Но там, где эффузивные толщи оказываются глубоко размытыми вследствие значительных поднятий или более древнего возраста, наряду с туфами и лавами встречаются и интрузивные тела, преимущественно дайки и пластовые интрузии. По-видимому, и многие центральные кольцевые или воронкообразные комплексы, сложенные габбро, щелочными габброидами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, которые выделены в описанный ниже особый тип, являются только интрузивной (субвулканической) фацией щелочной оливин-базальтовой формации, но доказать это можно только в редких случаях и чаще по этому поводу могут быть высказаны только одни предположения.

Таким образом, щелочные оливин-базальтовые (трахибазальтовые) ассоциации нередко обнаруживают тесную возрастную и пространственную связь с трапповыми комплексами, причем часто они латерально замещают друг друга. Вместе с тем структурная позиция и формы порождающего их вулканизма существенно отличны. Как было показано выше, трапповые комплексы являются преимущественно продуктами трещинных излияний и связаны в основном с системами пересекающихся трещин сравнительно неглубокого заложения. В противоположность им ассоциации оливин-базальтового формационного типа — это продукты деятельности щитовых, частью стратовулканов, структурно связанных с формированием линейных депрессий и крупных разломов большой протяженности и соответственно более глубокого заложения.

Мезокайнозойская оливин-базальтовая (трахибазальтовая) формация Прибайкалья. Западное Забайкалье вместе с прилегающими частями Восточного Саяна представляет собой область древней байкальской складчатости, которая, начиная с нижнего палеозоя, вступила в этап орогенного развития, выразившегося длительным и устойчивым сводовым поднятием и соответственным размывом древних толщ. В нижнем мезозое эта область подверглась процессам активизации с образованием системы впадин, выполненных вулканами и молассоидными континентальными толщами. Ранний этап мезозойской активизации жестких структур байкалид сопровождался образованием сначала андезит-липарит-гранофировой эффузивной и габбродиорит-гранитовой интрузивной формаций, а затем (в позднем триасе — ранней юре) трахит-трахиандезит-трахибазальтовой формации и щелочных гранитоидных интрузий. Завершение раннемезозойского этапа не привело к новой стабилизации региона и в конце лейаса начинается новый этап активизации и магматической деятельности. При этом образуются новые впадины, а в ранее образованных впадинах отложения позднего мезозоя налегают со значительным угловым несогласием на раннемезозойские и обнаруживают заметные дислокации только в зонах разломов. Магматические формации этого этапа существенно отличаются от раннемезозойских. С формированием верхнемезозойских впадин связано образование: 1) бажгирской формации трещинных малых интрузий, представленной ассоциацией трахидолеритов, эссекситов, мелкозернистых сиенитов и сиенит-порфиров, бостонитов и мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров; 2) ичетуйской трахибазальтовой формации, которая обнаруживает только слабую дифференцированность и сложена в основном щелочными базальтами, частью трахиандезитами и редко трахитами, трахилипаритами и комендитами; 3) позднеюрская гуджирская формация рудоносных гранитов, распространение которой контролируется уже перечисленными к впадине зонами разломов, залеженными еще в домезозойское время и в мезозое только подновленными. Тела рудоносных гранитов всегда располагаются в удалении от позднемезозойских впадин и никогда

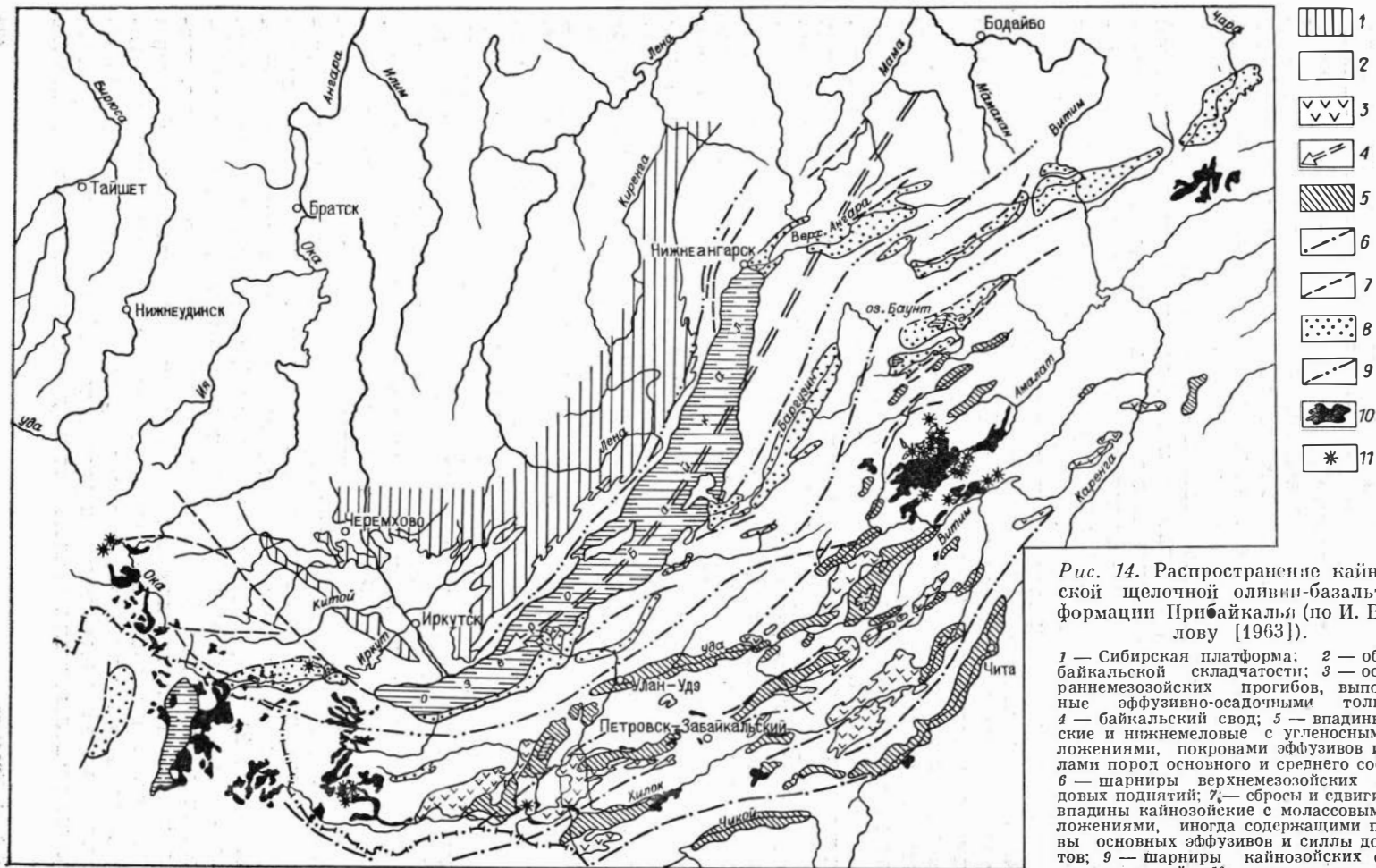


Рис. 14. Распространение кайнозойской щелочной оливин-базальтовой формации Прибайкалья (по И. В. Белову [1963]).

1 — Сибирская платформа; 2 — область байкальского свода; 3 — остатки раннемезозойских прогибов, выполненные эффузивно-осадочными толщами; 4 — байкальский свод; 5 — впадины юрские и нижнемеловые с угленосными отложениями, покровами эффузивов и сланцами пород основного и среднего состава; 6 — шарниры верхнемезозойских сводовых поднятий; 7 — сбросы и сдвиги; 8 — впадины кайнозойские с молассовыми отложениями, иногда содержащими покровы основных эффузивов и слиллы долеритов; 9 — шарниры кайнозойских сводовых поднятий; 10 — породы оливин-базальтовой формации; 11 — потухшие вул-

пространственно не сопрягаются с полями развития трахибазальтовой формации; 4) верхнемезозойская трахибазальтовая формация верхнеюрского и нижнемелового возраста, которая представлена недифференцированными трахибазальтами в эффузивной и субвулканической фациях.

Процесс впадинообразования в Прибайкалье и Забайкалье продолжался и в кайнозое, не прекращается он и в настоящее время. Кайнозойские впадины также выполнены молассоидными толщами, которые содержат в своем разрезе потоки оливиновых базальтов и трахибазальтов.

Таким образом, формирование вулканогенных ассоциаций, которые могут быть отнесены к типу щелочной оливин-базальтовой (трахибазальтовой) формации в Западном Забайкалье и Южном Прибайкалье началось в поздней юре при господстве сводово-глыбового режима тектоники и квазикратонном состоянии коры и продолжалось в течение мелового, третичного и четвертичного периодов. Следовательно, здесь граница между квазикратонным и вполнекратонным состоянием коры оказывается совершенно условной или же это состояние здесь вообще не было достигнуто. Совершенно условно можно принять для Западного Забайкалья в качестве такой границы ранний мел, главным образом на том основании, что в это время одинаковый тектонический режим устанавливается не только в Западном, но и в Центральном, и Восточном Забайкалье. В пределах всей этой обширной области формируются однообразные недифференцированные или слабо дифференцированные трахибазальтовые вулканогенные ассоциации. Главной же эпохой оливин-базальтового вулканизма не только для Прибайкалья, но и почти для всей Восточной Азии, был третичный период, в основном неоген. Базальты этого возраста покрывали значительные площади в Восточном Саяне, Хамардабанае, Витимском плато, Тункинской и Прибайкальской системах впадин, а также в ближайших районах Монголии (рис. 14).

Подавляющее большинство третичных лав Прибайкалья представлено оливиновыми базальтами. Породы, уклоняющиеся по составу от главного типа, разнообразны, причем намечаются как бы две линии развития: 1) оливиновый базальт — андезитобазальт — андезит — дацит — липарит и 2) оливиновый базальт — лимбургитовый базанит — трахибазальт — трахиандезитовый базальт — трахит — комендит.

Третичные базальты содержат в своем составе, кроме оливина, плагиоклаз, титан-авгит и рудный минерал, также и значительные количества цеолитов в основной стекловатой массе. В некоторых случаях вокруг плагиоклазов появляются каемки калиевого полевого шпата. В хорошо раскристаллизованных лавах калиевый полевой шпат вместе с цеолитами и палагонитом располагается в интерстициях между плагиоклазами.

Андезитобазальты, андезиты и особенно дациты и липариты являются для Прибайкалья редкими породами, и распространение их совершенно ничтожно по сравнению с распространением оливиновых базальтов. И. В. Белов [1963] полагает, что андезитобазальты составляют до 15—20 % от количества оливиновых базальтов, в то время как андезиты и более кислые породы — не более 1—3 %.

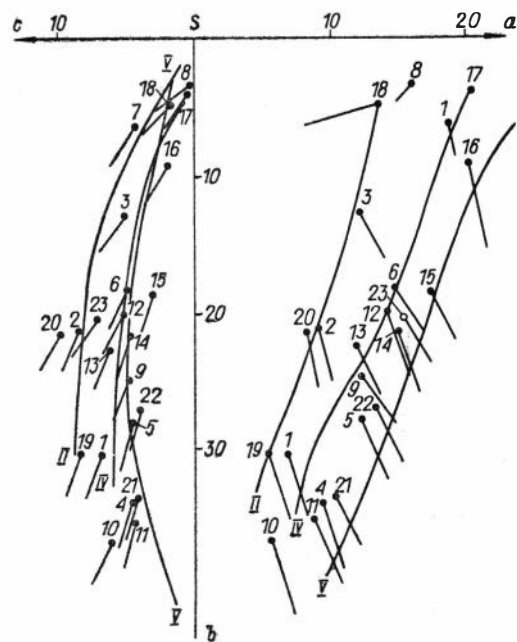
Субщелочные лавы не пользуются широким распространением. Они тесно ассоциируют с оливиновыми базальтами, нередко переслаиваясь с последними в одном разрезе. Наиболее распространены среди них лимбургитовые базаниты, а также трахибазальты и трахиандезитовые базальты (шошониты). Трахитовые лавы очень редки, а комендиты встречаются только в составе пирокластического материала.

В Забайкальских мезозойских впадинах отмечается большое количество лакколлитов, даек, штоков и силлов, сложенных авгититами, лим-

бургитами, оливиновыми трахидолеритами, трахиандезитовыми долеритами, эссекситами, кринанитами, гленмуиритами, пуласкитами, бостонитами и вулканическими стеклами комендитового состава. Эти породы прорывают отложения верхней юры и нижнего мела и, вероятно, являются несколько более древними по сравнению с верхнетретичными оливин-базальтовыми лавами, хотя особенности химико-минералогического состава и заставляют объединять их с последними в единый щелочной оливин-базальтовый комплекс. Среди этих субвулканических пород наиболее распространены оливиновые долериты, являющиеся полными химическими эквивалентами эффузивных оливиновых базальтов. Значительно менее распространены, но очень разнообразны по составу перечисленные выше щелочные и субщелочные породы.

Четвертичные базальты широко развиты в базальтовых полях Витимского плато и Восточной Тувы, в Прибайкалье же встречаются редко. Последние извержения имели место сравнительно недавно и во многих местах хорошо сохранились вулканические туфовые и шлаковые конусы. Масштаб четвертичных излияний совершенно несравним с неогеновым вулканизмом и постепенное угасание последнего чувствуется совершенно явно.

Петрографический состав четвертичных лав в общем повторяет особенности состава лав неогенового возраста. Здесь также преобладают оливиновые базальты, наряду с которыми встречаются, с одной стороны, андезитобазальты, а с другой — лавы со значительно повышенной щелочностью — лимбургитовые базаниты, трахибазальты, трахиандезиты, комендиты. Серия лимбургитовых и трахибазальтовых пород близка шихлунитовой серии Уюнь-Холдонги (Северо-Восточный Китай), отличающаяся меньшим содержанием калия и большей ролью натрия, с чем связано отсутствие в прибайкальских породах лейцита, вместо которого развит в значительном количестве натровый санидин. Четвертичные лавы Прибайкалья в общем обладают более высокой щелочностью по сравнению с неогеновыми лавами и комплексом субвулканических интрузий.



Особенности химизма прибайкальского щелочного оливин-базальтового комплекса можно видеть из табл. 17, где приведены средние составы главных типов пород, и на рис. 15.

Щелочная оливин-базальтовая формация Монголии и Китая. Третичные и частично четвертичные лавы значительно распространены в Монголии и Китае. Трахибазальтовые лавы этого возраста описаны в Монгольском Алтае и частях Монголии, прилегающих с юга

Рис. 15. Диаграмма химических составов третичных лав, субвулканических интрузивных пород и четвертичных лав Прибайкалья. II, IV, V — вариационные линии типа Лассель-Пик (II), Этны (IV) и Марос-Хайвуд (V).

Химический состав третичных лав, субвулканических интрузивных пород и четвертичных лав Прибайкалья (по П. В. Белову [1963])

Компонент	Третичные лавы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47,6	49,9	59,1	45,7	47,6	51,3	62,9	74,1
TiO ₂	2,2	2,4	2,5	2,4	2,1	2,3	0,9	0,1
Al ₂ O ₃	15,6	18,5	16,5	14,1	16,3	17,9	17,5	12,6
Fe ₂ O ₃	4,9	6,9	1,6	5,7	4,6	7,3	3,9	2,3
FeO	7,8	4,5	5,2	8,5	7,1	2,6	1,2	0,9
MnO	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1
MgO	8,8	8,1	6,0	8,9	7,1	3,3	0,9	0,2
CaO	8,6	3,8	2,4	9,4	8,3	6,8	2,1	0,6
Na ₂ O	2,2	2,7	3,0	3,2	4,1	4,5	4,9	2,8
K ₂ O	1,3	1,7	3,6	1,6	2,1	2,8	5,4	6,2
P ₂ O ₅	0,8	0,3	—	0,3	0,5	1,1	0,2	0,1
n	40	7	3	11	11	18	6	5

Продолжение табл. 17

Компонент	Субвулканические интрузивные породы							
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	48,3	44,5	44,7	50,2	49,1	49,8	50,6	59,5
TiO ₂	2,4	2,7	2,8	2,3	2,2	2,1	2,3	1,1
Al ₂ O ₃	16,6	13,9	13,7	18,5	17,5	17,9	18,5	17,9
Fe ₂ O ₃	5,4	5,8	4,8	3,3	7,1	3,6	3,5	3,8
FeO	6,9	7,9	9,7	6,4	4,6	6,3	5,8	2,4
MnO	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	4,7	11,4	9,7	4,2	4,5	5,3	3,8	1,5
CaO	8,2	10,0	9,2	7,0	8,2	6,4	6,1	2,6
Na ₂ O	4,0	1,6	3,1	4,2	3,6	4,8	5,0	5,6
K ₂ O	2,6	1,4	1,3	2,9	2,3	2,8	3,4	5,3
P ₂ O ₅	0,8	0,6	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,2
n	6	3	5	8	11	8	10	5

Окончание табл. 17

Компонент	Субвулканические интрузивные породы			Четвертичные лавы			
	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	67,5	73,7	46,8	49,4	45,1	47,4	46,3
TiO ₂	0,7	0,2	2,4	1,9	2,5	2,4	1,4
Al ₂ O ₃	16,4	14,6	16,3	18,8	14,5	16,5	21,0
Fe ₂ O ₃	1,8	0,9	6,8	8,0	5,9	4,3	6,6
FeO	1,3	0,8	5,9	3,4	8,1	7,5	3,5
MnO	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1
MgO	0,4	0,4	8,9	5,4	8,8	6,5	4,0
CaO	0,3	1,1	9,5	8,8	9,2	7,9	8,6
Na ₂ O	5,6	3,3	1,7	2,1	3,7	4,4	3,7
K ₂ O	5,8	4,7	0,9	1,6	1,5	2,3	4,2
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,6	0,5	0,5	0,6	0,6
n	9	23	7	3	12	19	4

Примечание. 1 — оливиновые базальты; 2 — андезитобазальты; 3 — андезиты; 4 — лимбургитовые базанитоиды; 5 — базальтовые трахибазальты; 6 — трахиандезитовые базальты; 7 — трахиты; 8 — туфы комендитов; 9 — оливиновые трахидолериты; 10 — авгититы; 11 — лимбургиты; 12 — трахиандезитовые долериты; 13 — ассекситы; 14 — кварциты; 15 — гленмуириты; 16 — пуласкиты; 17 — бостониты; 18 — стекла вулканические; 19 — оливиновые базальты; 20 — андезитобазальты; 21 — лимбургитовые базанитоиды; 22 — базальтовые трахибазальты; 23 — трахиандезитовые базальты. n — число анализов.

к Прибайкалью. В Китае базальтовые вулканические покровы, потоки и конусы широко распространены в Восточной Манчжурии, в пределах Внутренней Монголии, в Куэнь-Луэ и т. д. Состав лав несколько меняется, причем встречаются как оливиновые базальты и трахибазальты, так и андезитобазальты, андезиты и даже дациты. Среди субщелочной серии лав выделяются лимбургитовые базанитоиды, трахибазальты, трахиандезитовые базальты, трахиты, комендиты и липариты. В отличие от Прибайкалья в Монголии и Китае более широко представлена серия собственно щелочных лав, среди которых отмечаются оливиновые лейциты, лимбургиты и нефелиновые базаниты, манчжуриты и разнообразные шихлунитовые лавы Мергена [Заварицкий, 1939] и Куэнь-Луэ [Гапеева, 1955].

Общим для субщелочных базальтовых лав является присутствие сравнительно кислого плагиоклаза (№ 55—30), анортоклаза, натрового санидина, калиевого андезина, титан- и эгирин-авгита вместе с натровыми цеолитами и бурой слюдой. В щелочной серии лав, кроме того, появляются лейцит, псевдолейцит, нефелин и редко керсутит.

Подводя итоги исследованию кайнозойских базальтовых лав Прибайкалья и некоторых лавовых полей Восточной и Центральной Азии, И. В. Белов [1963] подчеркивает, что в их составе выделяются три серии пород.

1. Серия оливинового базальта (платобазальты), представленная оливиновыми и пироксеновыми базальтами и андезитобазальтами и в небольшом количестве андезитами, дацитами и липаритами. В основных членах этой серии повсеместно присутствуют оливин, основные плагиоклазы, титан-авгит; в кислых членах появляются биотит, щелочной полевой шпат и кварц. К этой же серии по химическому составу относятся породы субвулканической фации: оливиновые, пироксеновые и плагиоклазовые долериты.

2. Субщелочная серия лимбургитовых базанитоидов—комендитов—распространенный тип лав, переслаивающихся в отдельных выходах с оливиновыми базальтами и андезитобазальтами. В эту серию входят лимбургитовые базанитоиды, «базальтовые трахибазальты», «трахиандезитовые базальты» и редкие трахиты и комендиты. В эту же серию входят разнообразные типы пород субвулканической фации: авгититы, лимбургиты, пикриты, оливиновые трахидолериты и уссуриты, эссекситы и эссекситовые долериты, кришаниты, трахибазальтовые долериты, гленмуириты, пуласкиты, бостониты, вулканические стекла комендитового состава. В основных породах присутствуют оливин, основные плагиоклазы, титан-авгиты, натровый санидин, анальдим и щелочное стекло. В более кислых породах наряду с оливином и титан-авгитом появляются биотит, щелочные пироксены и баркевикит, увеличивается количество щелочного шпата, плагиоклаз становится более кислым.

3. Щелочная серия лимбургитов, оливиновых лейцитов, меланократовых и лейкократовых шихлунитов является мало распространенной. Она находится в тесной ассоциации с щелочно-известковой серией (субщелочной), и лавы той и другой серии нередко переслаиваются друг с другом. В эту серию лав входят оливиновые лейцититы, лимбургиты, базаниты, шихлуниды, манчжуриты. В лавах щелочной серии повсеместно присутствуют оливин, основные плагиоклазы, титанистый авгит, щелочной полевой шпат, нефелин, лейцит и щелочное стекло.

Щелочно-базальтовый вулканизм в третичном и четвертичном периодах широко проявился не только в восточной части Азиатского материка, но и в Западной Европе, Северной и Восточной Африке и Аравии.

Неогеновый и четвертичный вулканизм Западной Европы, охватывающий Центральный массив Франции, Северо-Рейнскую и Чешско-Силезскую вулканическую дуги, проявился довольно широко в пределах жестких структур эпипалеозойской молодой платформы (области завершённой складчатости) на внешнем обрамлении альпийского складчатого пояса. Преобладают натровые щелочные оливиновые базальты и только в пределах Мозельско-Рейнской провинции обнаруживаются ассоциации с повышенным содержанием калия (Кайзерштуль).

В Центральном массиве Франции [Jung, Brousse, 1962] неоген-четвертичный вулканизм связан с двумя системами вулканотектонических линий. Одна представлена системой линий меридионального направления. С ней связаны наиболее известные вулканы Оверни — цепь Пюи, Мон-Дор, Канталь, лавы которых дали дифференцированные серии: оливиновый базальт — трахандезит — трахит — риолит и более щелочную — богатый оливином базальт — тефрит — фонолит. Другая система даёт сетку пересекающихся линий, ориентированных в направлении северо-запад — юго-восток и северо-восток — юго-запад. С этой системой связаны преимущественно трещинные излияния щелочных базальтов, маленькие базальтовые вулканы и некки.

К зоне Великих Африканских разломов почти на всем ее протяжении (свыше 4000 км) приурочен молодой третичный и четвертичный базальтовый вулканизм, проявившийся чрезвычайно разнообразно. С одной стороны, это трещинные излияния, создавшие лавовые плато и широко распространённые в Сирии по обеим сторонам Красного моря и особенно в Эфиопии, возвышенности которой покрыты мощным чехлом базальтовых лав, налегающих на докембрийские кристаллические породы фундамента платформы; с другой — многочисленные центральные вулканы, продукты извержений которых дают чрезвычайно разнообразные дифференцированные серии лав, большая часть которых относится к описываемому здесь формационному типу, частично же обнаруживает повышенную щелочность и основность и должна быть отнесена к типу щелочно-базальтоидных формаций.

В книге Ю. М. Шейнманна «Очерки глубинной геологии» [1968] приведено краткое описание лав Эфиопии, Сирии и оз. Киву, сопровождаемое таблицами многочисленных их анализов. Исследованиями Р. А. Мора [Mohr, 1968] установлена сложная последовательность кайнозойского вулканизма Эфиопии: трещинные извержения «трапповой» серии щелочных оливиновых базальтов и трахибазальтов происходили в северной части Эфиопии в эоцене, а в южной — в олигоцене. В миоцене имели место извержения центрального типа, которые дали потоки оливиновых базальтов и ультращелочных лав. В миоцене отмечается образование разломов, сопровождающихся погружением значительных территорий и незначительными излияниями оливиновых базальтов вдоль побережья Красного моря. В верхнем плиоцене были образованы мощные толщи пантеллеритовых сплавленных туфов и ассоциирующих с ними трахитов и фонолитов, а также экструзий оливиновых базальтов, тефритов и фонолитов. В плейстоцене начинается интенсивное поднятие и образование главного Эфиопского рифта и структуры Афар. В это время на плато и рифте происходят многочисленные извержения шлакообразных щелочных оливиновых базальтов, причем трещинные извержения аналогичных пород продолжались в верхнем плейстоцене — голоцене, а вулканическая цепь Эрто-Але активна и до настоящего времени.

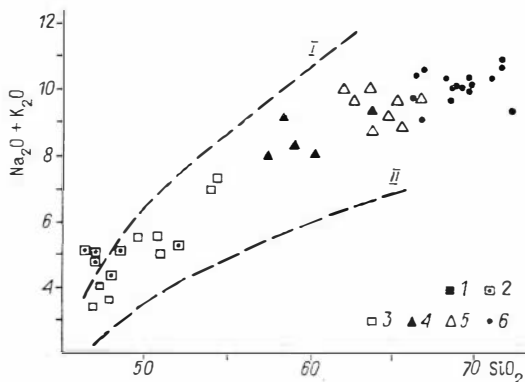


Рис. 16. Положение вулканических пород Аденского залива на диаграмме SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [Cox et al., 1970].

I — щелочная серия Гавайев;
 II — толеитовая серия Тингмули.
 1 — базальт; 2 — гавайт; 3 — муджнерит; 4 — трахиандезит; 5 — трахит; 6 — рюлит.

Вдоль северного побережья Аденского залива описаны [Cox et al., 1970] шесть миоцен-плиоценовых вулканических конусов, которые сложены лавами и пирокластами состава оливнинового базальта, гавайшта, муджнерита, трахиандезита, трахита и рюлита, очень богатого щелочами. По содержанию щелочей аденские вулканы занимают промежуточное положение между сериями гавайской щелочной и толеитовой Тингмули (Исландия) (рис. 16).

Могут быть приведены примеры и значительно более древних щелочных оливин-базальтовых формаций.

Например, уже упоминалось, что В. Л. Масайтис [1970а] на Сибирской платформе наряду с допермскими трапными формациями выделил средне-позднедевонскую трахибазальтовую, которая сложена покровами трахибазальтов, трахиандезит-базальтов, трахиандезитов, плагнотрахитов, щелочных трахитов и трахилипаритов и структурно приурочена к наиболее прогнутой части Патомско-Вилуйского авлакогена. Предполагается, что трахибазальты и их производные приурочены к зоне разлома северо-восточного простирания, имеющей, возможно, сквозной характер и глубокое заложение. В. Л. Масайтис высказывает также предположение, что эта же зона по простиранию к юго-западу контролирует размещение девонских щелочных интрузий Сыннырского комплекса.

Проявления трахибазальтового вулканизма известны и на Русской платформе, также в структурной связи с крупными прогибами, сопровождающимися глубокими разломами. Это ордовикско-нижнесилурийская вулканогенно-осадочная толща Ташийского района на Западном Урале и верхнедевонская вулканогенная толща Днепровско-Донецкой впадины и прилегающей к ней юго-западной окраины Донбасса.

В заключение необходимо отметить, что щелочно-базальтовый магматизм проявлен не только в пределах кратонов, испытавших тектономагматическую активизацию, но и в типично геосинклинальных структурах, где проявления его, впрочем только в редких случаях, распознаются достаточно уверенно благодаря обычному для геосинклинальных толщ зеленокаменному их преобразованию.

Кроме того, приведенные примеры ярко показывают всю условность выделения того или иного формационного типа и наличие сложных сочетаний близких формационных типов в областях с широко проявленным и длительным вулканизмом.

(Формация анортозитов [Кузнецов, 1964]: докембрийская ассоциация анортозитов [Тернер, Ферхуген, 1961]; анортозитовая формация [Карта ..., 1971])

Анортозит-лейкогабброидные формации по своему составу и строению близки к обычным расслоенным габброидным, но отличаются значительно более широким развитием анортозитовой составляющей, а средневзвешенный их состав отвечает не нормальному габбро или толентовому базальту, а лейконориту или лейкогаббронориту. По подсчетам А. Баддингтона [Buddington, 1939] состав массива Адирондак в среднем отвечает породе, состоящей из 80 % плагиоклаза № 50 и 20 % пироксена. По А. М. Леникову [1968], средний состав Джугджурского массива может быть представлен воображаемой породой из 85 % плагиоклаза № 55 и 15 % пироксена.

Главными (формацнеобразующими) породами анортозитовых массивов являются мономинеральные и анхимономинеральные анортозиты, содержащие от 0 до 10 % темноцветных минералов и лейкократовые нориты и габбронориты или сокращенно лейкогабброиды с 10—35 % темноцветных. В некоторых случаях последние подразделяются на габбровые (норитовые) анортозиты (10—22,5 % темноцветных) и анортозитовые габбро или нориты (22,5—35 % темноцветных). Такое подразделение, предложенное А. Баддингтоном [Buddington, 1939], является удобным, и эта номенклатура принята рядом советских исследователей [Леников, 1968; Равич, Соловьев, 1966].

Наряду с анортозитами и лейкогабброидами в ряде массивов описаны и более меланократовые породы — габбронориты, меланократовые габбро, пироксениты и перидотиты.

Характерные особенности минерального состава анортозит-лейкогабброидных интрузий: преобладает в анортозитах и лейкогабброидах плагиоклаз № 45—62, в меланократовых габброидах основность его повышается до № 70—80. Некоторые анортозиты отличаются аномально кислым плагиоклазом — андезитом и даже олигоклазом. Из пироксенов преобладает железистый гиперстен, менее распространен железистый же авгит, совсем редок железистый оливин. Акцессорные: пирротин, ильменит, титаномагнетит и апатит иногда образуют значительные скопления в меланократовых породах. Калишпат, кварц, роговая обманка, видимо, являются вторичными, постмагматическими минералами.

В строении анортозит-лейкогабброидных массивов часто обнаруживается грубая расслоенность, выражающаяся в концентрации меланократовых пород в приподошвенной части массивов, а лейкократовых — в верхней. Все собственно анортозитовые и анортозит-лейкогабброидные массивы имеют древний, архейский или раннепротерозойский возраст и распространены только в пределах кристаллических щитов и фундамента древних платформ, где образуют огромные массивы с площадью выходов, измеряемой тысячами квадратных километров. Чаще они образуют пластообразные или линзовидные тела, залегающие согласно с вмещающими толщами кристаллических сланцев. Часто наблюдается ассоциация анортозитовых интрузий с породами так называемой чарнокитовой серии: мангеритами (гиперстеновыми сиенитами), эндербитами (гиперстеновыми плагиогранитами), чарнокитами (гиперстеновыми гранитами), в некото-

* Печатается впервые по рукописи (фрагмент к книге).

рых случаях с гранитами-рапакиви. Породы чарнокитовой серии и рапакиви являются более молодыми, чем массивы анортозитов, но нередко объединяются с последними в единую ассоциацию на основании ряда общих особенностей состава и свойств главных породообразующих минералов. По-видимому, такое объединение неправомерно, так как такая ассоциация анортозитов с чарнокитовой серией не является общим правилом. Кроме того, можно заметить, что объединяются анортозиты с чарнокитовой серией только в тех районах, где те и другие несут ясные следы регионального метаморфизма гранулитовой фации, при котором осуществляется перекристаллизация и полная замена первично-магматических ассоциаций новыми, свойственными гранулитовой фации регионального метаморфизма.

Чисто анортозитовые ассоциации неизвестны, но широко распространены смешанные анортозит-лейкогабброидные ассоциации. Судя по немногочисленным данным, позволяющим судить о количественных отношениях собственно анортозитов и лейкогабброидов, обычными являются смешанные ассоциации с преобладанием лейкогабброидных пород. Ассоциации с преобладанием анортозитов являются редкими. Соответственно могут быть выделены анортозит-лейкогабброидные и лейкогаббро-анортозитовые формации. Возможны, но не описаны чисто анортозитовые и чисто лейкогабброидные формации. Эффузивные эквиваленты анортозит-лейкогабброидных интрузивных ассоциаций не известны.

Анортозит-лейкогабброидные формации

Являются наиболее распространенными. Характеризуются количественным преобладанием пород типа габброанортозита и анортозитового габбро над собственно анортозитами. В незначительных количествах присутствуют более меланократовые породы типа меланогаббро, пироксенита, даже перидотита. Характерна апатит-ильменит-титаномагнетитовая минерализация.

Дж у г д ж у р с к и й м а с с и в. Самый большой из цепочки анортозит-лейкогабброидных массивов, окаймляющих с юга и юго-востока Алданский щит, сложенный кристаллическими сланцами археозоя. Расположен в пределах хр. Джугджур и протягивается на 250 км вдоль границы Алданского щита и зоны его протерозойского складчатого обрамления. Покровами мезозойских эффузивов он разделен на две части: геранскую — юго-западную, лантарскую — северо-восточную. Джугджурский массив прорван синийскими калиевыми гранитоидами, по химизму близкими к рапакиви, а также рядом еще более поздних интрузий. Возраст массива считается раннепротерозойским.

Джугджурский массив, по описанию А. М. Ленникова [1968], представляет собой моноклиальное пластообразное или линзовидное тело, залегающее согласно с вмещающими метаморфическими толщами. В нем выделяются три зоны, различающиеся по составу слагающих их пород. Центральная зона геранской части и северная лантарской сложены преобладающими анхимономинеральными анортозитами, среди которых встречаются многочисленные включения «пироксеновых анортозитов», габбро, габброанортозитов, пироксенитов и габбро-пегматитов. Южная зона, в обеих частях представляющая лежачий бок массива, характеризуется более значительным развитием «пироксеновых анортозитов» и меланократовых пород, в частности оливиновых пироксенитов, габбропироксенитов и габбро, содержащих скопления ильменита и титаномагнетита. Висячий бок массива сложен анортозитами, которые включают многочисленные тела

более меланократовых габброидов. Количественные отношения анортозитов и габброидных пород в разных частях массива различны. В геранской части анортозиты, содержащие до 10 % темноцветных компонентов, слагают только около 15 % площади массива. Около 80 % площади сложено «пироксеновыми анортозитами», содержащими в среднем 17 % темноцветных, т. е. породами уже лейкогабброидного состава или габброанортозитами по А. Баддингтону. Впрочем, А. М. Ленников [1968] отмечает, что только в собственно анортозитах наблюдается равномерное распределение пироксенов и плагиоклазов в больших объемах. «Пироксеновые анортозиты» всегда обнаруживают полосчатое или шпороватое строение с обособлением полос или неправильных скоплений более меланократовых пород среди анхимономинеральных анортозитов и 17 % темноцветных минералов — это только среднее содержание последних. Лантарская часть Джугджурского массива примерно на 40 % сложена мопо- и анхимономинеральными анортозитами (до 10 % темноцветных). Преобладают «пироксеновые анортозиты», содержащие в среднем около 12 % темноцветных минералов. Меланократовые габброиды и пироксениты слагают в обеих частях массива значительно меньше 5 % его площади.

Анортозиты сложены плагиоклазом № 44—62, гиперстеном ($Fs = 39—55$), авгитом ($Fs = 27—62$), причем первый преобладает, и рудными: ферроильменитом (преобладает), титаномagnetитом и пирротинном. «Пироксеновые анортозиты» отличаются более кислым плагиоклазом № 33—53. Наряду с гиперстеном и авгитом появляется железистый оливин ($Fa = 74—78$). Перидотиты, оливиновые пироксениты и габбропироксениты сложены железистым оливином ($Fa = 54—84$), авгитом ($Fs = 38—66$), бронзитом ($Fs = 18—21$) и рудными минералами: ферроильменитом, титаномagnetитом, магнетитом. Изредка присутствует плагиоклаз — андезин (№ 38—44). С этими меланократовыми породами ассоциируют скопления апатит-ильменитовых и апатит-ильменит-титаномagnetитовых руд.

Средний состав Джугджурского массива, подсчитанный на основании имеющихся данных о распространенности отдельных типов пород, по А. М. Леникову [1968], оказывается следующим: 85 % плагиоклаза № 55 + 15 % пироксена (преимущественно гиперстена).

Средние химические составы главных типов пород, слагающих Джугджурский массив, представлены в табл. 18. Постмагматические процессы преобразования анортозит-лейкогабброидных пород Джугджурского массива проявились в автометаморфической собирательной перекристаллизации с образованием гигантозернистых анхимономинеральных анортозитов и основных пегматитов, в образовании ильменитовых, титаномagnetитовых и пирротиновых руд. В зонах разрывных нарушений и в контактах с более молодыми гранитоидами наблюдаются явления амфиболитизации и альбитизации первичных пород, а также образование хлорита, талька, актинолита.

В Джугджурском массиве эти метасоматические преобразования проявлены не очень сильно. В других массивах, обрамляющих Алданский щит (например, в Каларском), эти изменения значительно сильнее. По описанию Г. Н. Баженовой [1964], собственно анортозиты (лабрадориты) в этом громадном массиве распространены ограниченно и сложены в основном амфиболовыми андезитами и олигоклазитами, которые были образованы в результате метасоматической переработки лабрадоритов. Восточная часть Каларского массива сформирована сениитами, часть которых также несет следы метасоматического происхождения.

О л ы н с к и й м а с с и в существенно отличается от Джугджурского по условиям залегания и внутреннему строению. Он представляет

Средний состав пород Джугджурского массива по А. М. Леникову [1979, табл. 30], мас. % (Ni, Co и др. — г/т)

Компонент	Геранская часть			Лантарская часть		
	А	АП	Г	А	АП	Г
SiO ₂	52,94	51,77	43,00	52,09	51,25	50,60
TiO ₂	0,21	0,92	2,81	0,19	0,25	0,26
Al ₂ O ₃	27,38	22,69	13,51	28,57	24,24	23,90
Fe ₂ O ₃	1,03	2,57	7,16	0,50	1,46	1,23
FeO	1,21	4,28	13,04	1,01	2,95	3,54
MnO	0,02	0,08	0,23	0,01	0,05	0,06
MgO	1,20	2,76	5,46	0,86	4,94	5,55
CaO	10,08	9,18	9,76	10,98	9,64	9,88
Na ₂ O	4,33	3,08	2,36	4,14	3,36	3,17
K ₂ O	0,70	0,62	0,49	0,42	0,26	0,23
Ni	11	19	73	10	50	81
Co	21	40	82	14	35	47
Cu	58	92	157	35	99	116
Cr	13	65	169	22	178	230
V	47	123	104	10	38	51
Zn	23	51	166	14	28	31

Примечание. А — анортозиты анхи- и мономинеральные; АП — анортозиты пироксеновые; Г — габброиды.

собой посторогенный горизонтальный и резко дискордантный к вмещающим метаморфическим толщам плутон, сохранившаяся часть которого занимает площадь 2100 км². Он прорван и частично уничтожен еще более крупным (12 000 км²) Коростеньским плутоном гранитов рапакиви. Возраст 1800 (±100) млн лет. Отличительная особенность Волынского массива — отсутствие расслоенности и директивных текстур, а также и проявлений повторных метаморфизмов, кроме сравнительно слабого контактового воздействия со стороны коростеньских гранитов. По данным В. П. Бухарева и др. [1973], он образован в две фазы. В породах первой фазы наиболее широко распространены крупнозернистые анортозиты, состоящие из плагиоклаза № 43—48 и содержащие 10—15 % темноцветных минералов, представленных гиперстеном, авгитом и гортонолитом (т. е. это не собственно анортозиты, а лейкогаббронориты). Породы второй фазы образуют явно секущие тела, сложенные мелкозернистыми гортонолитовыми габброноритами, габброперидотитами и перидотитами. Ультрабазиты не образуют самостоятельных интрузий, а только прослои и неправильные тела среди габброноритов, обнаруживающих явную расслоенность. Переходные разности между анортозитами (лейкогабброидами) и меланократовыми габброидами отсутствуют. Вместе с тем те и другие несут ряд общих признаков: невысокая основность плагиоклазов и наличие в них антипертитовых вростков, повышенная железистость темноцветных минералов и т. д. О количественных отношениях анортозитов и габброноритов в Волынском массиве дает представление схематическая геологическая карта, заимствованная из статьи В. П. Бухарева и др. [1973] (рис. 17).

Особенности химизма Волынского габброанортозитового массива даны в табл. 19, из которой следует, что в действительности в этом массиве преобладают не собственно анортозиты, а габброноритовые анортозиты или лейкогаббронориты (по А. Баддингтону).

Исследования В. П. Бухарева и др. [1973] доказывают отсутствие генетической связи между габброанортозитами и гранитами-рапакиви.

Средние химические составы пород Вольинского габброанортозитового массива (по В. П. Бухареву и др. [1973])



1 — гнейсомigmatиты складчатой рамы; 2 — анортозиты; 3 — габбронориты; 4 — рапакиви-подобные граниты; 5 — габбродиабазы.

Рис. 17. Схематическая геологическая карта Вольинского анортозитового массива [Бухарев и др., 1973].

1 — гнейсомigmatиты складчатой рамы; 2 — анортозиты; 3 — габбронориты; 4 — рапакиви-подобные граниты; 5 — габбродиабазы.

Компонент	Анортозиты	Габбронориты	Габброперидотиты	Перидотиты
SiO ₂	52,67	50,87	36,40	29,82
TiO ₂	0,62	2,21	5,20	7,57
Al ₂ O ₃	23,78	15,58	7,60	3,14
Fe ₂ O ₃	1,67	3,42	7,70	9,81
Fe●	4,66	10,29	24,70	28,88
MnO	0,05	0,12	0,20	0,35
Mg●	1,91	4,19	6,20	8,24
CaO	9,28	8,28	9,70	9,73
Na ₂ O	4,20	3,19	1,20	0,63
K ₂ O	1,00	1,40	0,60	0,18
P ₂ O ₅	0,16	0,45	1,50	1,55
n	118	60	6	7

Основные породы до внедрения гранитов были уже консолидированы. Кроме того, для них установлен антидромный порядок формирования.

Вольинский массив совсем не испытал более позднего метаморфизма и является редким примером посторогенного анортозит-лейкогабброидно-платона. В Джугджурском массиве наблюдаются только катаклаз и перекристаллизация со сравнительно незначительным изменением минерального состава первично-магматических пород. Но, вероятно, большинство анортозитовых массивов испытал сильнейший метаморфизм в условиях амфиболитовой или гранулитовой фацций. Такими сильно преобразованными массивами являются Адирондакский и другие, окаймляющие Канадский щит, анортозитовые массивы Норвегии, Антарктиды и т. д.

Т а б л и ц а 20

Состав пород массива Адирондак [Тернер, Ферхуген, 1961]

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	54,54	54,34	53,22	45,25	53,40
TiO ₂	0,67	0,72	0,69	6,88	0,77
Al ₂ O ₃	25,61	22,50	20,03	11,84	23,96
Fe ₂ O ₃	1,00	1,26	0,70	1,59	0,91
Fe●	1,26	4,14	3,98	14,12	3,02
MnO	—	0,07	0,09	0,23	—
MgO	1,03	2,21	4,08	6,42	1,88
CaO	9,92	10,12	12,33	10,23	9,85
Na ₂ O	4,58	3,79	3,57	2,14	4,17
K ₂ O	1,01	1,19	0,55	0,47	0,80
P ₂ O ₅	—	0,13	0,02	0,16	0,18

Примечание. 1 — среднее из 4 анализов анортозитов; 2 — среднее из 7 анализов габбровых анортозитов; 3 — анортозитовое габбро; 4 — пироксеновое габбро (терминология А. Баддингтона); 5 — габбровый анортозит (составная проба). Предполагают, что примерно такой состав имела первичная магма массива Адирондак.

Известный и хорошо изученный массив Адирондакских гор (США) очень похож по своему составу и строению на Джугджурский массив. Он занимает площадь 3100 км² среди кристаллических сланцев серии Гренилл. Краевые зоны сложены мелкозернистыми габбровыми анортозитами, в которых располагаются отдельные блоки собственно анортозитов, а также прослой и линзы сильно метаморфизованных вмещающих пород. Центральная часть массива сложена крупнозернистыми анортозитами. Химический состав главных типов пород массива представлен в табл. 20 [Тернер, Ферхуген, 1961].

Анортозиты, габбровые анортозиты, анортозитовые габбро и габбро А. Баддингтоном рассматриваются как комагматы — продукты дифференциации первичной габброанортозитовой магмы, состав которой приблизительно следующий: 80 % плагиоклаза № 50 + 20 % гиперстена, т. е. лейкогабброидный.

Лейкогаббро-анортозитовые формации

К сожалению, в большинстве описаний анортозитовых массивов отсутствует оценка относительного распространения главных типов пород. Поэтому тип ассоциаций с преобладанием анортозитов (< 10 % темноцветных) над лейкогабброидами (10—35 % темноцветных) выделяется условно.

Пока единственным примером лейкогаббро-анортозитовых формаций может служить анортозитовый массив Земли Королевы Мод (Антарктика), описанный М. Г. Равичем и О. Г. Шулятьевым [Равич, Соловьев, 1966].

В кристаллическом фундаменте Антарктической платформы встречаются интрузивные тела и дайки метаморфизованных габброидов и ультраосновных пород и весьма крупный массив анортозитов, которые этими исследователями объединены условно в единую габбро-анортозитовую формацию. Вся эта ассоциация испытала метаморфизм в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Так как основные и ультраосновные породы образуют самостоятельные тела и их генетические отношения с анортозитами остались неясными, рассмотрим только собственно анортозитовый массив.

Видимая площадь, занимаемая анортозитовым массивом, составляет примерно 900 км², истинная площадь значительно больше, так как он со всех сторон перекрыт материковым льдом. Выделяются центральная «фация» с неравномерно-зернистыми массивными текстурами и краевая, для которой характерны гнейсовидные текстуры. Центральная фация сложена в основном массивными или катаклазироваанными анортозитами (темноцветных < 10 %), среди которых изредка встречаются полосы и линзы, сложенные норит-анортозитами (темноцветных 10—22 %), анортозит-норитами (темноцветных 22—35 %). В некоторых случаях отмечается ритмическая повторяемость слоев. Породы краевой фации прослеживаются полосой шириной 2—3 км вдоль контакта. Они представлены в основном анортозитовыми норитами и габброноритами, среди которых иногда отмечаются прослой собственно анортозитов, а также ксенолиты гранатовых гранулитов.

Наиболее распространены в массиве анхимономинеральные анортозиты, состоящие из 93—98 % плагиоклаза № 42—58, а также небольших количеств ромбического и моноклинного пироксенов, титаномагнетита, иногда с примесью кварца и калишпата. Менее развиты анортозитовые нориты с содержанием 20—40 % гиперстена, моноклинного пироксена и титаномагнетита, а также норитовые анортозиты, в которых обычно

содержится 10—15 % темноцветных и рудных минералов. Новообразованиями являются роговая обманка, гранат, калиевый полевой шпат, который вместе с кварцем иногда образует отдельные прослойки, похожие на инъекционные прожилки.

Происхождение анортозитов представляет собой сложную и далеко еще не решенную проблему. Обстоятельный ее разбор можно найти в работах А. П. Лебедева [1953] и Т. Х. Грина [1968]; проблеме генезиса анортозитов посвящен сборник статей (Mem. N. J. State Mus. Sci. Serv., 1969, № 18). В разное время разными исследователями происхождение анортозитов связывалось с процессами: 1) метаморфической дифференциации в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма, 2) метасоматической дебазификации норитов, 3) ассимиляции глинистых осадочных пород базальтовой магмой, 4) дифференциации базальтовой, диоритовой или кварц-диоритовой магм. Такое разнообразие представлений о генезисе анортозитов в значительной мере обусловлено тем, что большинство анортозитовых массивов, будучи очень древними образованиями, испытало глубокий региональный метаморфизм гранулитовой фации, как бы обезличивший индивидуальные особенности минерального состава и структуры вмещающих осадочных и эффузивных пород и размещенных в них интрузивных тел различного состава. Именно этим обстоятельством, видимо, объясняется тенденция к объединению габброанортозитов, мангеритов и чарнокитов в генетически единую серию. В действительности, общность минералого-структурных признаков таких серий, как это сейчас можно считать твердо установленным, определяется термодинамической обстановкой метаморфизма, который они испытали, а не генетическими связями первично-магматических образований.

Современные исследования наименее метаморфизованных или совсем не испытавших метаморфизма габброанортозитовых и анортозит-габбровых комплексов дают возможность говорить о полной их геологической самостоятельности, лейкогабброидном среднем составе и антидромной последовательности интрузий: анортозиты и лейкогабброиды являются более ранними, чем меланократовые габбронориты, которые образуют секущие трещинные тела. Эта антидромность внедрений, установленная в ряде случаев, заставляет отрицательно относиться к предположениям о генетических связях между анортозитами и последующими интрузиями гранитов-рапакиви или мангеритов и чарнокитов.

Условия образования габброанортозитовых ассоциаций рассмотрены Т. Х. Грином [1968], а также А. М. Ленишковым [1968]. Экспериментальные исследования системы пироксен — плагиоклаз при высоких давлениях (до 13,5 кбар) в присутствии воды показали возможность сепарации плагиоклазов состава андезит — кислый лабрадор при кристаллизации андезитовой (кварц-диоритовой) магмы: состав легкоплавкой фракции при этом близок к гранитовому, а кристаллический осадок — габброанортозиту. Возможными являются две модели образования габброанортозитовых комплексов: 1) фракционная кристаллизация влажной андезитовой магмы в условиях нижней части земной коры и 2) парциальное плавление осадочных пород, по валовому составу приближающихся к кварцевому диориту или андезиту. В том и другом случаях образуется кристаллический остаток, по составу близкий к анортозиту. Небольшое количество перакристаллизовавшейся жидкости дает ему возможность перемещения в пространстве и, следовательно, образования интрузивных тел. Детальные геолого-петрологические исследования неметаморфизованных или малоизмененных габброанортозитовых массивов, например **Волинского** или **Кольских**, приводят исследователей к мысли о возмож-

ности возникновения в специфических условиях раннего протерозоя особой габброанортозитовой (лейкогабброидной) магмы, интрузии и дифференциация которой и создали все разнообразие пород габброанортозитовых комплексов [Бухарев и др., 1973; Юдин, 1973].

Металлогения габброанортозитовых формаций очень характерна. С ними генетически связаны крупнейшие месторождения титановых и титан-апатитовых руд, образующих раннемагматические шлирово-сегрегационные и позднемагматические фюзивные месторождения. Первые концентрируются в основных дифференциатах (перидотитах, пироксенитах), вторые — в грубозернистых анортозитах. Некоторые месторождения характеризуются высоким содержанием ванадия.

IV. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ТЕКТНИКА

ОБ ОСОБОЙ РОЛИ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ В ИСТОРИИ МАГМАТИЗМА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ *

Анализ истории Алтае-Саянской складчатой области с привлечением новых материалов позволил установить некоторые особенности этой истории, в частности некоторые закономерности развития магматизма в пространстве и времени, вероятно, имеющие и общее значение.

1. Характер проявления магматизма оказывается существенно различным для различных структурных зон, на которые может быть подразделена Алтае-Саянская складчатая область. Этот вывод не нов, но уже появилась возможность выделения ряда новых структурных зон, отличающихся по своему магматизму.

2. Стабилизация подвижных зон имела место в разное время, причем ведущую роль в ней играл гранитоидный магматизм.

3. Гранитоидные батолитовые интрузии по времени своего образования стоят особняком в ряду других магматических эффузивных и интрузивных комплексов, которые обычно обнаруживают тесную пространственную, временную и часто генетическую связь друг с другом. При этом надо подчеркнуть, что в понятие «гранитоидный батолитовый формационный тип» не включаются габбро-плагногранитный и субщелочной гранито-сиенитовый формационные типы, тесно связанные с эффузивами соответствующего состава. Следует указать также и некоторые другие критерии для отличия этих формационных типов. Для гранитоидных батолитовых интрузий типичен гранитный или гранодиоритовый, реже граносиенитовый состав; более основные породы краевых зон имеют явно гибридное происхождение; широко развиты аплиты и пегматиты; никогда не встречаются в составе этого формационного типа полосчатые, а также оливковые габбро.

Анализ истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области значительно облегчается появлением интересных работ В. А. Кузнецова [1954, 1957] и В. А. Унксова и др. [1958], посвященных геотектоническому районированию этой области, а также К. Н. Вифанского и др. [1959], Т. Н. Ивановой [1958], Г. В. Пинуса и др. [1958], в которых рассмотрена история магматизма Тувы, Горного Алтая и Кузнецкого Алатау. Наличие этих работ избавляет меня от необходимости приведения более подробной характеристики упоминающихся ниже магматических комплексов.

Одна из первых попыток геотектонического районирования Алтае-Саянской складчатой области принадлежит В. А. Кузнецову [1954], кото-

* Геология и геофизика. — 1960. — № 1. — С. 23—27.

рый выделил в пределах этой области складчатые зоны различного возраста и времени консолидации с различной историей развития и, следовательно, с различным набором осадочных и магматических формаций. Это зоны салаирских, каледонских, ранне- и поздневарисских складчатых и складчато-глыбовых структур. Другие исследователи предпочитают ограничиваться выделением только каледонских и герцинских структур, различая вместе с тем [Унков, 1958], например для каледонских структур, зоны ранней стабилизации, вполне соответствующие салаиридам В. А. Кузнецова, и поздней стабилизации, подобные каледонидам этого же автора и т. д. Иначе говоря, в различных схемах геотектонического районирования, по существу, выделяются одни и те же элементы и отличия сводятся в основном к терминологии. В настоящее время намечается возможность несколько детализировать это геотектоническое районирование и выделить внутри зоны салаирид (по В. А. Кузнецову) или зоны ранней стабилизации каледонид (по В. А. Ункову), во-первых, зону проявления байкальской складчатости, а во-вторых, переходную между зонами ранней и поздней стабилизации каледонид. Каждая из этих зон характеризуется некоторыми особенностями развития, в частности магматизма. Намечается возможность также выделения Рудпо-Алтайской зоны в качестве зоны перехода между каледонскими и варисскими структурами. Салаир в дальнейшем понимается в соответствии с представлениями В. А. Ункова [1958] как структура длительного многофазного развития, пережившая салаирский, каледонский и варисский этапы в качестве подвижной зоны.

К сожалению, до настоящего времени остается еще очень много неясного и в вопросах стратиграфии Алтае-Саянской складчатой области и тем более в вопросах стратиграфического положения известных магматических комплексов *. Во многих случаях нет ясности и в отношении их объема и содержания, и нередко некоторые исследователи в единый комплекс объединяют два или даже больше совершенно разнородных типа магматических формаций.

Для цельности изложения начнем обзор истории развития магматизма Алтае-Саянской складчатой области с архея.

Достоверный архей известен только в составе фундамента Сибирской платформы, причем он обнажен только в Алданском щите, Анабарском массиве и в южной части Енисейского кряжа, но, по-видимому, в пределах всей остальной части платформы образует складчатое основание, на котором залегают собственно платформенные отложения. Повсюду архей сложен очень характерным комплексом гиперстеновых и гранатовых гнейсов и пироксен-плагиоклазовых сланцев, сопровождающихся также весьма характерным комплексом чарнокитов и алякситовых гранитовидных пород. Подобный комплекс совершенно отсутствует в составе выступов древнейших пород в Алтае-Саянской складчатой области. Это объясняется или полным отсутствием архея в этой области, или глубокой переработкой архейских кристаллических сланцев в результате проявления более молодого, вероятнее всего, нижнепротерозойского магматизма.

В конце архея или начале протерозоя кардинально перестраивались структуры земной коры: тогда были заложены и новые геосинклинали, развивающиеся только по окраинам платформы и главным образом на тер-

* В дальнейшем под магматическим комплексом понимается ассоциация продуктов магматической деятельности, тесно связанная друг с другом происхождением и более или менее одновременных. Магматический комплекс — это конкретная магматическая формация.

риториях, вероятно, занятых в то время корой океанического типа. Характерным, например, является то, что на Анабарском выступе фундамента платформы образования нижнего протерозоя вообще отсутствуют и непосредственно на архее лежат почти горизонтальные отложения сиенитов, имеющие здесь платформенный характер.

Нижнепротерозойские геосинклинали, видимо, занимали огромные площади. Состав выступов нижнего протерозоя дает основания говорить об очень большой его длительности, соответствующей нескольким или многим геологическим периодам и законченному тектономагматическому циклу, в течение которого имела место и эффузивная деятельность ранних этапов развития геосинклиналей, и пластовые интрузии основного состава, и интенсивно проявленный гранитный магматизм, возможно, неоднократный, сопровождающийся глубоким метаморфизмом вмещающих пород, достигающим в отдельных случаях стадии образования гранитных мигматитов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации глубинности.

Нижнепротерозойские метаморфические и магматические комплексы широко развиты только по окраинам платформы (на Таймыре, в северо-восточной окраине Восточного Саяна, Прибайкалье и т. д.). В пределах интересующих нас районов Алтае-Саянской области они встречаются лишь в виде обрывков, образуя жесткие глыбы типа срединных массивов или выступая в ядрах антиклинальных структур. К сожалению, степень изученности нижнепротерозойского магматизма и метаморфизма, так же как и изученность стратиграфии нижнего протерозоя, еще очень невелика. И все же при сравнении интенсивности проявления метаморфизма и гранитного магматизма в различных районах развития нижнего протерозоя устанавливается следующая закономерность. Интенсивный гранитный магматизм и тесно связанный с ним метаморфизм, выразившийся в образовании кристаллических сланцев амфиболитовой фации, свойствен только нижнему протерозою Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау (а также Сангилене, Енисейского края и Таймыра). Выступы метаморфического докембрия в Горном Алтае и Западном Саяне (нижнепротерозойский возраст его только предполагается) характеризуются полным отсутствием гранитных интрузий (джебашская свита Западного Саяна) или слабым их развитием (Теректинский выступ на Алтае), причем степень метаморфизма здесь обычно отвечает фации зеленых сланцев. Иначе говоря, интенсивный метаморфизм и гранитный магматизм нижнего протерозоя отмечаются только в пределах зоны салагрид. Этим обстоятельством, видимо, в какой-то мере и обусловлена относительно малая подвижность этой зоны и отчасти ее сравнительно кратковременное существование как подвижной зоны, в отличие от зоны варисцид и зоны поздней консолидации каледонид.

Следующий большой геосинклинальный или тектономагматический цикл начинается с верхнего протерозоя (иначе синия или рифея). Верхнепротерозойские геосинклинали были заложены на выравненной поверхности только что сформированной молодой платформы, почему в сиенитско-палеозойских складчатых структурах, в антиклиналях иногда выступают нижнепротерозойские метаморфические и магматические комплексы, а в развитии этих складчатых структур чувствуется некоторая унаследованность, зависимость истории развития отдельных структурно-фацциальных зон от степени жесткости фундамента. Образования верхнего протерозоя в ряде случаев структурно неотделимы от кембрийских, представлены теми же или близкими фациями, и тогда история нижнего палеозоя оказывается непосредственным продолжением истории верхнего протерозоя.

зоя. Таким образом, видимо, все посленижнепротерозойские подвижные зоны Алтае-Саянской области были заложены почти одновременно в начале верхнего протерозоя. Но полная консолидация их и наступление режима молодой платформы имели место в разных зонах в разное время, причем оказывается, что общий характер и история магматизма в этих зонах также оказываются существенно различными.

Зоной наиболее ранней консолидации является зона проявления байкальской складчатости, непосредственно прилегающая к платформе и охватывающая Туруханскую зону складок, Енисейский кряж и северо-восточную окраину Восточного Саяна. Эта зона частично перекрыта чехлом платформенного нижнего кембрия и отложениями Западно-Сибирской низменности. В ее пределах эффузивный магматизм начальных этапов развития верхнепротерозойской геосинклинали проявлен очень слабо или совсем не проявлен (внутренняя по отношению к платформе субзона), основные интрузии практически отсутствуют (есть только редкие дайки и пластовые залежи диабазов), а гипербазитовые — крайне незначительны. Гранитоидный же магматизм проявился достаточно интенсивно уже в конце верхнего протерозоя, причем в нижнем кембрии в пределах этой зоны установился платформенный режим и пестроцветный нижний кембрий ложится трансгрессивно на дислоцированный верхний протерозой (спиний) и размыты к этому времени верхнепротерозойские гранитоидные интрузии. Послекембрийский магматизм имеет уже платформенный характер — это мелкие штоки и дайки щелочных и субщелочных пород, по-видимому, нижнедевонского возраста, а также редкие интрузии траппового комплекса.

Область, включающая основную часть Восточного Саяна, большую часть восточных склонов Кузнецкого Алатау, восточную часть Горной Шории, бассейн р. Лебедь и, возможно, Прителецкий Алтай, развивалась существенно иначе и дольше существовала как подвижная зона. Именно ее следует выделять под названием зоны салаприд или ранней стабилизации каледонид. Здесь геосинклиальный режим сохранялся в течение всего верхнего протерозоя, нижнего и начала среднего кембрия. За это время не менее четырех раз проявлялась бурная вулканическая деятельность (два раза в верхнем протерозое и дважды в кембрии) с образованием эффузивных толщ, в большинстве случаев несущих явные черты спилито-кератофировых формаций. При этом, по крайней мере в крупных синклинальных структурах, судя по ряду наблюдений, граница между верхним протерозоем и нижним кембрием проводится условно внутри фацциально-однородной толщи.

Для интрузивного магматизма этой зоны типично прежде всего полное отсутствие или, во всяком случае, незначительное развитие верхнепротерозойских гранитоидов, синхронных гранитоидам соседней Енисейско-Протеросаянской зоны, — факт знаменательный и, вероятно, обусловивший здесь сохранение геосинклинальных условий в нижнем и начале среднего кембрия.

Наиболее ранней является интрузия габброидного состава, известная в Хакасии под названием Буйской интрузии, или правильнее, — Буйского интрузивного комплекса, а на севере Кузнецкого Алатау — под названием интрузии авгитовых диоритов. Этот интрузивный комплекс пространственно, во времени и генетически тесно связан с нижнекембрийскими эффузивами и имеет ясно выраженный гипабиссальный (субвулканический) характер, отличаясь и слабой дифференцированностью. Примечательной особенностью является его золотоносность. Гипербазитовые интрузии в пределах этой зоны отсутствуют совсем.

Более молодая габброидная интрузия, близкая по возрасту эффузивам среднего кембрия, отличается, напротив, сильной дифференцированностью, причем на восточных склонах Кузнецкого Алатау она установлена и описана в двух проявлениях: в виде интрузий габбро-монцонит-спенитового состава (когдахский тип) и интрузий габбро-плагногранитного состава (тейский тип). Вопрос о взаимоотношениях их не решен. Вероятно, эти типы габброидных интрузий, близкие по времени образования, но проявляются в различной тектонической обстановке. Для зоны салаирид более характерен габбро-монцонит-спенитовый тип, достаточно широко развитый и в Кузнецком Алатау, и в Восточном Саяне. Хорошо изученная Когдахская интрузия габбро-монцонит-спенитового состава представляет собой резко расслоенное дискордантное воронкообразное тело, образовавшееся в условиях жесткой рамы, в почти платформенной обстановке, в результате ряда последовательных инъекций дифференцированной на глубине магмы. Она прорывает карбонатный нижний кембрий и габброиды бьюйского типа и сама, в свою очередь, прорвана улень-туимскими гранитами. Габбро-плагногранитные интрузии тейского типа в данной зоне мало распространены, хотя возможно, что они иногда неправильно относятся к более молодой гранитоидной интрузии в качестве наиболее ранней ее фазы. Судя по наблюдениям в районе Тейского месторождения, габбро-плагногранитная интрузия образует пластовое тело в карбонатной толще нижнего кембрия.

Конец среднего или верхний кембрий был эпохой массового развития в пределах зоны собственно салаирид (и только ее!) гранитоидных батолитовых интрузий, занимающих не менее 50 % всей ее площади и известных под названием Тигертышского, Аскызского, Карлыганского, Караташского, Улень-Туимского и т. д. массивов *. Наиболее распространенными типами пород этого комплекса, которые в дальнейшем именуется улень-туимским, являются гранодиориты, граниты, граноспелиты. В эндоконтактах распространены гибридные диориты и более основные породы. Характерна дополнительная инъекция лейкократовых граштов в виде системы пересекающихся жил. С этой интрузией связываются месторождения молибдена, вольфрама, меди. Имеются основания полагать, что именно ею обусловлена консолидация данной зоны, которая с этого времени приобрела черты молодой платформы. Доказательством этого является полное отсутствие отложений верхнего кембрия в пределах всей зоны салаирид. В Тоджинском же районе Тувы, в районе Саралы и в Лебедском грабене известен ордовик, причем во всех случаях он залегает полого и резко несогласно на дислоцированном кембрии и кембрийских гранитах, имея уже платформенный характер. Достоверных проявлений магматической деятельности, которые могли бы быть приурочены к ордовику и силуру, в пределах этой зоны ранней стабилизации каледонид не известно.

К описанной зоне салаирид с запада примыкает неширокая переходная зона, выделяющаяся, впрочем, не достаточно четко. По существу, история ее развития почти повторяет историю развития только что описанной зоны, отличаясь только некоторыми деталями. Эта зона охватывает Мартайгу и западную часть Горной Шории. Близкую, но не тождественную историю имеет северная окраина Западного Саяна. В пределах этой зоны геосинклинальный характер имеют не только отложения всего верхнего протерозоя, нижнего и среднего кембрия, но и изредка встре-

* Нет достаточных оснований относить Тигертышский и Карлыганский массивы к интрузиям юнокаледонского возраста, как это делает Г. В. Пинус [1958].

чающиеся отложения верхнего кембрия и ордовика, причем последние испытали соответственно и геосинклинальную складчатость полного типа. Эта зона, таким образом, существовала как подвижная зона несколько дольше, чем зона салаирид.

Магматизм этой переходной зоны, которую можно было бы назвать Шорско-Мартайгинской, очень похож на магматизм зоны собственно салаирид, хотя и отличается рядом особенностей. В верхнем протерозое и кембрии здесь также известны спилитокератофировые формации, но наиболее молодая эффузивная толща, которую обычно относят к среднему кембрию, образовалась в наземных условиях и принадлежит к типу андезитодацитовых формаций, что говорит о наличии поднятий в это время.

Известны здесь и более древние, нижнекембрийские слабо дифференцированные интрузии буйского типа (интрузия авгитовых диоритов и диабазов), и более молодые (средний кембрий) дифференцированные интрузии, причем среди последних отмечают и габбро-монцонит-сиенитовый и габбро-плагιοгранитовый типы. Возможно, одним из проявлений этого базальтоидного интрузивного магматизма являются интрузии щелочных сиенитов, с которыми генетически связаны железорудные месторождения Кондомского района. В Западном Саяне вероятным их эквивалентом являются габбро-плагιοгранитные интрузии маинского типа.

Главными же индивидуальными особенностями этой переходной зоны являются: 1) широкое развитие гипербазитовых интрузий и в Кузнецком Алатау, и в северной части Западного Саяна, причем они всюду могут быть габброидов буйского типа и древнее габбро-монцонитовых и габбро-плагιοгранитовых интрузий; 2) значительно меньшее развитие, по сравнению с зоной собственно салаирид, гранитоидных батолитовых интрузий, эквивалентных Улень-Туимской интрузии восточных склонов Кузнецкого Алатау, причем в Западном Саяне они вообще отсутствуют, а о степени их распространения в западной части Кузнецкого Алатау судить трудно, так как они там не отделяются от более молодой ордовикской гранитоидной интрузии; 3) по-видимому, самой характерной особенностью этой зоны является наличие достаточно крупных гранитоидных интрузий (в основном гранодиоритового состава), прорывающих фаунистически охарактеризованный ордовик в Горной Шории (Казский и Тельбесский массивы) и в Мартайге (Кожуховский массив), причем галька пород этой интрузии имеется в базальных породах горизонта девона. Не исключена возможность, что гранодиоритовые интрузии Кызыр-Казырского района в Восточном Саяне имеют тот же возраст.

Становлением этих гранитоидных интрузий была уничтожена «подвижность» зоны, и где-то в конце ордовика или силура она также оказалась стабилизированной и перешла к режиму молодой платформы.

Металлогения описанной переходной зоны достаточно характерна. С гипербазитовыми интрузиями связываются слабая асбестоносность, тальковые месторождения, в некоторых случаях отмечаются повышенные концентрации никеля. Габбро-монцонитовый комплекс титаноносен. С габбро-плагιοгранитными интрузиями связывается слабое медное оруденение. Постордовикские гранодиоритовые интрузии, во-первых, золотоносны, преимущественно в тех случаях, когда они пространственно сочетаются с нижнекембрийскими или верхнепротерозойскими спилитокератофировыми формациями, а во-вторых, иногда с ними связываются не особенно крупные контактовые железорудные месторождения (Тельбесская группа и Казское в Горной Шории, Мульгинское (?) в Восточном Саяне).

В области развития описанных структур магматизм проявлялся неоднократно и после превращения их в молодую платформу, но этот нало-

женный магматизм имеет уже совершенно особый характер. Это магматизм молодой платформы, не имеющий никакого отношения к предшествующему магматизму геосинклинальных (подвижных) зон, теперь уже превращенных в складчатые жесткие структуры. При этом проявления девонского эффузивного и интрузивного магматизма явно связаны с образованием крупных разломов и впадин типа межгорных прогибов, и они будут рассмотрены несколько позже.

Еще более внешнее положение по отношению к платформе занимает область собственно каледонид, охватывающая Западный Саян и большую часть Горного Алтая. В пределах этой обширной области складчатый геосинклинальный докембрий, а также нижний и средний кембрий глубоко погружены и только местами выступают в антиклинальных структурах из-под более молодых отложений. По своему составу эти синийско-кембрийские толщи в общем аналогичны одновременным с ними образованиям зоны салаирид. Здесь также развиты мощные песчано-сланцевые, реже карбонатные толщи, с которыми тесно ассоциируют типичная офиолитовая группа формаций в составе спилитокератофировой (эффузивной), а также габброидной, габбро-плагногранитной и гипербазитовой (интрузивных), причем в Горном Алтае в среднем кембрии спилитокератофировая формация местами заменяется наземной андезитодацитовая. Но характерным отличием этой зоны от зоны салаирид является полное отсутствие кембрийских гранитоидных батолитовых интрузий*, чем, очевидно, и обусловлена сравнительно поздняя ее консолидация.

В верхнем кембрии и ордовике здесь образовался прогиб типа мюгеосинклинали [Кэй, 1955], причем в это время в Западном Саяне, Алтае и Салаире накопилась мощная терригенная песчано-сланцевая толща, имеющая флишоподный характер. Слабая эффузивная деятельность в ордовике отмечается только в Северо-Западном Алтае и Салаире.

Гранитоидные интрузии конца ордовика известны, наоборот, только в Западном Саяне, причем здесь они пользуются, по-видимому, достаточно широким распространением; в каледонском Горном Алтае они только предполагаются и ни в одном случае не доказаны, а в Салаире отсутствуют полностью. В соответствии с этим оказывается существенно различной и дальнейшая судьба этих районов.

Так, силур в Западном Саяне имеет сокращенную мощность, залегает в небольших впадинах и собран в пологие складки, а эффузивно-осадочный девон выполняет межгорные прогибы. Следовательно, здесь в связи с заметным проявлением гранитоидного магматизма конца ордовика имела место сравнительно ранняя консолидация Западно-Саянской подвижной зоны. В результате этого в силуре погружения и складчатость оказываются ослабленными, а к нижнему девону вся эта область перешла к режиму молодой платформы с типичным для нее магматизмом, причем в этой окончательной стабилизации Западного Саяна известную роль должны были сыграть и силурийские (предвенлокские) гранитоиды большепорожского комплекса.

В Горном Алтае, видимо, в связи с значительно меньшим развитием верхнеордовикских и нижнесилурийских интрузий, консолидация наступила значительно позднее. Силур здесь имеет значительную мощность и геосинклинальный характер и сохранился в крупных синклинальных структурах. Но здесь геосинклинальный характер имеет и девон, который содержит в своем составе эффузивную толщу, принадлежащую к типу

* Таннуольский комплекс принадлежит к иному формационному типу габбро-плагногранитных интрузий.

спилитокератофировых формаций, причем девон здесь выполняет структуры типа вторичных геосинклиналей (эпизвгеосинклинали) [Кэй, 1955], но не межгорных прогибов, и испытал достаточно напряженную складчатость. В Горном Алтае эффузивная деятельность в девоне сопровождалась образованием небольших интрузий диабазов и щелочных гранитов. Главная же масса батолитовых гранитоидных интрузий Горного Алтая, связанная с крупными разломами вполне консолидированной каледонской структуры, имеет, видимо, позднегерцинский возраст.

Только что отмеченная зависимость дальнейшей судьбы подвижной зоны от степени интенсивности гранитоидного магматизма особенно эффективно видна на Салаире. Здесь нет никаких признаков проявления собственно гранитоидного магматизма ни в кембрии, ни в ордовике, ни в силуре, ни в девоне. Собственно Салаир, претерпев ряд фаз складкообразовательных движений в каледонском цикле, все же продолжает жить как подвижная зопа до среднего девона включительно*. Поэтому отнесение этой структуры к каледонидам [Кузнецов, 1954] не совсем правильно. В. А. Унксов [1958] выделяет ее как область длительного многофазного развития, не включая ни в каледонский, ни в герцинский складчатые пояса.

Рассмотрим более подробно девонский магматизм, проявившийся очень широко и своеобразно в пределах всей Алтае-Саянской области, в частности и в пределах зон байкалид, салаирид и каледонид.

Как уже сказано выше, в Кузнецком Алатау, Восточном и Западном Саянах в разное время (в течение нижнего палеозоя), после внедрения гранитоидных интрузий, и, видимо, в какой-то связи с ним установился режим молодой платформы с характерным магматизмом, не имеющим никакого отношения к магматизму закончивших свое существование подвижных зон. Кстати, он и проявился в зонах с разным временем консолидации почти одновременно (но все же на юго-востоке несколько раньше, чем на севере и западе) и в целом одинаково. В это время в связи с образованием крупных разломов межгорных прогибов имело место массовое развитие наземного вулканизма с образованием базальтовых, алдезитовых и трахитовых лав, местами же фонолитов и щелочных базальтоидов, а также соответственных пирокластов, причем преобладающий состав лав менялся от места к месту. По наблюдениям И. В. Лучицкого, в областях поднятий и вне пределов собственно Минусинских впадин преобладали лавы трахитового (плагиопорфирового) состава, в то время как в прогибах изливались преимущественно основные базальтовые лавы. Высказывалось предположение, что девонские эффузивы ранее сплошным плащом перекрывали весь Кузнецкий Алатау и Восточный Саян. Но этого, по-видимому, никогда не было. Глубокие скважины показали отсутствие эффузивов в центральных частях Минусинских впадин, где они фациально замещаются обломочными породами. Очевидно, девонские вулканы располагались цепочками вдоль крупных разломов, ограничивающих Минусинскую, Рыбинскую и другие впадины, а также разбивающих Восточный Саян и Кузнецкий Алатау на отдельные блоки и ограничивающих с востока Кузбасс.

С этим эффузивным комплексом, представляющим собой продукт дифференциации базальтовой магмы в глубинных очагах, несомненно, тесно генетически связаны интрузии эссекситов, уртитов и своеобразных щелочных пород фойяит-гералитового состава, получивших название бе-

* В. А. Унксов [1958] утверждает, что Салаир только после карбона достиг состояния относительной стабилизации.

решитов и горячитов. Интрузивным эквивалентом ортофиоров и базокварцевых порфиоров девона являются интрузии кварцевых щелочных сиенитов и щелочных грацитов, в которых иногда обособляются небольшие тела нефелиновых сиенитов. Они наиболее широко распространены по окраинам Восточного Саяна, где, по наблюдениям Л. П. Зоненшайна [1956], часто образуют межформационные лакколиты, приуроченные к поверхности несогласия между нижним палеозоем и эффузивами нижнего девона. Но они известны и в Кузнецком Алатау, например, в Мартайге, в Хакасии и т. д. Высказываются предположения, что своеобразные сильно дифференцированные интрузии габброидов патынского типа, известные в Восточном Саяне и Кузнецком Алатау, также связаны с девонским вулканизмом, о чем говорит и обычная повышенная щелочность и щелочное направление дифференциации исходной для этого комплекса базальтовой магмы *. Возможно, что габброальбититовая (габбро-натросиенитовая) интрузия участка Анзасского месторождения в Западном Саяне также имеет девонский возраст, хотя основанная к этому служат только некоторые особенности ее положения в структуре района и известное сходство с девонским габбросиенитовым торгальским комплексом Тувы. Если это так, то девонский магматизм этой области оказался исключительно продуктивным по своей металлоносности. Уртиты и фойяит-тералиты (горячиты) являются прекрасным сырьем для алюминиевой и цементной промышленности, габброидные интрузии патынского типа содержат громадные запасы бедных титановых руд, а с сиенитовыми дифференциатами основной магмы генетически связаны наиболее крупные железорудные месторождения юга Красноярского края. Возраст же этого магматического комплекса укладывается в пределах нижнего девона — эйфеля.

В Западной части Горного Алтая девонский магматизм проявился иначе. Здесь, во впадинах типа вторичных геосинклиналей, начиная с конца нижнего девона, а в основном в эйфеле, также имела место бурная вулканическая деятельность, но изливались в основном кислые липаритовые лавы в подводной обстановке с образованием преимущественно кварцкератофировой формации с малым участием спилитов и диабазов, ассоциирующих с относительно глубоководными серыми и черными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, т. е. вся эффузивно-осадочная толща имеет существенно геосинклинальный характер. Здесь также известны субэффузивные тела щелочных граптофиоров и граптофировых гранитов, тесно ассоциирующих с кварцевыми кератофирами и тождественных с последними по химическому составу. Наиболее поздние продукты девонского вулканизма представлены sillами и дайками диабазов.

Девон Уйменской впадины [Белостоцкий, 1955; Домарев, Высокоостровская, 1959] характеризуется эффузивно-осадочной толщей, имеющей характер как бы промежуточный между крайними типами: Минусинским и Западно-Алтайским, что соответствует и ее географическому положению. Здесь также достаточно широко развиты кислые эффузивы, но эффузивная толща формировалась в наземных условиях и ассоциирует с красноцветами, очень близко отвечая типу порфировых формаций, выделенных А. В. Пейве и В. М. Сишицыным в Центральном Казахстане.

В восточной и северо-восточной частях Алтая довольно часто встречаются и интрузивные образования, несомненно, тесно генетически связанные с эффузивами. Здесь они представлены красными граптофировыми, чаще щелочными граптами, гранит- и кварц-порфирами, которые перед-

* Г. В. Пинус [1958], кажется, преувеличивает распространенность этого габброидного комплекса, включая в него ряд древних кембрийских интрузий.

ко ранее принимался за краевые зоны более молодых поздневарисских грапитов.

Любопытно отметить, что на Алтае с девонским магматическим комплексом так же генетически связано железооруденение, но оно представлено здесь бедными гематитовыми месторождениями эффузивно-осадочного генезиса, которые имеют практический интерес только в случае проявления палеогенного контактового метаморфизма.

По-видимому, с конца среднего девона весь Горный Алтай был консолидирован и перешел к режиму молодой платформы. Однако в конце палеозоя он стал снова ареной энергичной магматической деятельности. Позднегерцинские гранитоидные интрузии в Горном Алтае достаточно широко распространены, причем намечаются более ранние гранодиоритоналитового состава и более поздние интрузии калиевых порфировидных грапитов. Эти интрузии, видимо, являются одновременными с гранитоидами соседних собственно герцинских подвижных зон. Аналогичные гранитоидные интрузии известны и в Салаире.

Зона герцинских складок полукольцом опоясывает область каледонид. Обычно в нее включают Рудно-Алтайскую, Калба-Нарымскую и Колывань-Томскую структурно-фацialsные зоны. В пределах этой молодой складчатой зоны геосинклинальный режим сохранялся до конца нижнего карбона. При этом Рудный Алтай является, по существу, зоной перехода от каледонских структур Горного Алтая к собственно варисским структурам Калба-Нарымской зоны. Он может рассматриваться как часть каледонского пояса, переработанного позднепалеозойскими движениями. Соответственно магматизм Рудного Алтая имеет много общего с магматизмом соседнего Горного Алтая. И здесь в среднем девоне началась интенсивная вулканическая деятельность с образованием залегающей на дислоцированном ордовике главным образом кварц-кератофировой формации с малым участием шпалитов и диабазов, но в отличие от Горного Алтая эта вулканическая деятельность продолжалась и в верхнем девоне. Здесь установлены гранитоидные интрузии среднедевонского возраста [Гаврилова, Чернов, 1957], но главный интрузивный магматизм приурочен к концу палеозоя, когда последовательно образовались сначала мелкие интрузии габбродиабазов, габброноритов и габбро, затем плагиогранитные и гранодиоритовые интрузии змеиногорского комплекса и, наконец, грапиты калбинского типа. Необходимо заметить, что Рудный Алтай и Калба-Нарымская подвижная зона уже с конца нижнего карбона превратились в жесткую складчатую структуру. Интрузии змеиногорского и тем более калбинского комплекса даже здесь оказываются постскладчатыми, связанными с глыбовыми движениями по разломам [Унксов и др., 1958]. На Алтае же эта «постскладчатость» гранитов выражена еще более ясно.

Колывань-Томская зона слабо обнажена, но здесь отмечаются также эффузивная толща среднего девона, интрузия габбро и диоритов, предположительно девонского возраста, а также гранитоидные интрузии, соответствующие змеиногорскому и калбинскому комплексам. Многочисленные дайки диабазов, секущие все породы Колывань-Томской зоны, являются дальним отголоском траппового магматизма Сибирской платформы.

Металлогения, связанная с герцинскими магматическими комплексами, общеизвестная — это полиметаллические месторождения, пегматиты с касситеритом, бериллом, танталитом и литиевыми соединениями, жильные месторождения вольфрамита и молибденита.

Таким образом, к концу палеозоя вся территория Алтае-Саянской области оказалась постепенно стабилизированной и перешла к режиму

молодой платформы, причем этот процесс постепенного окостенения подвижных зон затянулся на весь палеозойский период. Более поздние проявления магматизма в этой области имеют уже чисто платформенный характер.

На территории Сибирской платформы, вероятно, еще в перми началось образование трапповой формации, но максимальная интенсивность проявлений траппового магматизма падает на нижний триас. Излияния и интрузии базальтовой магмы приурочены здесь к зонам максимальных прогибов и крупным разломам, их окаймляющим. Но трапповый магматизм этого времени не ограничен древней платформой. Трапповые интрузии широко развиты в южной части Таймырской складчатой области, они давно известны в Кузбассе, твердо установлены в Минусинской впадине. Почти несомненно, проявлениями того же траппового магматизма являются дайковые диабазы района Томска и Новосибирска и, может быть, даже Рудного Алтая.

Последние проявления магматизма Алтае-Саянской области, обнаруженные только в Восточном Саяне и Туве. — это третичные и четвертичные базальты, сохранившиеся на водоразделах этих горных областей, а также заливающие современные речные долины.

Анализ истории развития магматизма Алтае-Саянской складчатой области дает возможность установить некоторые закономерности, имеющие, вероятно, и общее значение.

1. В истории Алтае-Саянской складчатой области с начала протерозоя до начала мезозоя отчетливо выделяются четыре вспышки эффузивного магматизма, приходящиеся на нижний протерозой, синий — нижний кембрий, девон и триас. При этом эффузивный магматизм проявляется на всей громадной территории складчатой области более или менее одновременно, хотя в отдельных случаях и замечается (девонский магматизм) некоторое отставание начала вулканической деятельности в зонах, все более и более удаленных от платформы.

2. С эффузивными комплексами тесно связаны во времени, пространстве и в большинстве случаев генетически разнообразные интрузивные комплексы, принадлежащие к типам гипербазитовой, габбро-монцитосиенитовой, габбро-плаггиогранитной, субщелочной граносиенитовой и других формаций, имеющих более или менее ясно выраженную субвулканическую природу.

3. Гранитоидные батолитовые интрузии ведут себя совершенно особым образом и прежде всего не связаны с эффузивным магматизмом. Палеозойский и синийский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области, как правило, также совсем не связан с «главной фазой складчатости», как это теперь принимается в большинстве геотектонических схем. За исключением еще очень плохо изученных интрузий ордовика в Западном Саяне, все гранитоидные батолитовые интрузии Алтае-Саянской области являются послескладчатыми и явно связаны с крупными разломами в достаточно жестких структурах. Этот вывод не является новым. М. А. Усов в 30-х годах подчеркивал эту закономерность.

4. Кроме того, появление гранитоидных батолитовых интрузий вообще не приурочено к какому-то определенному этапу в развитии подвижных зон. В одних случаях они образуются очень рано (зона байкалид), в других — очень поздно (зона каледонид и особенно Салаир) и не обнаруживают явной связи с эффузивами в противоположность другим типам интрузивных формаций. В некоторых структурных зонах (Западный Саян) наблюдается неоднократное проявление гранитного магматизма, причем в этом случае ранние граниты большим распространением не пользуются.

Поэтому выделение «средних» этапов развития подвижной зоны по гранитоидным интрузиям, как это часто делается, не выдерживает никакой критики.

5. Одним из результатов истории развития Алтае-Саянской складчатой области является прогрессивное разрастание Сибирской платформы, выражающееся в последовательном причленении к платформе все новых и новых участков подвижных зон при их более или менее полной стабилизации. Последняя почти всегда совпадает по времени с массовым гранитным магматизмом, складкообразование же играет в этом процессе весьма малую роль. Выше была показана явная зависимость между интенсивностью гранитного магматизма в пределах той или иной структуры и степенью ее подвижности, сохраняющейся после образования гранитных батолитов. Если гранитный магматизм был особенно интенсивным, как, например, это имело место в пределах восточного склона Кузнецкого Алатау в среднем или верхнем кембрии, данная структура становится настолько жесткой, что существование ее как подвижной зоны прекращается и она сразу приобретает черты молодой платформы. В случае же отсутствия или слабо проявленного гранитного магматизма подвижная зона, как таковая, может существовать очень долго. Примером может служить Салаир, который существовал как подвижная зона с нижнего кембрия до среднего девона (по В. А. Унксову даже до нижнего карбона), подвергаясь за это время ряду напряженных складчатостей, но испытал гранитный магматизм лишь после нижнего карбона и только тогда был консолидирован.

6. В связи с этим встает вопрос о месте и условиях проявления гранитного магматизма подвижных зон. Кажется, что гранитные батолиты образуются там, где всем ходом геосинклинальной и догеосинклинальной истории была создана особенно мощная спалическая кора и тогда, когда в этой коре могли быть заложены крупные, долго живущие разломы. Например, раннее проявление гранитов в зоне байкалид может быть объяснено тем, что сибирская геосинклиналь здесь развивалась на мощном и жестком нижнепротерозойском фундаменте. Позднее проявление гранитов, по-видимому, характерно для тех геосинклиналей или их частей, которые формировались прямо на океанической коре (т. е. коре с очень тонкой спалической оболочкой).

7. Особенности развития магматизма Алтае-Саянской складчатой области не укладываются в обобщенную схему Ю. А. Билибина [1955] с разделением истории подвижных зон на начальные, ранние, средние, поздние и конечные этапы. Имеющиеся попытки приложения данной схемы к различным частям этой области [Иванова, 1958; Кузнецов, 1957; Пипус, 1958] нельзя признать удачными прежде всего потому, что каждый из этих авторов рассматривает магматизм не всей Алтае-Саянской области, а только отдельных ее участков, на которых развиты по две или три структурные зоны с разной историей; не в пользу этих попыток говорит и то обстоятельство, что схемы этих авторов резко не согласуются друг с другом.

Если рассматривать всю Алтае-Саянскую область в целом, то можно было бы для посленижнепротерозойского магматизма наметить два (с трапповым магматизмом три) тектономагматических цикла. В первом в соответствии со схемой Ю. А. Билибина можно выделить начальный и ранний этапы (в последнем проявляются дифференцированные габбро-монзонит-сциенитовые и габбро-плагногранитные интрузии), а также этап преимущественного развития гранитоидных интрузий (средний кембрий — силур); никаких ясных проявлений поздних и конечных этапов в этом цик-

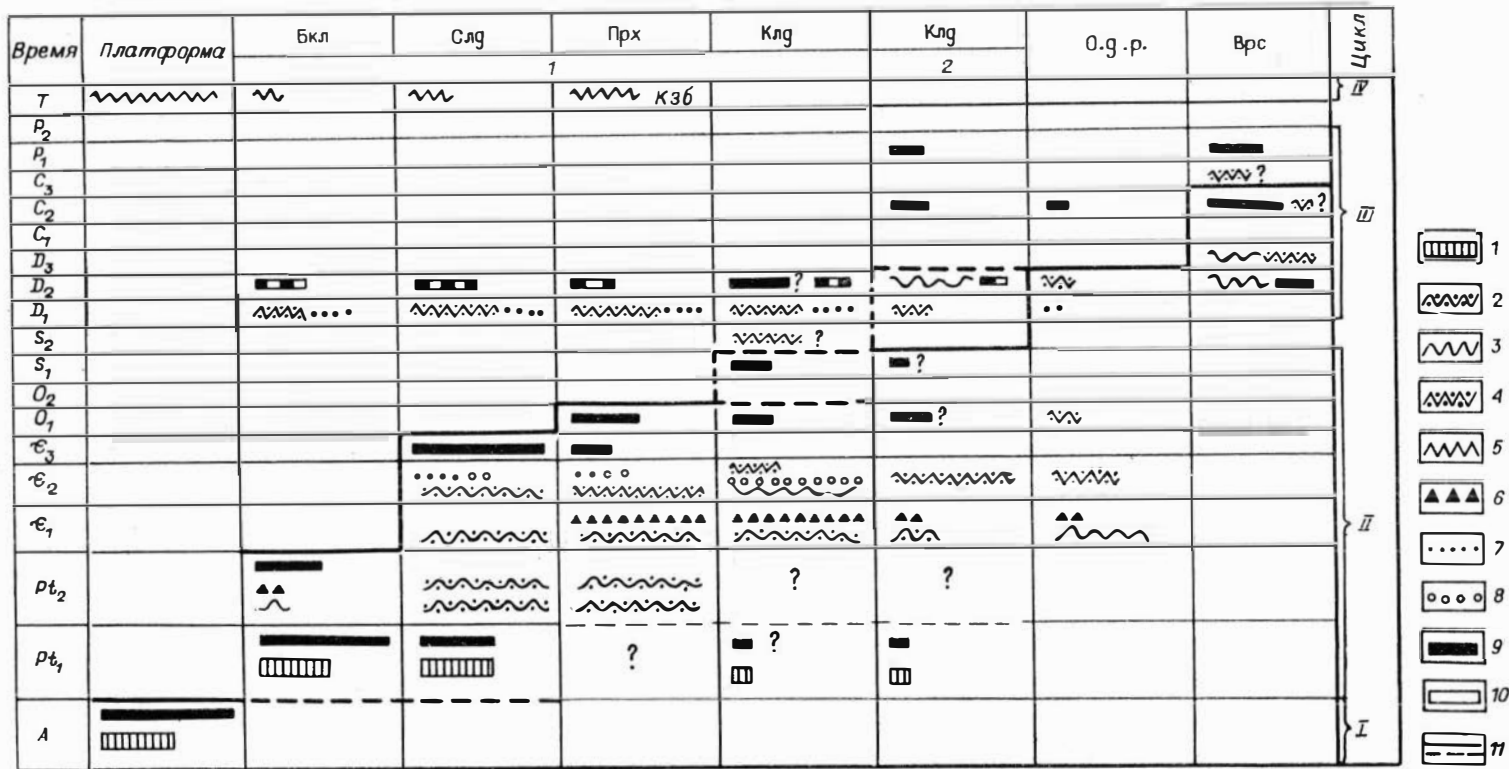


Рис. 18. Схема истории магматизма в главных структурных зонах Алтае-Саянской области.

1 — кристаллические сланцы преимущественно основного и среднего состава; 2, 3 — спилито-кератофировая формация с преобладанием основных (2) и кислых (3) лав; 4 — порфитовая и порфирит-ортофировая формации (андезито-дацитовая и базальт-трахитовая); 5 — трапповая формация; 6 — гипербазитовая формация; 7 — габбро-монзонит-сиенитовый тип габброидных интрузий; 8 — габбро-плагиогранитный формационный тип; 9 — батолитовые гранитоидные интрузии; 10 — интрузии щелочных гранитов и сиенитов; 11 — время полной консолидации подвижной зоны и переход ее к платформенному режиму.

Бкл — байкалиды, Слг — салаириды, Прх — переходные зоны, Кзб, Клд (1) — Кузнецкий бассейн, Клд (2) — каледониды, О. д. р. — области длительного многофазного развития (Салаир), Врс — варисциды.

Цифрами обозначены: 1 — структуры с наложенными прогибами, 2 — каледониды с наложенными варисскими вторичными геосинклиналями (Горный Алтай). I—IV — магматические циклы. Субвулканические интрузии, синхронные эффузивам, на схеме, как правило, не отражаются.

ле чет. Кроме того, в эту схему не укладываются зона байкалид и Салаир.

Можно, конечно, к проявлениям поздних и конечных этапов отнести магматизм герцинского цикла, как это в свое время делал Ю. А. Билибин, но это было правильным только для той части Алтае-Саянской складчатой области, где в девоне оформились межгорные прогибы, но совершенно неверно для Горного Алтая и зоны герцинид, где эффузивный магматизм имеет ясно выраженный геосинклинальный характер и где в конце герцинского цикла имел место достаточно напряженный гранитный магматизм.

Если же герцинский цикл считать самостоятельным, как это делает В. А. Кузнецов, то нужно иметь в виду прежде всего, что он совершенно не равноценен с сирийско-нижнепалеозойским. В частности, в нем полностью отсутствуют образования первичных геосинклиналей с характерным эффузивным и интрузивным магматизмом, заменяющиеся в одних зонах комплексами межгорных прогибов, а в других — вторичных геосинклиналей, а более поздний гранитоидный магматизм сосредоточен только в некоторых зонах. К тому же и в этом цикле нельзя выделить никаких поздних и конечных этапов, так как трапповый магматизм начала мезозоя имеет чисто платформенный характер и на территории Алтае-Саянской складчатой области очень мало развит.

Методически более правильным был бы анализ истории магматизма в пределах отдельных структурно-фациальных зон (рис. 18). Все разнообразие проявлений магматизма в таких зонах, несомненно, можно будет впоследствии свести к сравнительно небольшому количеству типовых сочетаний магматических формаций, характерных для однотипных структур. Интересная попытка в этом направлении была сделана Л. И. Салопом [1958], который установил, что в нижнепротерозойских геосинклиналях Байкальской горной области, Карелии, Кольского полуострова отчетливо выделяются два типа структурно-фациальных зон. Для внешних зон, располагающихся около платформы, характерно накопление мощных терригенных толщ, отсутствие эффузивов и последующее образование крупных интрузий калиевых гранитов. Для внутренних зон, отвечающих центральной частью геосинклинали, свойственны интенсивная вулканическая деятельность, протекающая в подводных условиях, и последующее внедрение офиолитов, а затем плагногранитов, причем калиевые граниты в них отсутствуют. Очевидно, эти два типа структурно-фациальных зон с таким различным магматизмом не являются единственными.

О ГЛАВНЫХ ФОРМАХ ПРОЯВЛЕНИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА И МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ТЕЛ *

В любом природном процессе, совершающемся в меняющейся термодинамической обстановке, можно различить его прогрессивную и регрессивную стадии. Петрология до сих пор преимущественно занимается изучением регрессивной стадии эволюции магмы. И это совершенно естественно, ибо именно на регрессивной стадии ее эволюции образуются магматические горные породы и все продукты метасоматоза магматической и постмагматической стадий. Регрессивные стадии магматического и метасоматического процесса изучаются относительно легко, и к настоя-

* Геология и геофизика. — 1966. — № 6. — С. 3—15.

щему времени они достаточно хорошо известны. Но в истории развития любого магматического тела регрессивной стадии его жизни обязательно предшествует стадия прогрессивная, слагающаяся из процессов магмо- и плутонообразования, которые могут быть совмещены или разобщены в пространстве и времени. Эти процессы практически всегда сопровождаются прогрессивным метаморфизмом, который может или предшествовать образованию магматических масс, или быть следствием их внедрения.

Исследование прогрессивной стадии магматического процесса — задача необычайно трудная в силу того, что в обстановке повышающихся температур и быстро возрастающих скоростей химических реакций и фазовых превращений редко создаются условия для консервирования каких-либо реликтов первичных или промежуточных состояний вещества, испытывающего прогрессивный метаморфизм или преобразующегося в магмы. Естественно поэтому, что в этой области знания до сих пор создано больше гипотез, чем накоплено точных знаний. И тем не менее проблема познания процессов магмо- и плутонообразования настолько важна, что ее можно считать одной из важнейших проблем современной геологии.

Проблема образования гранитной магмы обсуждалась многими, но преимущественно в самой общей форме. Создана рабочая гипотеза, которая допускает возможность образования гранитной или гранитоидной магмы не только в недоступных исследователю «глубинных» очагах, но и в пределах верхней части коры. Принципиально новое слово в этой проблеме, конечно, принадлежит термодинамическим расчетам и эксперименту, без которых невозможно преобразование рабочей гипотезы в теорию магмообразования. Но это дело будущего, хотя и, надо надеяться, недалекого.

Механизм образования гранитоидных плутонов, казалось бы, должен быть значительно более ясным, поскольку мы при полевых исследованиях в достаточно обнаженных районах можем обычными методами полевой геологии восстановить их форму, соотношения с вмещающими породами, внутреннюю тектонику и т. д. Однако если в случае малых интрузивных тел, образующих дайки и пластовые интрузии, центральные интрузии и мелкие диапиры и т. д., дело обстоит относительно просто, то при изучении крупных гранитоидных плутонов внимательный исследователь всегда сталкивается с громадными трудностями при расшифровке механизма их образования, причем наиболее трудной всегда оказывается «проблема пространства» — решение вопроса о том, что стало с теми массами более древних пород, место которых сейчас занимает гранитоидный плутон. Трудности решения проблемы пространства особенно усугубляются для тех гранитоидных плутонов, горизонтальные размеры которых соизмеримы с мощностью коры и для которых отсутствуют четкие геологические доказательства их горизонтального залегания и пластообразной формы.

Вопросам механизма образования гранитоидных тел посвящена громадная литература, но ясности в этом вопросе по-прежнему нет, может быть, потому, что высказываются самые противоположные точки зрения, к тому же каждая из них претендует на универсальность.

1. Наиболее распространенным является представление о том, что все интрузивные тела, в том числе и все гранитоидные, являются продуктами внедрения магмы, происходящей из «глубинных очагов», природа которых обычно не обсуждается, так же как и механизм перемещения и завоевания ею пространства, ныне занятого гранитоидным телом. Достаточным доказательством внедрения магмы обычно признается наличие текущих контактов.

2. Полной противоположностью является гипотеза о метаморфогенном, в частности метасоматическом, происхождении гранитоидных тел.

В этой гипотезе проблема пространства снимается, но остается необъяснимой обычной для многих гранитоидных плутонов выдержанность состава и структур полиминеральных пород в пределах громадных объемов.

3. В последнее время все большую популярность завоевывает гипотеза о ведущей роли процессов магматического замещения, согласно которой гранитоидные тела образуются не внедрением готовой магмы, а в результате последовательного продвижения фронта магмообразования [Коржинский, 1952]. В этой гипотезе снимается проблема пространства и становится понятным единообразие состава гранитных и граптоидитовых плутонов, но вместе с тем остается невыясненным происхождение теплового потока и тех «сквозьмагматических» растворов, без которых, по-видимому, не может быть осуществлено плавление силикатных пород, по крайней мере, в обстановке относительно небольших глубин.

Нам кажется, что, учитывая чрезвычайное разнообразие тектонических и термодинамических обстановок, которые могут быть реализованы в толще земной коры на разных глубинах и разных стадиях ее развития, правильнее было бы считать перечисленные выше гипотезы образования гранитоидных тел не исключающими, а дополняющими друг друга, причем все названные механизмы могут быть реализованы в подходящих условиях. Вместе с тем образование любого гранитоидного тела при любом механизме, будь то внедрение готовой магмы, магмообразование (плавление) на месте или даже метаморфический или метасоматический процесс, обязательно сопровождается перемещением значительных количеств материала готовой магмы (при внедрениях и излияниях) или растворов (играющих роль теплоносителей, плавиль и переносчиков вещества) при магматическом замещении, метаморфизме и метасоматозе.

Поэтому очень важным является исследование вопроса о тех путях, по которым перемещаются готовые магмы или же растворы, участвующие в процессе магмообразования (сквозьмагматические, по Д. С. Коржинскому, или, может быть, в нашем случае «магмообразующие» растворы), а также в процессах метасоматической гранитизации или перекристаллизации. Одновременно необходимо рассмотреть и вопрос о возможных механизмах переноса вещества при этих процессах.

Теоретически возможны три крайних случая различных форм миграции вещества при образовании магматических тел.

1. Диффузия ионов в неподвижной жидкости или в твердой фазе. В этом случае переносятся наиболее подвижные компоненты на сравнительно небольшие расстояния. Она осуществляется в значительных масштабах и в более или менее чистом виде при высокотемпературном региональном метаморфизме в таких обстановках, где нет открытых трещин и невозможна инфильтрация растворов и тем более свободное течение магмы. Среда, в которой проявляется метаморфизм, реагирует на тектонические движения пластическими деформациями. Основной результат — метаморфическая дифференциация и образование некоторых типов мигматитов и анатектитов.

2. Инфильтрация растворов местного или глубинного происхождения с привнесением и выносом вещества на большие расстояния. Набор транспортируемых веществ более разнообразен, чем в предыдущем случае. Обязательное условие для реализации инфильтрационного переноса — повышенная проницаемость среды, обусловленная наличием трещин и систем капилляров, т. е. этот механизм переноса в широком масштабе осуществляется в зонах повышенной трещиноватости, особенно в зонах глубинных разломов, испытывающих сильные сжатия и быстрые деформации, где вместе с тем невозможны растягивающие усилия и образование

открытых трещин, по которым могли бы перемещаться силикатные расплавы. Инфильтрационный перенос растворенных веществ играет ведущую роль в цепи событий: метасоматоз магматической стадии → метасоматическая гранитизация со всеми сопутствующими явлениями → плавление подготовленного гранитизацией субстрата. Общий результат — процессы магматического замещения и постепенное продвижение фронта магомобразования.

3. Движение готовых магматических масс по открытым или открывающимся каналам, ведущее к образованию всех собственно интрузивных магматических тел. Разнообразие их форм определяется, с одной стороны, свойствами магмы, с другой — тектоникой и кинематикой вмещающих толщ. Возможными «движущими силами» интрузивного процесса могут быть: гравитационное поднятие (всплывание) относительно легкой магмы, магматическое гидростатическое давление и, наконец, газообразование — «кипение» магмы при ее кристаллизации и поднятии к поверхности Земли [Полканов, 1946а, б].

Понятно, что природный процесс формирования гранитоидных тел может усложняться сочетанием разных форм миграции вещества, постмагматическими процессами, из которых особенно большое значение для гранитоидных интрузий имеют процессы постмагматического щелочного метасоматоза, а также частичная или полная перекристаллизация гранитоидных пород — явление редко учитываемое, но, несомненно, очень широко распространенное [Заварицкий, 1950б; Менерт, 1963].

В свете изложенных выше представлений могут быть выделены следующие главные типы форм проявления магматических тел гранитоидного состава, каждый из которых характеризуется и особым типом механизма образования.

Чарнокитовые мигматиты и анатектиты

Они специфичны для древнего докембрия всех щитов, всегда ассоциируют с толщами кристаллических сланцев гранулитовой фации и образуют среди последних прослои, линзы, бескорневые неправильные тела, но с ксенолитами и реликтами наиболее тугоплавких пород метаморфической серии. Изредка наблюдаются секущие тела, но и в этом случае отсутствуют какие-либо признаки контактового метаморфизма. Все чарнокитовые мигматиты и анатектиты характеризуются в общем теми же минеральными ассоциациями, что и вмещающие их метаморфические толщи, отличаясь только повышенным содержанием щелочных полевых шпатов и повышенной железистостью гиперстена, а также более крупнозернистостью структурами. Метаморфизм толщ, вмещающих чарнокитовые мигматиты и анатектиты, своеобразен в том отношении, что он проявлялся совершенно равномерно на громадных площадях.

Вопрос об условиях образования чарнокитовых мигматитов и анатектитов обсуждался многими исследователями. С точки зрения автора [Кузнецов, 1941а, 1964], образование мигматитов и анатектитов чарнокитового состава связано в основном с перераспределением вещества внутри метаморфизующейся толщи и выплавлением небольших порций эвтектических расплавов. Строение толщ кристаллических сланцев фации гиперстеновых гнейсов говорит о том, что они во время метаморфизма были приведены в весьма пластичное почти текучее состояние. Поэтому проницаемость этих толщ была невысокой и глубинные сквозьмагматические растворы не могли играть сколько-нибудь заметной роли в образовании мигматитов и анатектитов.

Таким образом, с толщами кристаллических сланцев гранулитовой фации, видимо, вполне закономерно связан как бы «зародышевый» и сильно рассеянный гранитоидный магматизм, являющийся одним из проявлений регионального метаморфизма (ультраметаморфизма) и продуктом более или менее чистого плавления в обстановке очень высоких температур и без заметного привноса даже наиболее подвижных компонентов извне. Некоторые исследователи [Менерт, 1963] полагают, что кристаллические сланцы гранулитовой фации (кинцитиновые гнейсы) являются как бы остатками — выжимками вещества сиалической коры после выплавления из них и удаления в более высокие структурные этажи гранитных эвтектических расплавов. Однако специфическая геологическая позиция и возраст кристаллических сланцев гранулитовой фации противоречат эпохе массового проявления процессов гранулитизации и чарнокитизации, поразивших на заре геологической истории значительные участки земной коры. Результат этого процесса, потребовавшего для своего осуществления затраты громадного количества тепловой энергии, — общее окостенение значительных блоков и образование первых ядер древних платформ, причем не исключена возможность образования и гранулитовой «пап-платформы» [Пейве, Синцын, 1950]. И уже значительно позже в пределах таких ядер появляется возможность возникновения крупных разломов и зон смятия, в которых проявляются повторный метаморфизм в обстановке, главным образом, амфиболитовой фации, а также рассмотренные ниже иные типы мигматитов и анатектитов и даже крупные тела батолитовых гранитов.

Нормальные мигматиты и анатектиты (амфиболитовой фации)

Распространены они шире, ярче выражены и лучше изучены по сравнению с чарнокитовыми, почему они и названы здесь, конечно условно, нормальными. Существенно иной является и их тектоническая позиция. Кристаллические сланцы амфиболитовой фации, с которыми ассоциируют нормальные мигматиты и анатектиты, во многих случаях, если не всегда, образуются в динамической обстановке непрекращающихся дифференциальных движений всей массы метаморфизующихся пород, о чем свидетельствуют прекрасно выраженная кристаллизационная сланцеватость с крутым или вертикальным падением, напряженная складчатость, структуры будинажа, залеченные или полузалеченные перекристаллизацией структуры развальцевания и окатывания порфиробластов и т. д. Наблюдения автора в Енисейском крае, Г. М. Друговой и А. Н. Неелова [1960] в Становике показывают, что распространение толщ кристаллических сланцев амфиболитовой фации имеет в общем линейный характер и явно связывается с возникновением подвижной зоны или глубинного разлома, в пределах которого претерпели, между прочим, глубокую диафорическую переработку также и значительные объемы образованных ранее метаморфических пород гранулитовой фации.

Мигматиты и анатектиты в данном случае всегда развиваются на фоне интенсивного и глубокого метаморфизма, приводящего к образованию кристаллических сланцев амфиболитовой фации. Процессы перекристаллизации в такой обстановке часто сопровождаются метаморфической дифференциацией с обособлением кварцево-полевошпатовых линз и прослоев, которые при прогрессивном повышении температуры в области метаморфизма могут оказаться расплавленными. Процесс этот, естественно, будет идти значительно легче в том случае, если процессы перекристаллизации сопровождаются инфильтрационным метасоматозом, роль кото-

рого значительно усиливается относительно высокой проницаемостью зон глубинных разломов. В этих условиях растворы местного или глубинного происхождения способны перемещаться на большие расстояния и концентрироваться в некоторых узлах, что может привести к созданию значительных масс в различной степени гранитизированных пород, слоистых мигматитов, анатектитов и настоящих «магматических» гранитов, т. е. метаморфизм в таких условиях может перерасти в магмообразование.

Таким образом, «пормальные» мигматиты и анатектиты образуются в конечном счете в результате тех же процессов, что и рассмотренные ниже автохтонные гранитоидные батолиты. Главные отличия мигматитовых полей в толщах кристаллических сланцев амфиболитовой фации от автохтонных батолитов, заключающиеся прежде всего в крайне рассеянном характере мелких магматических тел, вероятно, объясняются тем, что в данном случае мигматизация и образование гранитных выделок идет в условиях высоких температур и преимущественно больших глубин, когда в результате уже чисто метаморфического процесса возникают минеральные ассоциации, близкие к составу гранитоидов. Поэтому процессы щелочного метасоматоза и магматического замещения начинаются уже при очень незначительном притоке сквозьмагматических растворов и вместе с тем проявляются в очень больших объемах. В результате такой рассеянности процесса, естественно, главными его продуктами и оказываются мигматиты — породы смешанные, состоящие из магматического материала и остаточного — метаморфического субстрата. В том же случае, если действие глубинных растворов и теплового потока будет сосредоточенным, следует ожидать сплошное плавление и образование автохтонных гранитоидных тел батолитового состава, размещенных в толщах мигматитов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации.

Автохтонные гранитоидные батолиты

Размещаются они частью в зонах регионального метаморфизма, но главным образом в складчатых структурах, сложенных осадочными и эффузивно-осадочными толщами. Здесь они приурочены к ядрам крупных антиклинальных структур или образуют поперечные или косые по отношению к складчатым структурам тела и цепочки тел. Видимая связь с глубинными разломами отсутствует, но о ней можно догадываться по пространственной ориентировке батолитовых тел. Можно предполагать, что особенно благоприятная обстановка для образования гранитоидных батолитов именно и осуществляется в тех случаях, когда глубинные разломы, зародившись на большой глубине, затухают в осадочных толщах более высокого структурного уровня, т. е. в тех случаях, когда резко изменяется в вертикальном направлении характер проницаемости среды для глубинных растворов и магм и вместе с тем сближаются геозотермы в зоне глубинного разлома при приближении к дневной поверхности. «Интрузивный» процесс при образовании автохтонных батолитов выражается в продвижении вверх и отчасти в стороны фронта магмообразования, в котором в общем случае можно различить: 1) передовой фронт перекристаллизации и образования контактовых роговиков и магнезиальных скарнов, являющихся продуктами совместного действия прогрева и пропитывания растворами вмещающих осадочных и других пород; 2) несколько отстающий фронт щелочно-кремниевых метасоматоза, в результате которого контактовые роговики, а также другие продукты передового фронта постепенно приближаются по своему составу к гранитам

или гранодиоритам; 3) фронт магмообразования, на котором достигается только частичное плавление; 4) фронт полного плавления и гомогенизации магмы.

Состав и строение автохтонных гранитоидных батолитов может изменяться в зависимости от состава замещенных толщ, причем в песчано-глинистых толщах нормально образуются гранитные тела, в граувакковых — гранодиоритовые, в эффузивно-карбонатных — батолитовые комплексы пестрого состава с широким развитием диоритов, гранодиоритов и сениитов. Дальнейшее усложнение состава эндоконтактных зон обусловлено различным действием активных сквозьмагматических растворов, которые в типичном случае являются инфильтрационными, и в этом случае идет проплавление — собственно магмообразование, но иногда, особенно на контакте с карбонатными породами, преобладают диффузионные процессы, выражающиеся явлениями ассимиляции.

Появление в результате магматического замещения больших объемов гомогенной или гетерогенной магмы, основным свойством которой является текучесть, предопределяет большую возможность перемещения ее в пространстве с образованием уже собственно интродуцированных тел, причем механизм и масштабы этого перемещения могут быть очень различными. Если рассуждать теоретически, перемещения магмы на небольшие расстояния должны осуществляться легче и чаще, чем на большие. Поэтому не приходится удивляться, что строение даже самых типичных автохтонных батолитов практически всегда осложняется наличием перемещенных на небольшое расстояние, т. е. уже интродуцированных тел, преимущественно штоко- или жилиобразной формы и аляскитового, гранитоидного и даже гранодиоритового состава. Кстати, отсюда следует, что наличие так называемых секущих контактов совсем не является доказательством того, что магма, образовавшая секущее тело, обязательно пришла из неведомых глубинных очагов. Она могла родиться рядом, в пределах того же батолита и переместиться на совсем незначительное расстояние.

Проблема пространства для автохтонных батолитов снимается самим механизмом их образования, но вместе с тем возникает не менее крупная проблема происхождения и природы магмообразующих или сквозьмагматических растворов, без которых не может идти процесс магматического замещения. В последнее время появилось много возражений против самой идеи сквозьмагматических растворов и возможности их глубинного происхождения [Петров, 1964; Судовиков, 1964; и др.]. Объем статьи не позволяет рассмотреть этот вопрос подробно. Но один пример, доказывающий глубинное «мантийное» происхождение сквозьмагматических растворов, стоит привести.

В южной части Енисейского кряжа толща кристаллических сланцев гранулитовой фации, не содержащая водных минералов и полностью «высушенная» во время регионального метаморфизма, пронизана рядом более поздних автохтонных гранитных батолитов и мигматизирована вдоль зоны смятия. Во всех этих случаях проявления гранитоидного магматизма сопровождаются новым метаморфизмом, в результате которого ранние минеральные ассоциации гранулитовой фации сменяются ассоциациями амфиболитовой (идет биотитизация альмандин-пиропового граната и амфиболитизация пироксена), т. е. привнос воды и щелочей при этом повторном метаморфизме налицо [Кузнецов, 1941а]. Где же искать источник этих щелочных растворов? Кристаллические сланцы гранулитовой фации не могут быть таким источником, так как воды в них практически нет, а щелочами они относительно бедны. Под толщей кристаллических сланцев нет никаких нормально-осадочных пород, которые могли бы дать та-

кие растворы. Следовательно, единственным источником этих растворов может быть только мантия, причем, судя по распределению зон проявления наложенного метаморфизма амфиболитовой фации, путями проникновения этих глубинных щелочных и щелочно-кремниевых растворов, вызывающих наложенный метаморфизм, гранитизацию и т. д., являются достаточно ярко выраженные здесь глубинные разломы.

Такие же соотношения между кристаллическими сланцами гранулитовой фации и зонами повторного метаморфизма амфиболитовой фации описаны также на Анабаре [Кузнецов, 1941а] и на южном обрамлении Алданского щита [Другова, Неелов, 1960]. Можно предположить, что они являются общей закономерностью для всех щитов.

Аллохтонные батолиты и другие интродуцированные тела

Естественно, что гранитоидные магмы, зарождающиеся в зонах мигматизации или при образовании автохтонных батолитов, в благоприятных условиях могут быть сорваны с места своего рождения и перемещены на то или иное расстояние с образованием уже в другом месте, в иной термодинамической обстановке гранитоидных тел совершенно иной природы, явно интродуцированных. Тектоническая обстановка и механизм образования аллохтонных интрузивных тел могут быть различными, так же как многообразны и формы их залегания. Но для всех случаев обязательным условием является возможность перемещения жидких магматических масс по открытым или приоткрываемым во время интрузии каналам. Естественно, что при анализе механизма образования любого аллохтонного плутона проблема пространства встает во весь рост и решение ее во всех случаях должно быть обязательным.

Теоретически мыслимы и наблюдаются в природе следующие основные генетические типы аллохтонных плутонов гранитоидного состава.

1. **Куполовидные интрузивы или диапирплутоны**, образующиеся в результате гравитационного всплывания или гидростатического давления относительно легкой гранитной магмы в среде пород, достаточно пластичных для того, чтобы они, раздвинувшись во все стороны и главным образом вверх, могли уступить свое место интрузивному телу. Признаки диапирного происхождения, определяемые самим механизмом образования: приуроченность к антиклинальным структурам, следы перестройки структуры вмещающих толщ вблизи контактов с интрузивом, конформность внутренней тектоники. В диапир-плутонах часто наблюдаются процессы магматического замещения, что дает основания думать о том, что в качестве своего корня они могут иметь автохтонный батолит, с которым они при своем формировании имели непосредственную связь. Вряд ли диапирный механизм способен переместить магматические массы на особенно большие расстояния. Обычные для диапир-плутонов проявления внутренней тектоники в виде следов течения говорят только о пластической деформации горячего, но полностью или почти полностью раскристаллизованного гранита, и по ним можно судить только о механизме самых последних стадий образования плутона. Л. В. Махлаевым [1965] описан случай внедрения куполовидного тела гранита в горячем, но твердом состоянии. Диапиры малых глубин нередко сопровождаются радиальными дайками того же состава, что и породы, слагающие диапир.

2. **Батолиты и другие тела, образованные обрушением кровли.** Громадное большинство крупных гранитоидных плутонов находится в таких взаимоотношениях с вмещающими по-

родами, которые не позволяют интерпретировать их как диапиры. Они резко дискордантны по отношению к последним и ведут себя не как тела внедренные, а как тела, как бы заместившие те или иные участки складчатой структуры, иногда очень крупные. Интерпретация механизма образования таких плутонов всегда представляет большие трудности. Обычно механизм образования таких плутонов объясняется обрушением кровли или новой модификацией гипотезы Р. Дэли [1936] — гипотезой оседания тектонически выкренных крупных блоков, которые как бы меняются местами с гранитной магмой, приходящей из «глубинных» магматических очагов. Однако до сих пор ни в природе, ни в литературе не встречалось сколько-нибудь убедительных доказательств реальности этого механизма. Подобные выводы всегда основываются на самых общих соображениях, и весь этот механизм производит впечатление старого «*deus ex machina*», проявляющегося в нужный момент и творящего то, что нужно автору. Недаром даже А. Баддингтон, оценивая эту гипотезу, принужден был сказать: «Однако и по прошествии полувека (применения этой гипотезы в Америке.— Ю. К.) гипотеза обрушения нуждается еще в подтверждении, в связи с тем, что мы не располагаем необходимыми доказательствами погружения блоков вмещающих пород в плутонах глубоких уровней» [Баддингтон, 1963.— С. 89]. Нам кажется, что механизм оседания блоков может быть реализован только в обстановке небольших глубин и при образовании относительно небольших «кальдерных» интрузивов, но совершенно неприменим для плутонов батолитового типа, поперечные размеры которых нередко соизмеримы с мощностью осадочно-гранитной коры в складчатой области, а часто и значительно превышают ее. Для интерпретации их лучше всего подходит гипотеза магматического замещения, и они, скорее всего, являются вообще не аллохтонными, а автохтонными образованиями. Но это одни предположения, и мы не выйдем при решении этого вопроса из области догадок до тех пор, пока не будут поставлены в достаточном масштабе специальные исследования гранитоидных плутонов, направленные на решение вопроса о механизме их образования, и найдены новые критерии происхождения гранитов и гранитных тел.

3. Трещинные и пластовые гранитоидные плутоны (плутоны отслоения). Те и другие характерны для малых, отчасти средних глубин и, естественно, образуются среди вмещающих пород, реагирующих на тектонические движения хрупкими деформациями. Главной движущей силой интрузивного процесса является давление магмы, источники которого могут быть различны. Трещинные интрузии устанавливаются относительно легко по характерному положению в структуре района. Для образования пологих или горизонтальных пластовых гранитоидных тел обязательным условием является наличие таких структур вмещающего комплекса, которые позволили бы магме проникнуть в горизонтальном направлении или вообще в стороны от подводящего канала на более или менее значительные расстояния, раздвинув вмещающие слои или приподняв кровлю. Очевидно, наиболее благоприятная обстановка для этого создается в зоне пологих надвигов или поверхности несогласия полого (или горизонтально) залегающей трансгрессивной толщи. Сложность условий, при которых может осуществиться образование пластовых гранитоидных тел, залегающих внутри складчатых геосинклинальных толщ, заставляет думать, что они должны быть редкими. Однако за последние годы появляются многочисленные описания пластовых гранитоидных тел, в которых заключение о форме делается только на основании данных геофизики. Такие заключения должны быть обязательно проверены геологическими методами или глубоким бурением.

Пластовые гранитоидные плутоны образованы магмой, пришедшей издалека и утратившей или сильно ослабившей связи с зонами глубинного магмообразования. Такая магма не может обладать большой химической активностью, поэтому все контактово-реакционные процессы должны быть ослаблены, и в интрузивах такого типа мы не можем ожидать значительных масштабов проявления магматического замещения и, в частности, ассимиляции. В случае трещинных интрузий, связанных с глубинными очагами более тесно, эти процессы могут быть проявлены так же ярко, как и в диапировых плутонах, и формы тел трещинных интрузий могут быть значительно модифицированы процессами магматического замещения.

4. Кольцевые интрузивные комплексы всегда являются приповерхностными образованиями, причем во многих случаях это корпьевые части глубоко размытых вулканических аппаратов. Большинство кольцевых комплексов характеризуется своей многофазностью и ассоциацией с эффузивами. Сравнительно редко они чисто гранитные. Обычно гранитоидные породы являются только одними из компонентов сложного многофазного комплекса и тогда слагают наиболее поздние центральные штоки. Общий характер механизма образования подобных субвулканических комплексов достаточно ясен — в этом процессе большую роль играют кальдерные опускания блоков по кольцевым разломам, которые и являются магмоподводящими каналами. Проблема пространства в этом случае решается легко.

О механизме образования некоторых гранитоидных плутонов сложного строения

В литературе есть много описаний гранитных плутонов, обладающих зональным концентрическим строением с резкими границами между зонами, отличающимися по структурам, но не по составу; в некоторых случаях описываются плутоны, сложенные крупнозернистым гранитом, в которых картируются многочисленные пластовые, дайко- и штокообразные тела мелкозернистого гранита; наконец, сложные плутоны, в которых крупные штокообразные тела молодых гранитов оказываются размещенными внутри более древних гранитов, причем разрыв в возрасте тех и других может измеряться сотнями миллионов лет. В громадном большинстве случаев такие взаимоотношения между гранитами разных фаз формирования единого комплекса и тем более гранитами разновозрастных интрузивных комплексов, совмещенных в одном плутоне, объясняются многократными внедрениями глубинной гранитной магмы. Вместе с тем всякий исследователь, не «запрограммированный» заранее на чисто интрузивный механизм, наблюдая такие структурные отношения между гранитами разных фаз и комплексов, обязательно задумается над вопросами: почему молодые граниты предпочитают размещаться внутри тел более древних гранитов, а не во вмещающих последние осадочных толщах и куда девался при «интрузии» молодых гранитов материал нередко крупных блоков древних гранитов, на месте которых ныне залегают молодые? Поэтому естественными и заслуживающими всяческого внимания являются попытки интерпретации подобных отношений между гранитами разных фаз и комплексов с других позиций.

Напомню прежде всего работы А. Н. Заварицкого [1947] и В. Д. Никитина [1949], в которых приведены убедительные соображения о ведущей роли процессов собирательной перекристаллизации и постмагматического метасоматоза при образовании порфировидных гранитов и пегматитов.

В. С. Дмитриевский [1952], развивая эти представления, пришел к выводу, что мелкозернистые граниты, залегающие в виде пласто-, дайкообразных и трубчатых тел в верхнепалеозойских крупнозернистых гранитах Центрального Казахстана, совсем не являются продуктом особой фазы внедрения гранитной магмы, а возникают в результате перекристаллизации крупнозернистых гранитов. С вероятностью широкого распространения явлений перекристаллизации гранитов с образованием псевдоинтрузивных тел считаться необходимо.

Другая интерпретация механизма образования многофазного гранитного плутона с концентрически зональным строением предложена В. В. Потапьевым [1965]. Изученный им Колыванский гранитный массив образовался в результате пульсационной кристаллизации при охлаждении и периодической дегазации гранитной магмы. Выделены четыре концентрические зоны, соответствующие фазам формирования массива. Интересно и важно, что каждая фаза нашла себе выражение не только в образовании того или иного объема пород собственно гранитной фации, но также и мелкозернистых, и порфировых пород краевой фации и тесно связанной с последней фации апофиз и даек. Но эти мелкозернистые и порфировые породы не являются результатом закалки, а возникают в результате внезапной дегазации при появлении трещин в породах эндоконтакта и в застывшей ранее гранитной корке ранних фаз формирования плутона. Следовательно, в интерпретации В. В. Потапьева даже секущие контакты, сопровождающиеся мелкозернистыми краевыми фациями, которые всегда являлись «бесспорным» доказательством интрузии горячей магмы в холодные породы, могут возникнуть при пульсационной кристаллизации одного и того же объема магмы, причем фазы формирования плутона в данном случае не являются фазами «внедрения», а связаны с нарушениями плавного хода кристаллизации.

Может быть предложен еще один возможный механизм образования тел молодых гранитов внутри более древних гранитных плутонов — это явления повторного проплавления только что раскристаллизованного и не успевшего остыть гранитного тела. Вполне естественно было бы предположить пульсационное течение процесса магматического замещения с повышениями и спадами геозотерм и одновременным накоплением или прохождением волн флюидов, являющихся сильными плавнями. Во всяком случае, пульсационный характер наземной вулканической деятельности давно известен и сомнений ни у кого не вызывает. Поэтому допущение тепловых пульсаций, сопровождающихся повторными переплавлениями, вполне оправдано и при анализе истории формирования гранитоидных плутонов.

Наконец, обращаясь снова к автохтонным гранитоидным плутонам и процессам магматического замещения, нужно напомнить, что появление первых порций гранитного расплава, судя по экспериментальным данным Г. Винклера [Winkler, 1961], возможно только после глубокого метаморфизма осадочной породы и, в частности, после появления в составе продуктов метаморфизма полевых шпатов и кварца, т. е. должно быть затрачено значительное количество тепловой энергии на перекристаллизацию и «подготовку» метаморфизующегося субстрата к плавлению. А отсюда может быть сделан вывод, что повторное переплавление гранита — процесс энергетически более выгодный, чем плавление глинистых пород или граувакк (конечно, в случае привноса летучих компонентов в зону плавления). Может быть, именно этим обстоятельством и объясняются такие частые случаи размещения тел молодых гранитов внутри более древних, между прочим, совершенно необъяснимые с позиций классических чисто механических интрузий — внедрений глубинной магмы.

Задача настоящей статьи весьма скромная — обратить внимание читателей на то обстоятельство, что механизм образования гранитоидных «интрузивных» тел может быть очень различным, что в этом вопросе еще очень много неясного, а потому совершенно необходимы целенаправленные исследования с целью расшифровки этого механизма для каждого конкретного гранитоидного плутона. В связи с этим вполне правомерным является вопрос о критериях. К сожалению, их, по существу, еще нет. Критерии, предложенные в свое время Дж. Гудспидом [Goodspeed, 1959], могут быть использованы для отличия аллохтонных тел от метасоматических, по им совсем не учитывалась возможность существования автохтонных магматических гранитоидных тел. Метасоматические гранитоиды не имеют большого распространения, и распознавание их не представляет большого труда. Гораздо сложнее обстоит дело с распознаванием автохтонных и аллохтонных магматических гранитов. Критериями автохтонности гранитоидного плутона могут служить прежде всего зависимость состава пород плутона от состава вмещающих пород (нужно при этом принимать во внимание усреднение состава вследствие гомогенизации при плавлении и явлений инфильтрационного магматического замещения), а также наличие различных унаследованных текстур — реликтовые дайки, продолжение складчатых текстур вмещающих пород в гранитном теле в виде полос ксенолитов и меланократовых полосок и линз и т. д. Впрочем, реликтовые текстуры могут и отсутствовать, так как малейшие перемещения только что образованной магмы могут их уничтожить. Следы незавершенного процесса магматического замещения типичны для автохтонных гранитоидных тел, но они часто сопровождают и образование аллохтонных плутонов, первичная камера которых может быть этим процессом расширена и существенно переработана. Как видно, набор критериев автохтонности весьма скуден. Но еще хуже дело обстоит с критериями аллохтонности. По существу, единственным вполне надежным критерием внедрения глубинной магмы является наличие заведомо глубоких ксенолитов. Такие же обычные признаки, как секущие и резкие контакты и даже закаленные краевые фации, по существу, доказательствами внедрения глубокой магмы не являются, так как секущий и совершенно резкий контакт может возникнуть: при проплавлении (магматическом замещении) пород близкого к граниту состава, при инфильтрационном магматическом замещении карбонатных пород, при перекристаллизации и метасоматической переработке первичных пород вдоль ясно выраженной трещины и, наконец, даже в случае настоящего внедрения магматический материал мог переместиться на очень небольшие расстояния и магматические очаги явно внедренных гранитоидных тел совсем не обязательно были «глубинными».

Таким образом, и ясные следы магматического замещения в контактовой зоне, и наличие резких секущих контактов еще ничего не говорят о том, какому именно механизму обязаны своим появлением в данном месте весь объем или главная масса гранитоидного тела. Но вместе с тем решение вопроса об автохтонности или аллохтонности гранитоидного плутона часто оказывается очень важным в петрологическом и металлогеническом аспекте. Наиболее надежным методом решения его сейчас является детальное структурное картирование гранитоидных плутонов и их окружения, которое почти всегда может помочь в выборе такого варианта возможных механизмов образования гранитоидных тел, который наиболее удовлетворительно решает проблему пространства. Для решения же интересую-

щего нас вопроса на более высоком уровне нужно искать новые методы, причем наиболее обещающими кажутся тонкие геохимические исследования и гранитоидных пород, и вмещающих их толщ.

ОБЩИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА *

*О закономерностях структурного контроля
в пространственном размещении гранитоидных плутонов*

Общезвестно, что интрузивные комплексы существенно гранитоидного состава распространены главным образом в складчатых областях, а внутри них сосредоточены преимущественно в ядрах геоантиклинальных поднятий. С этим структурным контролем связывается обычная вытянутая форма гранитоидных батолитов, расположение их рядами или гирляндами, а также грубая параллельность рядов батолитов простиранию складчатых структур. Состав гранитоидных комплексов складчатых областей заметно меняется в зависимости от размещения их в пределах структурно-фацальных зон с тем или иным типом развития. Например, гранитоидные комплексы, принадлежащие к формационным типам гранитных и граптопорфитовых батолитов, сосредоточены главным образом в миеосинклинальных зонах, сложенных мощными терригенными или терригенно-карбонатными толщами. В зонах с эвгеосинклинальным типом развития, т. е. с мощными толщами вулканических пород основного и среднего состава, они заменяются гранитоидными батолитами «пестрого» состава [Кузнецов, 1964] или же габбро-гранодиоритовыми вертикальными рядами формаций, причем появление основных интрузий в качестве непосредственных предшественников гранитоидного магматизма для эвгеосинклинальных областей обязательно, в то время как гранитоидные комплексы миеосинклинальных зон часто таких предшественников не имеют.

Очень часто гранитоидные тела складчатых областей сосредоточены на границах блоков с различным строением и историей развития, которые сопрягаются друг с другом по глубинным разломам. Яркое выражение эта закономерность получает в том случае, когда пояса гранитоидных плутонов окаймляют выступы срединных массивов (Сангилен, Колымский массив) или окраины древних платформ (Становик).

Очень интересными для понимания природы гранитоидного магматизма являются случаи, когда гранитоидные плутоны образуют цепочки, ориентированные под углом к общему простиранию складчатой структуры (Приморье, Верхояно-Чукотская складчатая область, юг Сьерры-Невады, Аппалачи). Разломы, контролирующие размещение гранитоидных плутонов, в этом случае не всегда картируются, вероятно, потому, что некоторые из них проникают на большую глубину, но затухают в осадочных толщах верхнего структурного этажа.

Во множестве работ, в том числе в десятках учебников по общей и структурной геологии, повторяется утверждение, что гранитоидный магматизм свойствен лишь геосинклинальным системам, причем только

* Проблемы связи тектоники и магматизма.— М.: Наука, 1969.— С. 65—78.
(В соавторстве с А. Л. Явшиным.)

на заключительной орогенной стадии их развития. В. Кеннеди и Э. Андерсон [Kennedy, Anderson, 1938] писали, что еще не был найден ни один действительно глубокий плутон в неорогенной области. Если в какой-нибудь геосинклинальной системе наблюдаются гранитоиды различного возраста, то это обычно связывают с полициклическостью ее развития, причем предполагают, что каждая эпоха гранитообразования соответствовала какой-нибудь кратковременной «фазе» складчатости. Типичным примером подобных представлений об истории гранитоидного магматизма является книга В. П. Нехорошева «Тектоника Алтая» [1966]. Убежденность в обязательной связи образования гранитоидов с эпохами или фазами складчатости настолько велика, что нередко делают заключения обратного характера: по возрасту гранитоидов, определенному методами абсолютной или относительной геохронологии, устанавливают существование эпох складчатости. Такова, например, методика установления многих эпох складчатости в докембрии Восточно-Европейской платформы в работах Н. П. Семеново [1961—1965].

Между тем все эти представления, выработанные на основании изучения магматизма фанерозойских складчатых сооружений Европы, в настоящее время, когда мы располагаем богатыми материалами по территории Азии и других материков, должны быть коренным образом пересмотрены.

Прежде всего, мы сейчас можем утверждать, что гранитоидный магматизм не является специфической особенностью собственно геосинклинальных областей. В ряде случаев он достаточно широко распространен и за их пределами.

Наиболее хорошо изученным и наиболее внушительным примером такого «внегеосинклинального» гранитоидного магматизма служат мезозойские гранитоиды востока Азиатского материка.

Как известно, на северо-востоке и юго-востоке Азии выделяются обширные по площади области мезозойской складчатости, в пределах определенных зон которой наблюдается большое количество гранитоидных интрузий с богатой золотой, оловянной и вольфрамово-молибденовой минерализацией [Тектоника ..., 1966]. Территория Сахалина, Японии, островов Рюкю и Тайваня также испытала интенсивную мезозойскую складчатость, сопровождающуюся образованием гранитоидов, хотя здесь эти процессы не привели к окончательной консолидации, и со второй половины мелового периода геосинклинальный режим был регенерирован. Таким образом, в конце юры — начале мела весь Азиатский материк был опоясан с востока гигантской дугой складчатых сооружений, которая начиналась в Верхоянском хребте, а заканчивалась на Малакке, в Восточной Бирме и Южном Тибете. В пределах всей этой дуги происходило формирование гранитоидов.

Однако многочисленные гранитоидные плутоны формировались в это время и вне областей мезозойской складчатости, перед их фронтом, в пределах герцинских складчатых сооружений Циньлуня и Монголо-Охотского пояса, каледонской складчатой области Катазии, байкалид Внутренней Монголии и Яньшаня, карелид Становика и даже в пределах докарельских щитов Северной Кореи, Ляодуна и Шаньдуя. В некоторых местах Яньшаньского синклинория к северу от Пекина и в Катазии эти мезозойские гранитоиды прорывают чехол типично платформенных отложений среднего и верхнего палеозоя. В большинстве случаев формирование мезозойских гранитоидов в перечисленных разновозрастных складчатых сооружениях явно было связано с оживлением движений по древним системам разломов.

Формирование внегеосинклинальных мезозойских гранитоидов на востоке Азии охватило огромную территорию в несколько миллионов квадратных километров, однако оно явно затухает с удалением от фронта мезозойской складчатости. Наиболее далеко, на расстояние до 2000—2500 км, мезозойские гранитоиды проникают вдоль поперечных этому фронту герцинских складчатых систем Циньлиня и Монголо-Охотского пояса. В более древних складчатых сооружениях зона их распространения не превышает по ширине 1000—1200 км от границ областей мезозойской складчатости. Для такого магматизма, проявления которого расположены вне геосинклиналей, но пространственно и хронологически связаны с геосинклинальным магматизмом, Л. И. Красный в 1960 г. предложил название «телеорогенного».

Интересно, что широкое распространение мезозойских гранитоидов в Монголо-Охотском поясе согласно установившейся традиции долгое время служило основанием для отнесения его к мезозойским складчатым сооружениям. Лишь детальные исследования М. С. Нагибшиной [1960, 1963] позволили установить, что это герцинское складчатое сооружение с мезозойским «телеорогенным» магматизмом, таким же, как и в более древних складчатых областях востока Азии.

Внегеосинклинальный «телеорогенный» гранитоидный магматизм достаточно широко распространен и на периферии герцинских складчатых сооружений. Так, в каледонидах Горного Алтая и южной части Саяна имеются пермские гранитоиды, близкие по возрасту и составу синорогенных гранитоидов герцинид Рудного Алтая и Калбы. Герцинские гранитоидные интрузии имеются в западной каледонской части Центрального Казахстана. К такому же типу интрузий относятся нижнепермские сyenиты и граниты грабена Осло, одновозрастные гранитоидным интрузиям Гарца и Оденвальда, хотя и более щелочные. Грабен Осло почти перпендикулярен простиранию герцинской складчатости, а северный его конец удален на 1000 км от Флехтингера, который можно рассматривать как краевую зону этой складчатости на территории ГДР [Штилле, 1964а].

Чем более раннюю эпоху складчатости мы рассматриваем, тем более широко распространены связанные с ней явления «телеорогенного» магматизма. Объясняется это тем, что древние платформы были невелики по размерам, менее консолидированы и обладали значительной подвижностью отдельных блоков, на которые они расчленились разломами. Каледонские гранитоидные интрузии широко распространены в байкалидах Западного Забайкалья и карелидах западной части Становика, байкальские интрузии за пределами зон байкальской складчатости известны на территориях ОАР и Северной Кореи. В еще более древние времена каждая геосинклинальная складчатость сопровождалась, по-видимому, «телеорогенным» гранитоидным магматизмом на всей территории прилегающей протоплатформы.

Однако кроме магматизма, который мы вслед за Л. И. Красным называем «телеорогенным», существует очень сходный с ним по морфологии и составу плутонов внегеосинклинальный гранитоидный магматизм, никак не связанный с эпохой завершающей складчатости в соседних геосинклиналях и даже с близостью этих геосинклиналей. Таков, например, нижнедевонский гранитоидный комплекс Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна, известный под названием Столбовского, Бuedжульского, Огнитского и т. д. Он явно связан с возникновением в области раннекаледонских и байкальских структур обширного свода [Лучицкий, 1960б], оседание отдельных блоков которого привело к образованию Уйменско-Лебедской, Рыбинской и Минусинских впадин. Времени образования этих плутонов

не соответствовала никакая эпоха складчатости в близлежащих геосинклиналях. Еще более очевидно отсутствие какой-либо связи с геосинклинальным процессом у крупных гранитоидных плутонов Эрогго и Брандберг в Юго-Западной Африке, которые прорывают серию Карру и, следовательно, имеют послетриасовый возраст. Они расположены в осевой части сводовой платформенной структуры северо-восточного простиранья [Martin et al., 1960]. По-видимому, ту же структурную позицию занимают молодые грашты Нигерии [Greenwood, 1951], по данным Л. Каэна [1963], имеющие верхнеюрский возраст (157 млн лет). Миоценовые кольцевые гранитные дайки островов Скай и Малл в Шотландии и одновозрастная им гранитная интрузия о. Ланди в Бристольском заливе [Даннинг, 1964] настолько удалены от границ области альпийской складчатости, что их также приходится рассматривать как проявления чисто платформенного гранитоидного магматизма. Почти все исследователи признают платформенную обстановку образования известных докембрийских гранитов рапакиви, массивы которых сформировались в юнионское время в пределах разных по возрасту складчатости зон Балтийского щита.

Надо сказать, что и гранитоидный магматизм складчатых систем, который называют «спорогенным» [Вилибин, 1955; Общие принципы..., 1957; Штилле, 1964б], в действительности часто не является таковым. Уже Г. Штилле [1964 г.] в статье о субсеквентном магматизме приводит длинный ряд примеров возникновения гранитоидных интрузий после главной складчатости данной зоны (двуслюдяные «судетские» граниты Шварцвальда, гранит Крконоше в Лаузицком массиве Силезии, олигоценовые граниты блока Пуна в Боливии, посленижнемеловые граптодиоритовые интрузии области Бисби в Южной Аризоне и т. п.). Работы последних лет дают еще более убедительные примеры крупных несоответствий между временем формирования гранитоидных интрузий складчатых зон и временем главной складчатости этих зон.

Время главной складчатости в Яно-Колымской мегасинклинали северо-востока Сибири падает на верхнюю юру и нижний мел. Об этом убедительно свидетельствует возраст молассовых формаций Момо-Зырянской впадины, наложенной на край Колымского срединного массива [Пуцаровский, 1960], а также практически горизонтальное залегание верхнемеловых отложений в Аркагалинской и Среднеберелехской впадинах. Уже в начале верхнего мела, по И. А. Резанову и Н. Н. Зарудному [1962], или в конце верхнего мела, по Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ [1964], территория Яно-Колымской мегасинклинали обладала выравненным рельефом и в этом отношении представляла собой типичную платформу, которая продолжала, однако, испытывать поднятие и не стала областью седиментации. Между тем, согласно детальным исследованиям Н. И. Ненашева [1965], широко развитые здесь гранитоидные массивы начали формироваться одновременно со складчатостью в верхней юре и нижнем мелу, но затем продолжали формироваться в течение всего верхнего мела и значительной части палеогена. Наиболее молодые интрузии (Гырбыньинский гранит-порфир, Лето-Индибирский гранит-порфир, Эге-Хойский диоритовый порфирит) имеют возраст около 50 млн лет, т. е. верхнеэоценовый.

Правильность данных абсолютной геохронологии подтверждается геологическими наблюдениями В. Г. Матвееко [1957], который описал малые интрузии ультракислых гранитов, прорывающих спокойно лежащие вулканогенные верхнемеловые породы Балыгычано-Сугойского, или Омсукчанского, грабена, расположенного на междуречье Верхней Колымы и ее правого притока Сугоя.

В пределах докембрийской платформы Африки также имеются гранитные массивы, значительно более молодые, чем время складчатости зон,

в которых они расположены. Некоторые из этих массивов имеют даже раннепалеозойский возраст. Таков, например, рибекит-эгириновый гранит Ноки-Сойо на западе Конго (со столицей Киншаса). Он сформировался в ордовике (475 ± 35 млн лет) в пределах складчатого пояса Маюмбе, приблизительно соответствующего нашим карелидам. Недостаток материала не позволяет, однако, утверждать, что мы имеем здесь дело с затянущимся «субсеквентным» магматизмом, непосредственно продолжающим во времени «синорогенный», а не с «возрожденным» гранитоидным магматизмом, примеры которого приводились выше.

Интересно, что гранитоиды «синорогенные», «телеорогенные», «субсеквентные» и молодые граниты платформ мало различаются между собой по морфологии плутонов (некоторые особенности их в этом отношении указаны ниже) и почти не различаются по составу и металлогении. В Яно-Колымской геосинклинали, в Главном продольном поясе батолитовых плутонов и в поперечных интрузивных поясах, связанных с разломами, секущими простирание складчатости, имеются близкие по составу гранитоиды с возрастом от верхней юры до эоцена, т. е. и «синорогенные», и «посторогенные», или «субсеквентные». Г. Штилле [1964 г.] также подчеркивал близость «синорогенных» и «субсеквентных» гранитоидов, несмотря на различие тектонической обстановки их образования. «Телеорогенные» гранитоиды востока Азии весьма похожи на синхронные им гранитоиды мезозойских складчатых зон, о чем писали многие советские и китайские исследователи. Р. Гринвуд [Greenwood, 1951] пишет, что молодые платформенные гранитоиды Нигерии обнаруживают большое сходство с ранне-миссиппскими послескладчатыми гранитоидами Аппалачей, Нью-Гемпшпра как в отношении состава (повышенная щелочность), так и в отношении механизма образования (кольцевые комплексы).

Из сказанного выше вытекает, что перешедшие в наши учебники представления В. Кеннеди, Х. Рида, Г. Клооса, К. Вегманна, К. Менерта, Г. Штилле и других западных геологов об обязательной связи образования гранитоидов (даже «субсеквентных», что подчеркивает Г. Штилле) с фазами складчатости не являются правильными. Их образование связано во времени не со складчатостью, а с интенсивными поднятиями. Когда на заключительном этапе геосинклинального развития опускания сменялись поднятиями, начиналось образование гранитоидов. Если этот постгеосинклинальный орогенез быстро прекращался и сменялся погружениями уже платформенного типа, как это было в верхней перми на территории герциид Центральной Европы, то прекращался и гранитоидный магматизм, что создавало впечатление о приуроченности его к эпохе главной складчатости. Если же постгеосинклинальный орогенез продолжался в виде замедленных поднятий платформенного типа, то в течение многих десятков миллионов лет продолжался и «субсеквентный» гранитоидный магматизм. Если в эпоху завершающей складчатости в геосинклинали прилегающая к ней платформа опускалась, то никакого «телеорогенного» магматизма на ней не возникало. Именно поэтому верхнепалеозойские интрузии Урала не проникают на Русскую платформу.

Если же в эпоху складчатости прилегающая к геосинклинали часть платформы поднималась, то в ее пределах развивались «телеорогенные» интрузии, как это было в мезозое на востоке Азии, в верхнем палеозое в Горном Алтае и в каледонской части Центрального Казахстана. Интересно, что в последнем районе в пределах крупной Тенизской впадины, выполненной верхним палеозоем, герцинских интрузий нет. Однако они есть в районах к северу и к югу от нее, где в верхнем палеозое господствовали поднятия. Все указанные выше случаи появления гранитоидов

в чисто платформенных условиях также всегда связаны с поднятиями.

Конечно, далеко не всякое даже очень крупное поднятие приводит к образованию гранитоидов, и явления эти функционально не связаны. Мы хорошо знаем, что эпиплатформенный кайнозойский орогенез Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области, так же как лярмийский орогенез Скалистых гор, не сопровождался образованием гранитоидов, а если магматизм при этом и возникал, то подкоровый, базальтовый. Причины различной реакции магматических процессов на поднятия сейчас еще не вполне понятны и должны выясняться с помощью геофизики. Вероятно, здесь дело в эволюции вещественного состава верхней мантии. Однако сейчас мы можем утверждать, что если не всякое поднятие приводит к образованию гранитоидов, то всякое образование гранитоидов происходит только на фоне активных тектонических поднятий.

Таким образом, пространственные и временные соотношения между складчатостью и гранитоидным магматизмом приводят к выводу об их независимости друг от друга. Это, конечно, объясняется тем, что сама природа магматической деятельности и процессов складкообразования принципиально различна. Имеются основания думать, что всякий магматизм является прямым отражением процессов, идущих внутри планеты, главным образом в ее мантии (ее дифференциация, в частности дегазация, образование и всплывание астенолитов). То обстоятельство, что гранитоидный магматизм в пространстве и времени тесно связан с поднятиями (безразлично где развивающимися: в пределах подвижной области в геосинклинальную или орогенную стадию ее развития, в пределах молодых или древних платформ), в самой общей форме может найти объяснение в том, что оба явления — результат проявления в данном секторе Земли восходящего потока энергии и легких продуктов глубинной дифференциации земного вещества в зоне влияния всплывающего астенолита. Это служит непосредственной причиной образования в толще коры магматических масс. Можно думать, что в ряде случаев именно процессы магнообразования на глубине, неизбежно связанные со значительным увеличением объема, могут быть непосредственной причиной поднятия соответствующего участка коры. Образование же овалов оседания на сводах и разрывов на их крыльях лишь открывает доступ готовых магматических масс в верхние структурные этажи или к поверхности Земли.

Вместе с тем сейчас для большинства геологов несомненна непосредственная связь магматических процессов с жизнью разрывных структур, которые получили от А. В. Пейве название глубинных разломов. Многие исследователи полагают при этом, что глубинные разломы не только служат путями движения магмы из глубин к поверхности и контролируют размещение интрузивных тел, но и являются также зонами, где генерируются магмы. Эти идеи еще 10 лет назад были достаточно четко сформулированы А. В. Пейве [1956, с. 58—67], который писал: «Формации магматических пород имеют прямую связь с глубинными разломами... Глубинные разломы во всех случаях обуславливают пути движения, а во многих случаях и размещение в земной коре магматических масс. Они же, возможно, вызывают образование самих магматических очагов вследствие нарушения в зонах разломов термодинамических условий существования вещества в глубоких слоях Земли. С волновыми движениями и структурами, лишенными глубинных разломов, магматические явления и особенно движения магматических масс связать невозможно». И дальше: «Если зоны глубинных разломов (разрывная структура) всегда служат путями движения магмы из глубин к поверхности, нередко являясь также вместилищами магмы, то изгибы слоев земной коры (складчатая структура)

играют огромную роль лишь в размещении магмы в земной коре, по-иногда не определяют путей ее движения к поверхности Земли». Общие закономерности связи магматизма с глубинными разломами в этих цитатах выражены достаточно ярко и мы целиком присоединяемся к высказываниям А. В. Пейве с той оговоркой, что роль складчатости в размещении интрузий, по нашему мнению, им сильно преувеличена. На самом деле она не «огромная», а весьма скромная.

Рассматриваемый нами гранитоидный магматизм не является исключением из общих закономерностей связи магматизма с глубинными разломами, однако он проявляется лишь тогда, когда движения по этим разломам происходят на фоне общего поднятия, а не опускания. Как будет видно из дальнейшего, мы глубоко убеждены, что возникновение сколько-нибудь значительных объемов расплавов гранитоидного состава невозможно вне зон глубинных разломов.

В кажущемся противоречии с таким утверждением находится тот факт, что многие гранитоидные батолиты при картировании не обнаруживают непосредственной связи с разломами, а иногда даже избегают разломных зон. Примером может служить Калбинский батолит в Северо-Восточном Казахстане, который вытянут параллельно Иртышской зоне смятия, но целиком расположен вне последней. Однако надо учесть два обстоятельства.

Во-первых, разломы, картируемые на поверхности, далеко не всегда совпадают в плане с глубинными разломами, а последние тоже не всегда выражены в верхнем структурном ярусе разрывными нарушениями. На это обращал внимание в ряде своих работ А. В. Пейве. Картируемые на поверхности разломы с явными признаками тангенциального сжатия (а именно такой является Иртышская зона смятия), естественно, не могут быть зонами повышенной проницаемости и путями проникновения гранитоидных магм.

Во-вторых, в верхнем структурном этаже в сводах поднятий, особенно наиболее крупных, вследствие господства здесь растягивающих усилий может быть создана обстановка, благоприятная для проникновения гранитоидных магм, генерированных в зонах глубинных разломов нижележащих слоев земной коры. Надо напомнить, что связь с разломами глубокого заложения магматических очагов, питающих вулканы островных дуг, доказана прямыми геофизическими определениями местоположения этих очагов и сейчас, по-видимому, ни у кого не вызывает сомнений. Между тем цепи вулканов островных дуг вовсе не совпадают в плане с зоной выхода этих глубинных разломов на поверхность. Так, например, разлом, с которым связывали вулканы Курильской дуги, наклонен к западу и выходит на поверхность по геофизическим и геоморфологическим данным на дне Курило-Камчатского желоба. Вулканы же расположены цепочкой вдоль этой линии, но значительно западнее ее, приурочиваясь к своду даже не первого, а второго от желоба антиклинального поднятия [Горшков, 1966]. Расплавы, генерированные в зоне наклоненного глубинного разлома, близ поверхности отклоняются от него и по трещинам устремляются вертикально вверх в сводовую часть крупного антиклинального поднятия.

Подобным же образом и положение некоторых гранитоидных батолитов в стороне от картируемых дизъюнктивных нарушений не может говорить об отсутствии их связи с глубинными разломами. Более того, по пространственному соотношению их с этими нарушениями мы можем делать некоторые структурные выводы. Так, аналогия с Курильскими островами позволяет предполагать, что глубинный разлом, выраженный

на поверхности Иртышской зоны смятия, наклонен на юго-запад под Калининский граптоидный батолит.

Последнее, на что хотелось бы обратить внимание при рассмотрении вопросов распространения гранитного магматизма, это существование в истории Земли эпох, когда он был развит на очень больших площадях. Для огромного широтного пояса герцинид Евразии такой эпохой является верхний палеозой. В это время граптоидные интрузии формировались не только в собственно герцинских складчатых сооружениях, но и на площади более древних по возрасту складчатости массивов ранней консолидации (Центрально-Французский, Чешский, Каракумский), в каледонских сооружениях периферии герцинид (Центральный Казахстан, Горный Алтай, Салаир, Западное Забайкалье, Напышань) и даже по разломам в области древних щитов (грабен Осло). Недаром Г. Шнейдерхен [1957] считал верхнепалеозойскую эпоху магматизма и связанную с ним минерализацию уникальной и никогда больше не повторявшейся в истории Земли. Однако не менее грандиозным по масштабам был позднемезозойский (частью раннепалеогеновый) граптоидный магматизм азиатской части Тихоокеанского пояса, который, как мы видели, проявился более или менее одновременно в пределах широкой зоны, пересекающей структуры самого различного типа, возраста и степени консолидации.

Об общих условиях граптоидного магмообразования

Вопрос о месте рождения гранитоидных магм до сих пор для многих остается спорным. Одни выводят их из мантии, другие считают целиком коровыми образованиями. Сравнительно недавно эта альтернатива была рассмотрена Ю. М. Шейпманном [1963б, 1964а—в], и с его выводами необходимо в основном согласиться. Действительно, все конкретные граптоидные плутоны обнаруживают теснейшую связь с осадочно-метаморфической корой в отношении их вещественного состава и тектонического размещения. Для многих гранитоидных плутонов найдены достаточно убедительные доказательства их автохтонности. Но даже в случае явных внедрений гранитоидной магмы перемещение магматического материала осуществляется большей частью на относительно небольшие расстояния. Косвенно это доказывается тем, что ксенолиты в гранитоидных плутонах практически всегда представлены породами, вмещающими эти плутоны. Ксенолиты глубинных пород отсутствуют. Другим доказательством внутрикорового происхождения гранитоидов является их полное отсутствие на обширных площадях земной коры с океаническим типом строения. Предполагавшееся присутствие гранитов на о. Борabora в архипелаге Общества в Тихом океане (Моленграаф) и на п-ове Крозье о. Бол. Кергелен в Индийском океане (Обер де ля Рю) последующими работами не подтвердилось. В обоих случаях мы имеем дело с лейкократовыми габброидными фациями магматических пород базальтового состава. Таким образом, ни для одного граптоидного плутона нельзя доказать подкоровое или мантийное происхождение образовавшей его магмы.

Эти широко распространенные представления об апатектическом внутрикоровом происхождении гранитоидных магм в последнее время нашли подтверждение в экспериментах Г. Винклера и Г. Платена [Winkler, 1957, 1961; Winkler, Platen, 1958, 1960, 1961], которые показали, что температура плавления глип и граувакк при давлении 2000 бар относительно невысока и уже при 675° достигается выплавление аплитовой эттектики, причем дальнейшее нагревание ведет к увеличению количества расплава с изменением его состава до гранитного, гранодиорит-

тогового и даже тоналитового. Эти и другие экспериментальные исследования с плавлением пород привели некоторых исследователей к мысли о существовании внутри осадочно-метаморфической коры некоторого уровня гранитного магмообразования, определяемого положением геозотерм того значения, при котором данная осадочная порода начинает плавиться (в среднем 600—700 °С). Например, В. П. Петров [1964, с. 18] пишет: «Как только температура (и соответственно давление) в метаморфических толщах в результате опускания их в толщу земной коры поднимается достаточно высоко и достигает температур, при которых возможно выплавление гранитной эвтектики (примерно 600—700°), так сейчас же начинает выплавляться и эта последняя („появляется“ гранитная магма)».

К. Менерт [1963], анализируя возможные условия образования гранитных расплавов, приходит к заключению, что наиболее благоприятная обстановка для этого осуществляется в зоне амфиболитовой фации. В. В. Белоусов [1966а], используя эти же материалы, предложил общую модель строения коры и верхней мантии, в которой интервал глубин от 5 до 20 км рассматривается как зона возможного образования гранитных магм. Нижняя граница этой зоны определяется, по мысли В. В. Белоусова, тем, что на глубине около 20 км повсеместно распространены высоко-метаморфизованные и практически безводные породы гранулитовой и эклогитовой фаций, в которых воды недостаточно для их плавления даже при очень высоких температурах. Как видно, во всех этих и многих других аналогичных высказываниях сквозит одна мысль: для образования анатектических аплитовых или гранитных выплавов достаточно одного нагревания, а вода и другие компоненты, понижающие температуру плавления до значений, при которых производились эксперименты плавления осадочных пород, присутствуют в первичной породе, т. е. анатексис рассматривается в качестве конечного результата чисто геотермического метаморфизма.

Наблюдения над толщами кристаллических сланцев высоких ступеней метаморфизма приводят нас к выводу, что геотермический метаморфизм — действительно вполне реальный процесс, проявляющийся в наиболее ярком и чистом виде при образовании кристаллических сланцев гранулитовой фации, причем метаморфизм этот нередко перерастает в селективное выплавление аплитового материала. Но количество образующихся при этом выплавов всегда очень мало, они более или менее равномерно рассеяны в толще графитовых и гиперстенных гнейсов и никогда не образуют сколько-нибудь крупных тел. Вместе с тем в толщах кристаллических сланцев гранулитовой фации очень часто наблюдаются местные проявления регрессивного метаморфизма, при котором ассоциации гранулитовой фации заменяются ассоциациями амфиболитовой фации. Этот регрессивный метаморфизм всегда сосредоточен или в зонах смятия, или около более молодых и явно автохтонных гранитных тел в пределах их широкой экзоконтактной зоны [Кузнецов, 1941а,б; Другова, Неелов, 1960; Каденский, 1961]. Для такого регрессивного метаморфизма, крайним проявлением которого являются анатексис и образование автохтонных гранитных тел, необходим привнос воды и щелочей. Источником их не могут быть кристаллические сланцы гранулитовой фации, сами испытывающие регрессивный метаморфизм, так как воды в них практически нет, а щелочами они бедны. Под толщей кристаллических сланцев гранулитовой фации нет никаких осадочных пород, которые могли бы дать такие растворы. Следовательно, единственным источником этих растворов может быть только мантия, а путями их проникновения — ясно выраженные проникающие в мантию зоны повышенной проницаемости, в частности, глубинные разломы.

Могут быть приведены и другие соображения в пользу ведущей роли ювенильных интрателлурических или «сквозьмагматических» растворов в образовании гранитоидных магм. Эксперименты Г. Винклера и Г. Платена показали, что осадочные породы при нагревании не просто плавятся как таковые. Появлению первых порций аплитового расплава обязательно предшествует длительный прогрессивный метаморфизм, достигающий стадии образования кордьерит- или биотит-плагиоклазовых роговиков либо гнейсов, т. е. аплитовый или гранитный расплав образуется во всех случаях не непосредственно за счет осадочных, а всегда за счет высокометаморфизованных пород. Кроме того, эксперименты Г. Винклера и Г. Платена велись в закрытой системе, в которой вода присутствовала в избытке (до 15 %). В природной обстановке не могут быть осуществлены условия закрытой системы, и прогрессивный метаморфизм осадочных толщ всегда идет с удалением летучих и, как показал Д. А. Великославинский [1965], даже некоторых нелетучих компонентов, причем наиболее высокотемпературные метаморфиты всегда оказываются и максимально высушенными. Следовательно, «сухое» плавление метаморфитов в природной обстановке может быть достигнуто только при значительно более высоких температурах, чем те, при которых были получены расплавы гранитоидного состава при экспериментах в закрытой системе. Поэтому приходится очень сомневаться в том, чтобы простое нагревание (геотермический метаморфизм) метаморфических (а также, конечно, и осадочных) пород, находящихся в толще коры, могло когда-либо привести к образованию больших объемов гранитной магмы. Приведенные выше соображения, а также наблюдения над явлением регрессивного метаморфизма кристаллических сланцев грауплитовой фации заставляют нас отпоспаться отрицательно ко всяким представлениям о существовании каких-то уровней гранитного магмообразования и к возможности появления значительных объемов гранитной магмы, достаточных для образования тел батолитового размера, в результате чисто геотермического (теплого) метаморфизма.

С нашей точки зрения, значительно лучше обоснована с физико-химической стороны и геологически гипотеза образования гранитной магмы и гранитоидных плутопов механизмом «магматического замещения», предложенная Д. С. Коряжским [1952]. По этой гипотезе зарождение и разрастание очага гранитной магмы обусловлены и поддерживаются потоком «сквозьмагматических» растворов, происхождение которых связывается с процессами глубинной дифференциации вещества мантии. Только в обстановке непрерывного поступления все новых и новых порций растворов (являющихся также и теплоносителями) выплавление аплитовой или гранитной эвтектики может быть достигнуто и при относительно низких температурах, близких к тем, при которых такие расплавы были получены экспериментально в закрытой системе. При этом надо подчеркнуть, что высокий метаморфизм пород, подвергающихся плавлению, в случае привноса летучих совсем не препятствует этому процессу. Наоборот, повторное плавление древних гранитов или близких к ним по минеральному составу метаморфических пород — процесс энергетически более выгодный, чем плавление осадочных пород, так как в первом случае не нужны затраты значительных количеств тепловой и химической энергии на обязательные во втором случае метаморфические реакции.

Выше было показано наличие связи гранитоидного магматизма с жизнью таких структур, как геоантиклинальные и сводовые поднятия и сопряженные с ними глубинные разломы. Эта связь, конечно, не случайна и лучше всего интерпретируется тем, что именно такие структуры, будучи ослабленными зонами, оказываются единственно возможными

путями для подъема с большей или меньшей глубины тех легких продуктов глубинной дифференциации земного вещества, которые являются интрателлурическими по своему происхождению, «магмообразующими» по их роли в процессе гранитообразования или «сквозьмагматическими» по отношению к самой гранитной магме. Во всяком случае очаги гранитной магмы, так же как автохтонные и большинство аллохтонных гранитоидных батолитов, могут возникнуть в такой структурной обстановке, которая обеспечивает возможность поднятия в верхние структурные этажи интрателлурических растворов, несущих плавни и являющихся дополнительным источником тепловой и химической энергии. Эта же структурная обстановка (наличие зон повышенной проницаемости) обеспечивает и возможность поднятия гранитоидных магм в верхние структурные этажи. В заключение необходимо подчеркнуть еще раз, что предлагаемая концепция делает лишним вопрос об уровнях или глубинах, на которых возникают гранитные магмы. Они могут быть образованы на любых глубинах, вплоть до самых малых.

*О главных формах гранитоидного магматизма
и механизмах образования гранитоидных тел*

В статье с таким названием Ю. А. Кузнецов [1966] попытался показать, что механизм образования гранитоидных тел может быть различным и определяется геологической обстановкой, а также преобладанием той или иной формы миграции вещества; разнообразие же возникающих при этом форм гранитоидных тел может быть сведено к немногим генетическим типам. Здесь мы ограничимся только перечислением этих типов и краткими сведениями о механизме и обстановке их образования.

1. **Ч а р н о к и т о в ы е м и г м а т и т ы и а н а т е к т и т ы** распространены только в областях развития кристаллических сланцев граулитовой фации в пределах древних щитов. Они являются продуктами площадного геотермического метаморфизма, метаморфической дифференциации и частичного плавления. Глубинные магмообразующие растворы в этом процессе не участвуют.

2. **Н о р м а л ь н ы е м и г м а т и т ы и а н а т е к т и т ы (а м ф и б о л и т о в о й ф а ц и и)**. В большинстве случаев пространственно связаны с зонами глубинных разломов и зонами смятия, часто оказываясь продуктами повторного (регрессивного) метаморфизма кристаллических сланцев граулитовой фации (в пределах щитов). Они образуются в динамической обстановке непрекращающихся дифференциальных движений всей массы метаморфизующихся пород, что отражается в их структурных и текстурных особенностях. Вследствие высокой проницаемости зон смятия, обуславливающих возможность циркуляции интрателлурических растворов, несущих тепло и плавни, метаморфическая дифференциация и выплавление амфиболовых и гранитных эвтектик достигаются при значительно более низких температурах, чем в предыдущем случае, и общее количество выплавок больше. Метаморфизм в этой обстановке уже может перерасти в плавление с образованием мигматитов, анатектитов и настоящих «магматических» гранитов, которые образуют автохтонные и даже аллохтонные тела, обладающие краевыми гнейсовыми фациями и другими признаками синектоничности и часто описывающиеся как складчатые или синорогенные батолиты.

3. **А в т о х т о н н ы е г р а н и т о и д н ы е б а т о л и т ы** частично размещаются в зонах регионального метаморфизма, сложенных кристаллическими сланцами амфиболитовой фации, где тесно пространст-

венно и генетически связаны с предыдущим типом, но главным образом в складчатых структурах, сложенных осадочными толщами. Прямая связь с глубинными разломами обнаруживается не во всех случаях, но о ней всегда можно догадываться по ориентировке батолитовых тел и их цепочек. Вероятно, особенно благоприятная обстановка для образования автохтонных батолитов осуществляется в тех случаях, когда глубинные разломы, зародившиеся на большой глубине, затухают в осадочных толщах более высокого структурного этажа, т. е. тогда, когда резко изменяется в вертикальном направлении характер проницаемости среды для магмообразующих растворов и магм и вместе с тем поднимаются и сближаются геопзотермы. Основной механизм образования автохтонных батолитов — магматическое замещение или проплавление вмещающих толщ с продвижением вверх и в стороны фронта магмообразования. Появление в результате этого процесса больших объемов магмы предопределяет возможность перемещения ее в пространстве с образованием уже собственно интродуцированных тел, причем механизм и масштабы этого перемещения могут быть очень различными. Естественно, что перемещения магмы на небольшие расстояния должны осуществляться легче и чаще, чем на большие.

4. Автохтонные батолиты и другие интродуцированные тела рождаются в зонах мигматизации. Гранитоидные магмы при образовании автохтонных батолитов в благоприятных условиях могут быть сорваны с места своего рождения и перемещены на то или иное расстояние с образованием уже в другом месте, в иной термодинамической обстановке собственно интродуцированных гранитоидных тел, среди которых можно различить следующие типы:

а) куполовидные интрузивы или диапир-плутоны, образующиеся в результате гравитационного всплывания или гидростатического давления относительно легкой магмы в среде достаточно пластичных пород;

б) батолиты и другие тела, образованные обрушением кровли и оседанием блоков. Громадное большинство крупных гранитоидных плутонов находится в таких взаимоотношениях с вмещающими породами, которые не позволяют интерпретировать их как диапиры. Они ведут себя не как тела вневдренные, а как тела, как бы заместившие те или иные блоки складчатой структуры, иногда очень крупные. Обычно механизм образования таких плутонов объясняется обрушением кровли или оседанием тектонически выкроенных крупных блоков, которые как бы меняются местами с гранитной магмой, приходящей из глубинных магматических очагов. Как видно, структурные взаимоотношения с вмещающими породами здесь могут быть такими же, как и в случае автохтонных батолитов. Различить эти два типа плутонов всегда очень трудно, и еще отсутствуют достаточно надежные критерии для их распознавания, какими могли бы быть глубинные ксенолиты в случае их нахождения. Кажется, что механизм оседания блоков может быть реализован только в обстановке небольших глубин и при образовании относительно небольших «кальдерных» интрузивов, но совершенно неприменим для плутонов батолитового размера, поперечные размеры которых нередко сопоставимы с мощностью осадочно-метаморфической коры и для интерпретации которых более пригодна гипотеза магматического замещения;

в) трещинные и пластовые гранитоидные плутоны (плутоны отслоения). Для их образования необходимо наличие трещин и значительное давление магмы, способное раздвинуть стенки трещин или приподнять кровлю пластового тела. Наиболее благоприятная обстановка для образования пластовых плутонов — зоны пологих надвигов и флексурных перегибов и, может быть, поверхности перерыва и несогласия в толщах

полого лежащих слоев. Сложность условий, при которых может осуществиться образование пластовых граптоидных тел, залегающих внутри складчатых геосинклинальных толщ, заставляет думать, что они должны быть редкими, хотя типичные их примеры описаны Г. Клоосом для Центральной Европы [Cloos, 1922, 1933] и хорошо известны на Южном Памире;

г) кольцевые интрузивные комплексы, всегда являющиеся приповерхностными образованиями и, вероятно, всегда корневыми частями глубоко размытых вулканических аппаратов. «Кальдерный» механизм их образования достаточно ясен. Но нужно иметь в виду, что далеко не всякий гранитоидный плутон с концентрическим строением обязан своим происхождением именно этому механизму.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ МАГМОКОНТРОЛИРУЮЩИХ СТРУКТУР И МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ *

Вопросы связи магматизма и тектоники обсуждаются очень давно и освещены в большом количестве статей и монографий. За последние годы этим вопросам были посвящены специальные совещания [Проблемы..., 1969; Вулканические и вулканоплутонические формации, 1966; Вулканоплутонические формации..., 1969; и др.]. Предложено много так называемых тектономагматических схем, введено понятие тектономагматического цикла с выделением ряда этапов, каждый со своим магматизмом.

Как известно, основными структурными элементами осадочной оболочки считаются геосинклинальные и платформенные области [Косыгин, 1969], главное вещественное содержание которых составляют осадочные толщи. Магматические же формации, обнаруживаемые среди осадочных толщ, являются только дополнительным компонентом, осложняющим строение геосинклинальных и платформенных областей. К. В. Боголепов [1970] совершенно правильно подчеркнул особую роль магматических формаций в строении земной коры, отнеся их к категории эпигенетических. В то же самое время, буквально во всех схемах, рассматривающих вообще закономерности формирования, например, геосинклинальных областей, обнаруживается, видимо, подсознательное стремление увязать осадкообразование и магматизм в едином, всегда идеализированном геосинклинальном процессе. При этом упускается из вида, что магматизм и осадкообразование — принципиально различные процессы, и сочетание их если и не является случайным, то, во всяком случае, связи между тем и другим не прямые и весьма отдаленные. В самом деле, в образовании осадочной оболочки ведущую роль играют процессы, идущие на поверхности коры, генератором же громадного большинства магм оказывается верхняя мантия, а становление магматических пород и формаций только частично осуществляется на поверхности коры. Процесс геосинклинального осадкообразования можно рассматривать как непрерывный, осуществляющийся в пределах всей области геосинклинального прогиба. Магматический же процесс всегда прерывист, а вспышки магматизма относительно кратковременны. Так как магматические процессы и особенно перемещение магм к поверхности связываются главным образом с разломами, то и пространственное размещение магматических формаций всегда оказывается локальным, будучи ограничено зонами разломов или так называемыми зонами повышенной проницаемости.

* Геология и геофизика. — 1970. — № 9. — С. 3—24.

Для базитового магматизма кратонов (устойчивых областей) связь с разрывной тектоникой очевидна и пиком не оспаривается. Необходимо только подчеркнуть, что собственно кратонный режим является принципиально амагматичным, появление же так называемых платформенных и подобных им формаций всегда связано с нарушением кратонного режима, с явлениями активизации и регенерации платформ.

Такая же четкая связь среднекислого магматизма с разрывной тектоникой устанавливается и для тех типов структур, которые выделяются сейчас под названием областей автономной активизации [Щеглов, 1968], сводово-глыбовых областей [Карпова, 1968], структур «дива» [Масайтис, Старицкий, 1963], глыбовых зон [Мирчинк, 1940] и т. д., а также тех структур, которые возникают на завершающей [Муратов, 1969] или орогенной [Богданов, 1954, 1959; Херасков, 1963] стадии развития геосинклинальных областей. Магматизм областей автономной активизации и магматизм орогенной (завершающей) стадии развития геосинклиналей обычно рассматривается раздельно. Однако тот и другой, как мы увидим дальше, почти одинаковы по составу и формам проявления. Поэтому автору представляется, что подразделение таких структур на области автономной и отраженной активизации [Щеглов, 1968], а также вся дискуссия относительно того, является ли активизация, создающая сводово-блоковые структуры и стимулирующая специфический магматизм, совершенно независимой от геосинклинального процесса или так, или иначе связана с последним, имеют в значительной степени схоластический характер. Цело в том, что сводово-блоковая тектоника и связанный с ней магматизм свойственны особому состоянию коры и мантии, которое Г. Штилле [1964а — г] было названо квазикратонным и которое может возникнуть как на определенной стадии кратонизации геосинклинальной области, так и при декратонизации рамы последней или континентальной платформы, т. е. одинаковый результат может быть достигнут разными путями.

Подвижные или геосинклинальные области в тектонических и металлогенических обобщениях всегда резко противопоставляются неподвижным платформенным. Больше того, платформы нередко считаются пассивным структурным элементом, а геосинклинальные области — активным, причем образному выражению «активность подвижных областей» нередко придается буквальный смысл и последним как бы приписываются свойства живого организма — способность к саморазвитию, активному воздействию на окружающую среду (например, раму складчатой области) и т. п. В действительности, подвижные или геосинклинальные области подобными свойствами не обладают и не могут обладать. История каждой из них имеет начало и конец, и каждая из них является таким же продуктом активизации более древней консолидированной структуры, как и собственно активизированные кратоны или области автономной активизации, и различия между теми и другими определяются главным образом более напряженной тектоникой подвижных областей. В частности, видимо, только последним на определенной стадии развития свойственны интенсивные тангенциальные сжатия, с которыми связывается линейная зависимость, присущая только подвижным областям. Связи магматизма с тектоникой для подвижных областей ввиду большой сложности их строения не являются такими ясными, как для активизированных кратонов или сводово-глыбовых областей. Но все же мы имеем все основания полагать, что формирование геосинклинального прогиба обязано возникновению растягивающих усилий в зоне последнего, периодически реализующихся разрывными дислокациями и массовыми излияниями педифференцирован-

ной базальтовой магмы, а в стадию замыкания геосинклинали начинают преобладать сжатие, процессы складко- и взбросообразования, чем обуславливается относительная закрытость магмоподводящих каналов и в связи с этим появление ряда магматических формаций, уже специфических для геосинклинальных областей.

В общем же можно утверждать, что любой магматизм — платформенный (кратонный), сводово-глыбовый или геосинклинальный — обязательно связан с активизацией того структурного элемента, в пределах которого он проявляется. Под активизацией при этом понимаются периодическое возобновление тектонической активности в самых различных ее формах: образование разрывов (раздвигов) в обстановке растяжения; взбросов, падвигов, складок в обстановке сжатия; сдвигов, сопровождающихся образованием трещин отрыва и скола; образование зон смятия, сопровождающееся ламинарным течением, и вообще всякие тектонические преобразования и изменения физических свойств вещества коры и мантии, способствующие процессам маглообразования и возникновению зон повышенной проницаемости для маглообразующих растворов и магм. Следует обратить внимание также на одно важное обстоятельство, часто упускаемое из вида при обсуждении проблем связи тектоники и магматизма. Именно во всех случаях проявления магматизма ведущую роль играет активизация мантии, в то время как располагающаяся над ней кора в большинстве случаев совершенно пассивно реагирует на процессы, совершающиеся в ней. Об этой ведущей для магматизма любого типа роли преобразований, осуществляющихся именно в мантии, весьма недвусмысленно говорит твердо установленный факт массовых излияний толеитовых базальтов практически одинакового состава на дне океанов, на платформах и в первичных геосинклинальных прогибах, т. е. в областях с совершенно различным составом, строением и мощностью осадочно-метаморфической коры. При этом надо иметь в виду, что общие объемы толеитовых базальтов, излившихся на поверхность коры за всю геологическую историю Земли, во много раз превышают суммарное количество магматических пород другого состава. Таким образом, первоисточником всякой тектонической, в том числе магматической, активизации является мантия и какие-то, еще неясные для нас процессы в ней, сущность которых пытаются выяснить за последнее время. Эти представления или близкие к ним, вообще говоря, не являются новыми. Они высказывались ранее В. Е. Ханном [1965] и рядом других исследователей [Связь..., 1969; и др.].

Все разнообразие основных типов маглоконтролирующих структур, сформировавшихся в фанерозойском этапе жизни Земли и в основном определяющих пространственное распределение конкретных магматических комплексов соответствующего возраста, может быть разделено на три большие группы, каждая из которых отличается достаточно специфическим магматизмом. Это: 1) структуры взламывания кратонов (устойчивых областей), сопровождающиеся преимущественно базитовым магматизмом; 2) сводово-глыбовые структуры взламывания континентальных кратонов и квазикратонов, сопровождающиеся преобладающим среднекислым магматизмом и 3) геосинклинальные структуры длительного развития со сложным комбинированным магматизмом, связанным с импульсами активизации, осуществляющимися в среде с меняющимися свойствами. Для краткости будем в дальнейшем говорить о магматизме активизированных кратонов (устойчивых областей), сводово-глыбовых областей и геосинклинальных областей, имея в виду, что магматизм всех этих трех основных структурных подразделений всегда связан с импуль-

сами их активизации. В отличие от большинства тектономагматических и металлогенических схем рассмотрим сначала основные типы магмоконтролирующих структур, а затем и магматические формации, свойственные каждому из них, в том порядке, в котором они перечислены выше. Этот порядок, хотя на первый взгляд и непривычный, является естественным, поскольку рассмотрение начинается с наиболее простых по своей тектонике и магматизму структурных подразделений и ведется по возрастающей их сложности, структурной и вещественной. При этом надо заметить, что, несмотря на справедливость утверждения, что от перестановки слагаемых сумма не меняется, именно этот порядок рассмотрения соотношений магматизма и тектоники позволяет подметить некоторые закономерности, ранее ускользавшие от внимания как автора, так, вероятно, и большинства геологов.

Активизированные кратоны (устойчивые области)

Идеальный или полный кратон — это предельно неподвижная мертвая воображаемая структура, в которой невозможны никакие тектонические движения и, следовательно, вполне амагматическая. Таких структур в природе нет; существуют только те, которые в большей или меньшей степени приближаются к состоянию полного кратона. Наиболее «кратонными» реальными структурами являются материковые платформы и щиты, а также участки дна океанов, обладающие корой океанического типа и часто обозначаемые как талассократоны. Необходимо при этом отметить, что материковые и океанические кратоны, обладая принципиально различной по составу и мощности корой, характеризуются вместе с тем очень близкими формами тектонической активизации и близким магматизмом, а это говорит, между прочим, о том, что «степень кратонности» и соответственно «степень подвижности» каждого сегмента нашей планеты определяются не столько составом, мощностью и физическим состоянием коры, сколько теми свойствами подстилающей ее мантии, которые иногда обозначаются в самой общей форме как «зрелость мантии». Реальные материковые и океанические кратоны всегда обнаруживают признаки активизации, или декратонизации, проявляющиеся разломами разного типа и главное — интенсивным магматизмом. Вместе с тем в истории, например, древних платформ могут быть выделены эпохи тектонического покоя, когда они находятся в состоянии, близком к состоянию полного кратона. Для этой группы структур решительно преобладающим является базитовый магматизм, явно связанный с образованием системы разломов, возникающих в обстановке растяжения дробящегося блока коры. Естественно поэтому, что массовые излияния базальтов сопровождаются образованием прогибов различной величины и формы, преимущественно очень больших (II и III порядка, по Ю. А. Косыгину [1969]). О господствующей обстановке растяжения коры говорят весьма недвусмысленно, с одной стороны, сами структуры, с которыми связаны массовые излияния и интрузии базальтовой магмы (овалы оседания, рифты и подобные им структуры), с другой — характер массового базитового магматизма, который возможен только при спокойном излиянии магмы через систему трещин с периодическим подновлением зияния во времени. Таким образом, можно говорить о том, что магматизм описанной ниже группы структур осуществляется в обстановке высокой проницаемости данной тектонической структуры. Но степень проницаемости в различных типах структур может быть различной. Остановимся на некоторых из них.

Большие овалы оседания. Магматизм таких структур явно связан с возникновением в обстановке общего растяжения коры системы пересекающихся трещин, уходящих в мантию, причем объемы магматического материала, поступающего на поверхность и образующего пластовые интрузии, колоссальны, и в этом отношении данный тип структур не сравним ни с каким другим. Состав магм очень однообразен. Преобладающий тип — толеитовые базальты, состав которых может колебаться, но в относительно небольших пределах. Формы проявления магматизма: преимущественно трещинные излияния, образующие покровы, многочисленные моногенные вулканы, системы даек и пластовые интрузии, которые иногда обнаруживают дифференциацию. В такой структурной обстановке осуществляется формирование: во-первых, почти всех континентальных трапповых формаций и, во-вторых, формаций неоген-четвертичных океанических толеитовых базальтов, которыми сложено основание всех вулканических островов Тихого океана, а также громадное количество (свыше 10 000) подводных вулканических конусов [Менард, 1966]. При этом необходимо подчеркнуть, что статистическая обработка громадного аналитического материала по трапповым формациям и формации океанических толеитовых базальтов обнаруживает только незначительные различия между ними в отношении содержания K_2O .

Таким образом, прежние представления о принадлежности базальтов океанических областей к типу щелочных оливин-базальтовых формаций [Тернер, Ферхуген, 1961; Кузнецов, 1964] должны быть отвергнуты. Сейчас твердо установлено, что щелочная оливин-базальтовая ассоциация является компонентом только наиболее крупных океанических полигенных вулканов, которые имеют долгую историю формирования и количество которых велико [Удинцев и др., 1966]. Причем эта ассоциация является самым поздним продуктом вулканической деятельности и слагает только верхушки вулканических построек.

Между прочим, в той же обстановке общего растяжения и образования больших овалов оседания, вероятно, формировались диабазовые, спилит-диабазовые и контрастные спилит(диабаз)-кварцкератофировые формации ранних стадий развития геосинклинальных прогибов до их дифференциации на частные интрагеосинклинали и геоптиклинали. Прямому сопоставлению геосинклипальных диабазовых и других формаций с трапповыми формациями или океаническими толеитами мешает обычное интенсивное зеленокаменное перерождение геосинклинальных вулканитов. Но детальные петрохимические исследования рифейских и нижнекембрийских базитов каледонид Алтае-Саянской складчатой области и Центрального Казахстана приводят [Белюсов и др., 1969] к выводу о первичном их толеитовом составе. Следовательно, начальный геосинклинальный магматизм проявился здесь в обстановке активизированного кратона или близкой к нему.

Срединные океанические хребты, осложненные рифтами. Геоморфологические особенности этих гигантских структур Земли к настоящему времени изучены достаточно хорошо, но только в последнее время выявляется громадная их роль в качестве магмоконтролирующих структур. Намечается, что, по крайней мере, поверхность хребтов и их внешние склоны целиком сложены базальтами толеитового типа, причем, судя по данным возрастных определений, наиболее древние излияния начались в верхнем мелу. Интересно, что почти все океанические островные вулканы, верхняя часть которых состоит из сложно дифференцированной ассоциации щелочных базальтоидных пород, расположены в стороне от рифтовой зоны и, видимо, контролируются поперечными к ней разломами.

Авлакогены по Н. С. Шатскому — это крупные линейно ориентированные тектонические впадины, протягивающиеся на многие сотни километров и фиксирующие своим расположением направление систем гигантских разломов, пересекающих фундамент платформы. Они характеризуются большими мощностями осадочных толщ и интенсивным базитовым магматизмом, хотя масштабы последнего не могут быть сравнимы, например, с масштабами большинства трапповых формаций. Магматизм авлакогенов еще недостаточно изучен, но для них характерны излияния и интрузии тех же толеит-базальтовых магм, которые образуют ассоциации траппового типа, хотя в некоторых случаях фиксируются базитовые комплексы с повышенной щелочностью. Впрочем, это и следует ожидать, если принять во внимание тектоническую обстановку образования авлакогенов — протяженные разломы, ограничивающие зоны оседания и возникающие в обстановке общего растяжения коры. Таким образом, основное различие больших овалов оседания и авлакогенов как магмоконтролирующих структур — различная форма: более или менее изометричная в первом случае и линейная — во втором.

Континентальные сводовые поднятия, осложненные рифтами и разломами. Континентальные рифтовые зоны, вообще говоря, морфологически подобны рифтовым зонам океанов и в некоторых случаях (рифт Красного моря) даже продолжают в океане, но характер связанного с этими структурами магматизма очень сильно отличается от магматизма этих последних обычной сильной дифференцированностью и повышенной щелочностью. Видимо, с начальными стадиями формирования рифтовых структур, сопровождающимися горизонтальными перемещениями типа раздвигов [Милановский, 1969б], связываются трещинные излияния, образующие серии покровов относительно слабо дифференцированных лав типичной щелочной оливин-базальтовой формации. Примером могут служить щелочные оливин-базальтовые формации Прибайкалья, а также Красного моря и Эфиопии, связанные с формированием Восточно-Африканских рифтовых зон [Шейнманн, 1968]. На более поздних стадиях развития рифтовых структур, а также на разломах, сопряженных с рифтами, но в стороне от них или в пределах сводовых поднятий, не сопровождающихся рифтами, т. е. в условиях большей закрытости магмоконтролирующих структур, массовые излияния базальтовых магм обычно отсутствуют и магматизм чаще бывает проявлен трубками взрыва, а главное — сложными полигенными вулканами центрального типа, глубокие части которых в случае сильной денудации вулканической постройки могут быть представлены более или менее сложными многократными кольцевыми интрузиями (комплексами) или центральными штоками. Относительная закрытость магматического процесса ведет к накоплению газовой фазы в магматических очагах, глубокой дифференциации и возникновению магм с повышенной щелочностью или щелочных, а в случае долгого стояния промежуточного очага в пределах континентальной коры возможно появление магм и гранитового состава. В таких условиях возникают исключительно разнообразные ассоциации магматических пород, среди которых могут быть выделены: щелочная вулканическая формация атлантического типа, формация центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с субформациями карбонатитов и кимберлитов, формации центральных интрузий нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, гранитовых и габброгранитовых интрузий и т. д. Центральные полигенные вулканы дают нам такое разнообразие сочетаний вулканогенных и интрузивных пород, что каждый из них, по существу, оказывается неповторимым, особенно если учесть то обстоятельство, что

Один и тот же вулканический аппарат, будучи вскрытым денудацией на различных уровнях, несомненно, даст нам совершенно различные наборы эффузивных и интрузивных пород, отражающих, с одной стороны, эволюцию магматического очага во времени, а с другой — различные фациальные условия формирования магматических тел. Поэтому выделение большого количества формационных типов для подобных ассоциаций не имеет большого смысла и придется мириться с крайней неустойчивостью породного состава и условностью границ между укрупненными формационными типами. Как известно, эта группа формаций особенно широко распространена в пределах древних платформ и в областях завершённой складчатости (щелочно-ультраосновные и кимберлитовые формации Сибирской и Африканской платформ, центральные интрузии нефелиновых пород Прибайкалья, Кольского полуострова, Северо-Восточной и Юго-Западной Африки, габброгранитовые и гранитовые центральные интрузии Юго-Западной Африки и Нигерии, вулканические комплексы Оверни, Рейнской области, Чешско-Силезской вулканической дуги, ряд вулканов зон Африканских рифтов и т. д.). Подобные же ассоциации, представленные главным образом более или менее размытыми вулканическими постройками, сложенными щелочными лавами и частью субвулканическими интрузивами, известны и на океанических островах. Большинство из них, например, вулканы островов Мадейры, Канарских и Зеленого Мыса, явно насажены на опущенную окраину Африканского континента и являются, таким образом, материковыми [Шейнманн, 1968]. Однако подобные же ассоциации щелочных лав мы встречаем и на чисто океанических островах (Кергелен, Таити, Св. Елены и т. д.). Следовательно, в подходящей тектонической обстановке щелочные базальтоидные ассоциации могут формироваться и в пределах блоков с корой океанического типа.

Сводово-глыбовые области

Структуры сводово-глыбовых областей по своему происхождению подобны описанным выше. Они также являются результатом активизации кратонов или квазикратонов [Штилле, 1964 г.]. Наиболее существенное их отличие заключается в том, что они закладываются только на коре континентального (в редких случаях переходного) типа, развиваются в обстановке преобладающих поднятий и разломно-блоковой (германотипной) тектоники и сопровождаются преобладающим среднекислым магматизмом, который проявляется и в эффузивной, и в интрузивной формах, создавая характерные вулканоплутонические ассоциации. Таким образом, в этой группе магмаконтролирующих структур объединяются, с одной стороны, области «автономной» и «отраженной» активизации [Щеглов, 1968], с другой — структуры, возникающие в пределах геосинклинальных областей после завершения геосинклинальной складчатости, в «орогенный» этап их развития, в результате наложенной разломно-блоковой тектоники. Больше того, в эту же группу структур, по-видимому, следует включить и такие, которые многие исследователи относят к категории геосинклинальных (вторичные геосинклинали, брахигеосинклинали). Все эти генетически разнородные, но близкие по особенностям своей разломно-блоковой тектоники структуры характеризуются поразительно устойчивым набором магматических формаций. Трещинные излияния базальтовых магм для этой группы структур нехарактерны. Типичны дифференцированные серпиги, слагающие вулканические постройки центрального типа, а также ассоциирующие с ними большей частью интродуцированные

многофазные гранитоидные плутоны, иногда очень крупного размера. Широко распространены поля кислых игнимбритов. Те и другие образуют весьма типичный и повторяющийся во многих случаях вертикальный ряд формаций: андезитовая → гранодиоритовая → дацит-липаритовая → гранитовая, причем иногда выделяются еще и наиболее поздние интрузии лейкократовых и аляскитовых гранитов. Базальтовые лавы в составе андезитовых формаций обычны, но это, как правило, высокоглиноземистые базальты или же трахибазальты, но никогда не толеитовые базальты, столь типичные для описанной выше группы структур. В некоторых случаях, о чем будет дальше сказано особо, образуются ассоциации с повышенной щелочностью и щелочные трахибазальт-трахиандезитовые, щелочно-сиенит-гранитовые, нефелин-сиенитовые и т. д. Но характерно полное отсутствие ультраосновных и редкость самостоятельных габброидных формаций, хотя породы основного состава встречаются среди продуктов ранних фаз формирования многофазных гранитоидных комплексов. Высокая дифференцированность и специфическая обстановка формирования вулканоплутонических ассоциаций обуславливают в первую очередь особо благоприятные условия для формирования богатых месторождений редких и цветных металлов, сосредоточенных главным образом в структурах сводово-глыбового типа.

Естественно, возникает вопрос, чем именно обусловлена специфика магматизма сводово-глыбовых структур? Почему в них практически отсутствует базальтоидный магматизм, который является типовым для структур активизации континентальных и океанических кратонов? Причины кардинальных различий магматизма тех и других структур, кажется, надо искать не в различном составе и свойствах коры и особенностях ее тектоники. Разломная тектоника контролирует магматизм во всех случаях, и толеитовые базальты имеют одинаково широкое распространение и в глубоководных зонах океана, и на древних платформах. Причины надо искать глубже, в мантии. Не случайно специфический магматизм сводово-глыбовых структур связан с областями поднятий. Образование же последних, несомненно, обусловлено какими-то процессами в мантии (конвекция, всплытие астенолита?), с которыми связываются усиление теплового потока, усиленная дегазация и т. д. и как результат — возникновение новых магматических очагов в обстановке существенно иной, чем та, в которой рождаются очаги толеит-базальтовой магмы. Что касается особенностей тектоники сводово-глыбовых структур (большая мощность осадочно-метаморфической коры, особая роль горизонтальной составляющей в разрывных дислокациях), то они, видимо, играют только модифицирующую роль, определяя, так сказать, «полузакрытость» магмоконтролирующих структур и отсюда преобладание полигенных вулканов центрального типа, специфические формы и механизм формирования плутонов (трещинные и пластовые интродуцированные тела, кольцевые интрузии), а также возможности дифференциации в промежуточных очагах и вместе с тем в ряде случаев достаточно интенсивные явления приконтактной ассимиляции и магматического замещения.

Может быть выделено три основных типа сводово-глыбовых структур: 1) сквозные приразломные вулканогенные пояса, характеризующиеся достаточно четкими границами; 2) сводово-глыбовые области с магматизмом повышенной основности и щелочности и 3) сводово-глыбовые области с преобладающим среднекислым магматизмом. Второй и третий типы сводово-глыбовых структур отличаются от первого весьма неопределенными границами, что связано с постепенным угасанием разломов и магматизма с удалением от центра или оси свода.

Сквозные приразломные вулканогенные пояса. Особенностью таких структур является их линейность и в случае большой их протяженности — сквозьеструктурность или наложенность, выражающаяся в том, что они могут пересекать более древние структуры с различной тектоникой, не меняя существенным образом характера связанного с ними магматизма. В некоторых случаях такие структуры оказываются сквозными и во времени, что выражается в поразительной устойчивости состава магматических продуктов в течение геологических эпох. Примером такого типа структур может служить известное Тихоокеанское вулканическое кольцо — структура колоссальных размеров, в пределах которой неоген-четвертичный магматизм имеет очень выдержанный характер, несмотря на то, что в Северной Америке она пересекает складчатую структуру невадид, на Камчатке — неоген-четвертичные вулканические постройки насажены на собранные в складки и размытые толщи верхнего мела, а в пределах Алеутской и Курильской островных дуг, где континентальная кора отсутствует или имеет сокращенную мощность, продукты того же неоген-четвертичного магматизма многими исследователями рассматриваются как проявления ранней стадии геосинклинального магматизма. Другим примером приразломного вулканического пояса, не столь большого по своей протяженности и «сквозного» главным образом во времени, может служить «приразломная андезитово-базальтово-трахибазальтовая формация» [Тащипина, Семенова-Тяньшанская, 1968], которая развита в северо-восточной краевой части Джунгаро-Балхашской складчатой системы на границе с Чингизской каледонской зоной. Неоднократное подовление разлома во время среднего и позднего палеозоя привело к тому, что вулканизм этой зоны устойчиво сохранял свой основной (с повышенной щелочностью) характер в конце девона, в карбоне и даже в перми, в то время как рядом, вне этой разломной структуры, на всей территории Центрального Казахстана шло образование эффузивных и интрузивных формаций среднекислого состава, типичных для «орогенного этапа» развития каледонид и герцинид Центрального Казахстана. Подобные приразломные вулканические пояса, по-видимому, широко распространены, но они еще недостаточно изучены. Они стоят несколько особняком в ряду сводово-глыбовых структур, отличаясь отсутствием или незначительным количеством кислых магматитов.

Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс, протягивающийся на несколько тысяч километров и пересекающий более древние консолидированные структуры различного возраста, представляет собой также линейную и сквозную структуру, но магматизм его не отличается от преобладающего типа магматизма сводово-глыбовых областей. Здесь с главными разломами, согласными с общим простиранием пояса, связаны дополнительные, и в целом пояс представляет собой широкую полосу, в пределах которой можно проследить перистую систему разломов, трасирующихся кулисообразно расположенными поясами вулканогенных пород и цепочками интрузивов, ориентированными под углом к генеральному меридиональному направлению пояса. В формировании пояса наблюдается ярко выраженная цикличность. Например, в пределах охотско-чукотской части пояса на ранних стадиях его формирования (аптитурон) образовались андезитовая и гранодиоритовая (охотские гранитоиды) формации, позже (сенон-дат) — липарит-гранитовая группа формаций, отличающаяся иногда несколько повышенной щелочностью. Самые молодые палеогеновые базальты, образующие горизонтальные покровы, принадлежат к толетовому типу и должны быть отнесены к трапповым формациям активизированных молодых платформ. Породы андезитовой фор-

маши залегают с угловым несогласием на поверхности сильно дислоцированных морских отложений от пермского до позднечуковского возраста. Главный тип пород — андезиты, но наряду с ними присутствуют базальты, андезитобазальты, дациты и липариты, слагающие размытые вулканы центрального типа, что обуславливает крайнюю неустойчивость разрезом. Интрузии охотских гранитоидов принадлежат к типу многофазных трещинных. Ранние фазы — габбро и габбронориты, поздние — гранодиориты и граниты; такситовые диориты имеют гибридный характер. Липарит-гранитовая группа формаций включает липаритовую (игнимбритовую) формацию и формацию близповерхностных субвулканических гранитоидов, образование которых шло одновременно. Состав гранитоидной формации сложен. Преобладают аляскистовые, роговообманково-биотитовые граниты, щелочные граниты, но присутствуют также гранодиориты, кварцевые монциты, гиперстеновые диориты, габбродиориты [Сперанская, 1968].

Примерно ту же историю пережила и спхотэ-алиньская часть пояса с тем отличием, что соответствующие события здесь имели место позже примерно на половину геологического периода.

Сводово-глыбовые области, осложненные наложенными впадинами, с магматизмом, отличающимся повышенной основностью и щелочностью, обычно возникают в случае взламывания (активизации, декратонизации) значительно консолидированных древних структур, причем преимущественно в том случае, когда эпоха взламывания отделена значительным промежутком времени (один-два и больше геологических периодов) от завершения их консолидации. Эти структуры, таким образом, и по своей тектонике, и по характеру магматизма приближаются к описанным выше структурам активизированных кратонов с базитовым магматизмом, отличаясь значительно большей ролью кислых магматитов, особенно в интрузивных фациях. Примерами подобных структур могут служить: Енисейский свод, осложненный рядом наложенных впадин, выполненных отложениями девона и карбона; область мезозойской активизации Забайкалья, особенно Западного; область среднепалеозойской активизации Северного Тянь-Шаня; область кайнозойской активизации Скалистых гор и плато Колорадо с вулканитами гор Абсорока, Сан Хуан и поперечными поясами интрузивов; вероятно, к этому же типу структур можно отнести глубоко размытую структуру грабена Осло и т. д. Для всех этих структур характерно широкое развитие сложно дифференцированных трахибазальтовых, трахиандезитовых и трахилипаритовых формаций, сопровождающихся субвулканическими интрузиями щелочных габброидных пород, щелочных сиенитов, но главным образом — гранитов и граносиенитов с повышенной щелочностью [Лучицкий, 1960а, б].

В Енисейском своде [Лучицкий, 1960б], перестроившем древние структуры байкалид и каледонид и осложненном многочисленными наложенными впадинами, магматическая деятельность началась и закончилась в нижнем девоне, причем состав эффузивов различен в разных частях свода. Основность и щелочность их повышаются в центральных частях свода, отвечающих зоне ранней консолидации каледонид, и понижаются на южной и западной его окраинах в зонах более поздней консолидации. Нижнедевонские интрузивы, образующие с вулканитами единую вулканоплутоническую ассоциацию, сложены главным образом субщелочными гранитами и граносиенитами, очень редко щелочными габброидами и нефелиновыми сиенитами [Довгал, 1969].

В Западном Забайкалье мезозойская активизация также поразила древние складчатые структуры, формирование которых закончилось еще

в кембрии, так что здесь период относительного тектонического покоя продолжался значительно дольше (четыре или даже пять геологических периодов), чем в Енисейском своде. Формирование сводово-глыбовых структур здесь началось в конце перми и самом начале триаса и продолжалось до конца мезозоя. За это время были сформированы многокилометровые вулканогенно-осадочные толщи и ряд интрузивных комплексов разного возраста и состава. Особенностью этой области является то, что раннемезозойский этап активизации начался (по данным Ю. В. Комарова) образованием контрастной базальт-липаритовой серии эффузивов, в которой преобладают кислые вулканисты, и интрузий габбро-диорит-гранитового состава. Более поздние эффузивные толщи конца триаса — начала юры сложены уже в основном трахибазальтами, трахитами и трахилипаритами и сопровождаются плутонами гранитов и сиенитов нормального и щелочного ряда. Эффузивы средней, верхней юры и нижнего мела — это уже в основном трахибазальты с незначительным участием трахиандезитов, трахитов и комендитов.

Сводово-глыбовые области, осложненные унаследованными и наложенными впадинами и прогибами с элементами «геосинклинальности» и преобладающим среднекислым магматизмом нормальной или слегка повышенной щелочности. Этот тип структур по составу осадочных и магматических формаций занимает как бы промежуточное положение между структурами типа Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса и описанными ниже геосинклинальными структурами, лишёнными базитового начального магматизма. К этому типу могут быть отнесены прежде всего мезозойские структуры восточной и центральной части Монголо-Охотского, а также Яньшанского поясов, которые формировались начиная с триаса и кончая верхним мелом. Развитие таких больших структур, естественно, происходило неравномерно и неодинаково в разных их частях. Например, в восточной части Монголо-Охотского пояса в триасе и в ранней юре в унаследованных прогибах господствовала обстановка, близкая к геосинклинальной, о чем свидетельствуют мощные морские песчано-сланцевые толщи, содержащие покровы диабазов и пачки кремнистых пород. В то же самое время в Западном Забайкалье уже господствовал режим поднятий, осложнявшийся образованием наложенных впадин, выполненных грубообломочным и вулканогенным материалом (базальт-липаритовые, трахибазальт-трахит-трахилипаритовые формации), и формирование многофазных интрузий гранодиоритового, гранитового и сиенитового состава. Но позже, в поздней юре и раннем мелу, режим сводового поднятия распространился и на Восточное Забайкалье, и с этого времени уже в пределах всего Забайкалья господствует блоково-разломная (германотипная) тектоника и происходит образование сложных вулканоплутонических ассоциаций, которые в Восточном Забайкалье отличаются менее высокой щелочностью, чем в Западном, и представлены андезитовыми, дацит- и базальт-липаритовыми сериями и интрузиями гранитового и сиенит-гранитового состава, а щелочные эффузивы трахибазальтовой формации появляются только в нижнем мелу, когда характер магматизма в Забайкалье как бы выравнивается, приобретая черты, типичные для активизированных кратонов.

Еще более ярко неодновременность формирования сводово-глыбовых структур и связанное с этим возрастное скопление однотипных магматических формаций в соседних структурно-фацальных зонах можно наблюдать в Центральном Казахстане. В зоне каледонид, опоясывающих полукольцом Джунгаро-Балхашский унаследованный прогиб, уже в силуре намечается переход к орогенному режиму, выражающийся общим

сводовым поднятием, взламыванием свода с образованием системы наложенных впадин, выполненных континентальной молассой и среднекислыми вулканитами. Массовый магматизм, связанный с активизацией каледонской складчатой области, дает очень характерный вертикальный ряд формаций: андезитовая (ранний — средний девон) → гранодиоритовая (средний девон) → липаритовая (средний девон — франский ярус) → гранитовая (верхний девон). В то же самое время в соседнем Джунгаро-Балхашском унаследованном прогибе сохраняется режим погружения и шло накопление морских осадочных толщ. Режим поднятий и наступление «орогенного» этапа здесь отмечаются только в нижнем карбоне, когда вслед за складчатостью, которая, впрочем, проявилась не везде [Кеппежинская, 1969], начал формироваться аналогичный ряд магматических формаций, только несколько усложненный: андезитовая (калмакэмельская свита, средний карбон) → гранодиоритовая (топарский комплекс, средний — верхний карбон) → липаритовая (керегетасская свита, средний — верхний карбон) → гранитовая (калдырминский комплекс, верхний карбон) → трахилпаритовая (архарлинская свита, верхний карбон — нижняя пермь) → аляскитовая (акчатаусский комплекс, верхняя пермь).

Геосинклинальные области

Для наших целей достаточно охарактеризовать геосинклинальные области как структуры весьма длительного развития, характеризующиеся большой мощностью осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, комбинирующихся в специфическом наборе формаций, а также напряженной тектоникой, в том числе складчатостью линейного типа и глубинными разломами. Эволюция геосинклинальных областей, как известно, в самой обобщенной схеме складывается из стадий: 1 — заложения и общего проседания первичного геосинклинального прогиба, 2 — дифференциации последнего, зарождения и разрастания первичных геоантиклинальных поднятий, 3 — замыкания геосинклинальных систем, сопровождающейся линейной складчатостью и формированием «синорогенных» (по Г. Штилле) гранитоидных плутонов, 4 — продолжающихся поднятий и разломно-глыбовой (германотипной по Г. Штилле) тектоники, которая обозначается советскими тектонистами как «орогенный этап» развития геосинклинальных областей.

Магматизм первой стадии, во время которой идет накопление мощных осадочных толщ, проявляется не всегда, но в случае его проявления (например, в геосинклиналях фемического профиля) он представлен покровами и пластовыми интрузиями однородных толеитовых базальтов и изредка — контрастными базальт-липаритовыми сериями, т. е. по своему составу он не отличается от трапповых формаций и толеитовых базальтов океанических областей. Отличия обусловлены только обычным зеленокаменным перерождением геосинклинальных эффузивных толщ.

На второй стадии всегда обнаруживается дифференцированность магматических продуктов, причем магматы сосредоточиваются главным образом в пределах геоантиклинальных поднятий и особенно в бортовых частях геосинклинальных прогибов. При этом образуются частью те же недифференцированные толеит-базальтовые (диабазовые), частью контрастные базальт-липаритовые (диабаз- или спилит-кератофировые) формации. В других случаях возникают наземные вулканы центрального типа, с деятельностью которых связываются сложно дифференцированные базальт-андезитовые формации с участием андезитов и дацитов,

а иногда и базальтоидные формации с повышенной щелочностью. Несомненно, что наземный и подводный вулканизм уже на этой стадии сопровождается субвулканическими интрузиями, образующими габбро-диорит-диабазовые, габбро-плаггиогранитовые, некоторые сиепит-габбровые и габбро-диорит-гранодиоритовые формации с натровым геохимическим профилем, которые входят вместе с соответствующими эффузивными толщами в состав сложных вулканоплутонических ассоциаций.

Стадия замыкания геосинклиналей, выражающаяся ликвидацией геосинклинальных ванн, линейной складчатостью и общим воздыманием складчатой области, сопровождается в геосинклиналях фемического профиля сначала появлением габброидных формаций различных типов (габброноритовых, сиепит-габбровых, дунит-пироксенит-габбровых), а затем интрузиями «синорогенных», точнее, «позднеорогенных» (по терминологии Г. Штилле) гранитоидов, слагающих батолитообразные тела с явными признаками магматического замещения и потому имеющими сложный «пестрый» состав. В геосинклиналях сиалического профиля габброидные интрузии этой стадии отсутствуют или слабо развиты, а гранитоидные обычно представлены более однородными плутонами биотитовых, частью высокоглиноземистых гранитов.

Гипербазитовая формация, всегда четко связанная с глубинными разломами, обычно проявляется цепочками линзовидных тел, которые залегают среди геосинклинальных толщ главным образом в виде протрузий [Книппер, 1969]. Первично-магматические интрузии гипербазитов с горячими контактами являются большой редкостью. Вместе с тем окончательная фиксация гипербазитовых интрузий и протрузий обычно происходит после формирования всех геосинклинальных вулканических и вулканоплутонических ассоциаций и до образования «позднеорогенных» (по Г. Штилле) габброидных и гранитоидных формаций стадии замыкания геосинклиналей. Очевидно, время внедрения протрузий гипербазитов соответствует максимальным сжатиям данной геосинклинальной структуры и окончательной смене режима растяжения, свойственного стадии прогибания, режимом сжатия, присущего стадии замыкания [Штрейс, Макарычев, 1969]. Кстати, видимо, именно это последнее обстоятельство обуславливает также обычное отсутствие эффузивов, синхронных и сингенетичных синорогенным (высоко- и позднеорогенным) гранитоидным интрузиям.

Самую позднюю стадию формирования геосинклинальной складчатой области русские тектонисты обычно называют «орогенным» этапом ее развития, который характеризуется набором специфических осадочных формаций, накапливающихся в условиях энергичного воздымания складчатой горной области. В типичном случае эта стадия настолько сильно отличается от предшествующей стадии замыкания прежде всего своей тектоникой и характером магматизма (разломная сводово-глыбовая тектоника с большой ролью сдвигов и специфический набор вулканоплутонических формаций), что ее вообще следует исключить из ряда последовательных этапов или стадий геосинклинального процесса. Границу между собственно геосинклинальными процессами, включая стадию замыкания геосинклиналей, с одной стороны, и наступлением режима общих сводовых поднятий и разломно-блоковой тектоники — с другой, следует проводить не по появлению так называемых орогенных осадочных формаций (они образуются иногда очень рано за счет размыва ранних геосинклинальных поднятий), как сделано в «Тектонике Евразии» [1966], в работах А. А. Моссаковского [1969] и Е. Е. Милановского [1969а], а по решительной смене общего характера тектоники и контролируемого ею магматизма.

Батолитовые или батолитообразные интрузии синорогенных гранитоидов обычно бывают сосредоточены в пределах складчатой геосинклинальной области и не выходят в ее раму, что, конечно, обусловлено существенными различиями в физических свойствах субстрата, выполняющего геосинклинальную призму (вместе с ее фундаментом), с одной стороны, и раму геосинклинали — с другой. После консолидации геосинклинальной структуры в стадию замыкания физические свойства бывшей подвижной области и ее рамы выравниваются, и поэтому разломно-блоковая тектоника и магматизм «орогенного» этапа оказываются сквозными, сквозьструктурными и распространены на значительно больших площадях, чем собственно геосинклинальные складчатые сооружения и собственно геосинклинальные магматиты.

Впрочем, иногда бывает трудно провести совершенно четкую границу между стадией замыкания геосинклинали и наступлением режима общего сводообразования и блоково-разломной тектоники и соответственно между «позднеорогенным» (по Г. Штилле) геосинклинальным гранитоидным и «посторогенным» сводово-глыбовым магматизмом. Можно заметить, что в случае интенсивного проявления «позднеорогенного» гранитоидного магматизма стадии замыкания геосинклиналей, например, в каледонидах Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна, Северного Тянь-Шаня и Западного Забайкалья, эта граница оказывается совершенно четкой и определенной. Но нередко мы встречаемся с геосинклинальными структурами, в которых позднеорогенный гранитоидный магматизм ослаблен или совсем не проявлен (каледониды Центрального Казахстана, Горного Алтая); в таких случаях эта граница оказывается в значительной степени условной, а гранитоидный магматизм как бы смещен во времени, и максимум его проявления приходится на этап развития сводово-глыбовых структур.

Исключительное разнообразие паборов формаций, в том числе магматических, в различных конкретных геосинклинальных областях, системах и более мелких подразделениях позволяет утверждать, что тектоническая обстановка в таких сложных структурах, как геосинклинальные складчатые области, была изменчива в разных их частях и существенно менялась во времени. Поэтому давно уже предпринимаются попытки выделения ряда типов геосинклинальных структур, отличающихся друг от друга магматизмом и металлогенезом [Харкевич, 1953, 1960; Радкевич, 1959; Шаталов, 1959; Смирнов, 1962; Семенов, 1963; Абдулаев, 1964; и др.]. Для наших целей совершенно достаточно рассмотреть два крайних типа геосинклиналей и геосинклинальных областей: 1) синалического и 2) фемического профиля. Кроме того, особого рассмотрения заслуживают зоны смятия, надвигов и взбросов, которые распространены в геосинклинальных сооружениях обоих типов, но сопровождаются очень специфическими магматическими формациями, не встречающимися вне этих структур.

Геосинклинальные структуры, без базитового вулканизма стадии прогибания, со слабо развитым среднекислым вулканизмом стадии дифференциации и мощным гранитоидным магматизмом стадии замыкания (геосинклинали синалического профиля). Этот тип по набору характерных магматических формаций наиболее близок к последнему из рассмотренных выше типов сводово-глыбовых областей. Яркими примерами таких структур являются герцинская Обь-Зайсанская геосинклинальная система, а также Верхояно-Чукотская и Сихотэ-Алиньская области мезозойской складчатости, т. е. структуры, заложены или на каледонском, или на докембрийском складчатом основании. Для этого типа характерны или полное отсутствие, или очень слабые проявления базальтового вулканизма (диабазовая формация) стадии общего прогибания, во всяком случае

в пределах внутренних зон широких геосинклинальных прогибов. Вулканогенные формации появляются позже и концентрируются преимущественно в пределах геоантиклинальных поднятий и в бортовых частях интрагеосинклиналией и представлены преимущественно подводной контрастной базальт-липаритовой (спилит-диабаз-кварц-кератофировой), наземной андезитобазальтовой, значительно реже андезитодацитовой формации. Стадия замыкания геосинклинальных структур характеризуется широким развитием позднеорогенных (по Г. Штилле) интрузий гранодиоритового или гранитового состава, в том числе высокоглиноземистых. Граптоидные плутоны образуют батолито- или пластообразные тела, контролируемые складчатыми структурами и приуроченные преимущественно к осям антиклиналей. Они сосредоточены, таким образом, внутри собственной геосинклинальной области, хотя в некоторых случаях могут выходить и в раму последней, образуя «внегеосинклинальные» интрузии гранитоидов. Последние в таком случае оказываются уже компонентами сводово-глыбовых структур, которые часто формируются одновременно с собственно геосинклинальными в пределах рамы геосинклиналией, как мы это повсюду имеем в зоне Центрально-Азиатских герцинид. Характерная особенность данного типа геосинклинальных структур — весьма ограниченное распространение самостоятельных габброидных формаций. Гипербазитовые же протрузии зон глубинных разломов не являются редкостью, хотя и не имеют очень широкого распространения.

Геосинклинальные структуры с интенсивным осевым и среднеосевым магматизмом стадий прогибания и дифференциации и эарьюрующей интенсивностью гранитоидного магматизма стадии замыкания (геосинклинали фемического профиля, эвгеосинклинали). Примером этого типа структур могут служить каледониды Алтае-Саянской складчатой области, Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня, герциниды Урала; по-видимому, к этому же типу структур следует отнести часть кайпозойских тектонических зон Тихоокеанского кольца.

В этом типе геосинклинальных структур начальный магматизм проявляется массовыми излияниями недифференцированных и потому очень однородных лав толеит-базальтового состава, испытавших зеленокаменное перерождение и преобразованных в альбитизированные диабазы (диабазовая, спилит-диабазовая формации). В каледонидах Восточного Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау, Центрального Казахстана базальтовые излияния имели место еще в рифее, частью в раннем кембрии. Местами отмечается появление несколько более поздней контрастной липарит-базальтовой (кератофир-диабазовой) формации. Коммагматичны с ними субвулканические, преимущественно пластовые и дайковые интрузии перидотит-пироксенитовой, габбро-диорит-диабазовой и габбро-плагиогранитовой формаций. В Центральном Казахстане начальный магматизм местами завершается образованием формации андезитовых порфиритов. Впрочем, возможно, что две последние формации соответствуют уже стадии дифференциации первичного геосинклинального прогиба. Но наиболее характерной для стадии дифференциации, т. е. зарождения и формирования геоантиклинальных поднятий, обычно бывает сложная (дифференцированная) андезитобазальтовая (порфировая) формация с преобладанием палеотипных андезитобазальтов, но с участием, с одной стороны, базальтов, с другой — андезитов, дацитов, иногда трахибазальтов и трахитов. В некоторых структурах (герциниды Урала, мезозойды Камчатки) с такой сложной вулканогенной формацией ассоциируют интрузивы габбро-диорит-гранодиоритовой и габбросенитовой формаций. Интрузивный магматизм еще более поздней стадии замыкания (инверсия или ликвидация

геосинклинального режима в данной структуре) проявляется по-разному. Иногда он проявлен весьма интенсивно образованием сначала самостоятельных габброидных формаций, в различной степени дифференцированных (габброноритовая, дунит-широксенит-габбровая, сиенит-габбровая), а затем позднеорогенных гранитоидных формаций пестрого состава, образующих крупные батолитообразные тела, которые можно подразделить на диорит-гранодиоритовый и сиенитодпорит-граносиенитовый подтипы. В случае массового развития гранитоидного магматизма стадии замыкания (Кузнецкий Алатау, юго-западная часть Восточного Саяна, Западное Забайкалье) происходит полная консолидация геосинклинальной структуры, и тогда геологические формации «орогенного» этапа, в том числе «посторогенный» гранитоидный магматизм, связанный со сводово-глыбовой тектоникой, отделяются от собственно геосинклинальных совершенно отчетливо. Замечательно, что интенсивность посторогенного гранитоидного магматизма при этом совершенно несоразмерна с интенсивностью спорогенного (точнее, позднеорогенного) магматизма стадии замыкания каледонских геосинклиналей. С другой стороны, могут быть приведены многочисленные примеры, когда формирование геосинклинальных структур с развитым начальным базитовым вулканизмом не завершается гранитоидным магматизмом или последний проявлен в незначительной степени (каледониды Горного Алтая, Центрального Казахстана). В этом случае консолидация собственно геосинклинальной структуры оказывается неполной, собственно геосинклинальная тектоника постепенно сменяется сводово-глыбовой, формируются унаследованные прогибы, которые выполняются частью геосинклинальными, частью «орогенными» [Херасков, 1963] осадочными и вулканогенно-осадочными формациями, и соответственно массовый гранитоидный магматизм тоже как бы смещается во времени и оказывается связанным уже со сводово-глыбовой тектоникой, причем посторогенные гранитоиды образуют крупные плутоны, ассоциирующие с характерными андезитовыми и дацитолитпаритовыми вулканогенными формациями.

Зоны смятия, надвигов и взбросов. Глубинные разломы, нередко разделяющие блоки коры с различными тектоническим режимом и особенно характерные для геосинклинальных складчатых областей, являются важными магмоконтролирующими структурами и часто выделяются сгущением магматических тел любых формационных типов. Но специфической для зон глубинных разломов, по существу, является только формация альпийотипных гипербазитов, которая вне таких зон не встречается и практически всегда контролируется поверхностями надвигов и взбросов. Однако существует разновидность зон глубинных разломов, выделяющаяся обычно под названием зон смятия, в пределах которой условия формирования и преобразования плутонов настолько специфичны и складывают настолько существенный отпечаток на вещественный состав и форму интрузивных тел и сопутствующих им метаморфогенных образований, что в некоторых случаях ассоциации магматогенных пород зон смятия заслуживают выделения в качестве особых формационных типов.

Зоны смятия формируются в обстановке длительных дифференциальных движений и ламинарного течения [Паталаха, 1967], приводящих к интенсивному расщеплению, катаклазу и перекристаллизации пород, оказавшихся в зонах смятия. Эти преобразования обычно повторяются многократно в связи с увеличением и спадом импульсов сжатия. В том случае, если таким преобразованиям подвергаются готовые интрузивные тела зоны смятия, они могут быть расплющены, а породы приобретают катакластические и различные бластические структуры, а также линзо-

видно-милонитовую и сланцеватую текстуры и т. д., но новые формационные типы при этом не образуются. Но если интрузивный процесс разрешается в соответственной структурно и физически подготовленной среде, он может принять весьма своеобразные формы.

Чаще всего мы встречаемся с проявлениями гранитоидного магматизма, который в специфической обстановке зон смятия создает линейные батолитообразные тела замещения, сопровождающиеся широкими полями мигматитов и ореолами кристаллических сланцев амфиболитовой фации. Понятно, степень проявления процессов гранитизации может быть очень разной. По-видимому, так называемые «высокоорогенные» (по Г. Штилле) гранитоидные плутоны многих геосинклинальных структур (например, восточного склона Урала, Приенисейской зоны Енисейского кряжа, Иртышской зоны смятия) принадлежат именно к этому типу и, следовательно, не имеют касательства к «орогенному этапу» или «орогенным структурам», в том смысле, как они обычно понимаются в геотектонике. Естественно, что разогревание и увеличение количества жидкой фазы в процессе формирования высокоорогенных гранитоидных плутонов приводят к тому, что в зонах смятия начинают преобладать пластические деформации, что иногда ведет к образованию таких форм, как гнейсовые купола и т. д.

Своеобразие основного магматизма зон смятия (например, Иртышской) заключается в том, что пластовые тела базитов, образующие сближенные рои и деформированные вместе с вмещающей осадочной толщей, испытали сильнейшую автотасоматическую амфиболитизацию, вплоть до образования мономинеральных амфиболитов, и сопровождаются ореолами также интенсивно амфиболитизированных вмещающих пород. Возможно, такие ассоциации, образованные в специфической обстановке зон смятия в условиях избытка летучих, заслуживают выделения в качестве особого формационного типа.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

1. Изложенный выше материал показывает, что магмоконтролирующие структуры очень разнообразны. Они перечислены и кратко описаны в порядке возрастающего усложнения связанного с ними магматизма и соответственно набора магматических формаций. Сравнение разных типов магмоконтролирующих структур обнаруживает наличие множества переходных форм, что делает границы между ними в значительной степени условными. По существу, условными являются и границы между теми группами структур, которые выделяются под названием активизированных кратонов (устойчивых областей), сводово-глыбовых областей, геосинклинальных областей. Между ними тоже можно найти переходные формы.

2. Многие типы магматических формаций явно связаны в своем распространении с определенными типами тектонических структур. Но наряду с этим мы нередко обнаруживаем, что прямая связь между типами структур и характером магматизма отсутствует, причем одни и те же типы магматических формаций могут присутствовать в структурах с совершенно различной историей формирования и, наоборот, однотипные структуры могут существенно различаться наборами магматических формаций. Например, базитовые формации пачальной стадии развития эвгеосинклиналей почти не отличимы по составу от трапповых формаций платформ, с одной стороны, и формаций толентов базальтов впадин океанов — с

другой, занимая по особенностям химизма промежуточное положение между теми и другими. Гранодиоритовые и гранитовые формации стадии замыкания геосинклинальной области (позднеорогенные) и посторогенные внегеосинклинальные граниты сводово-глыбовых структур по своему составу могут также не отличаться друг от друга (они различаются главным образом механизмом образования и структурными взаимоотношениями с вмещающими толщами и между продуктами разных фаз их формирования). Известны также такие «сквозьструктурные» формации, как неоген-четвертичная андезитобазальтовая формация Тихоокеанского вулканического кольца, которая в некоторых частях последнего является компонентом геосинклинального магматизма, в других — сводово-глыбового, посторогенного. Существуют, наконец, сквозные (во времени) формации, которые, генерируясь долго живущим разломом, переходят из одного этапа развития данной структуры в другой, не меняя существенным образом своего состава.

3. «Сквозьструктурность» магматических формаций, конечно, объясняется тем, что магматизм вообще не связан непосредственно с формированием и тектоникой осадочной оболочки, которую мы всегда в первую очередь изучаем, анализируем, изображаем на геологических картах и которую пытаемся систематизировать, в частности, и по характеру магматизма. Эта связь между магматизмом и тектоникой осадочной оболочки не прямая, а только парагенетическая. Степень подвижности как подвижных зон, так и кратонов, характер и интенсивность магматизма тех и других и т. д. целиком определяются свойствами верхней мантии в пределах сегмента планеты, соответствующего рассматриваемому структурному подразделению. При этом любой магматизм, поверхностный или внутрикоровый, является одним из выражений активизации именно верхней мантии, а вещественный состав магматитов во многих случаях прямо контролируется степенью дифференцированности и соответственно «зрелостью» или «истощенностью» вещества верхней мантии.

4. Всякая эндогенная деформация земной коры, сопровождающаяся или выражающаяся перемещением в пространстве магматических масс, наступает после некоторого периода покоя и сменяется новым временным же состоянием покоя. Эти преобразования можно называть соответственно процессами магматической активизации или декратонизации.

Наиболее примитивной формой декратонизации является взламывание древних кратонов (континентальных и океанических), сопровождающееся базитовым вулканизмом. Массовые излияния недифференцированной базальтовой магмы, создающие формации трапповые, океанических толентовых базальтов, а также спилит-диабазовые начальных этапов формирования эвгеосинклинальных структур, возможны только в обстановке общего растяжения структуры, ее высокой проницаемости и, так сказать, «открытости» магмоподводящих каналов. Степень открытости их, по-видимому, убывает в других типах магмоконтролирующих структур, возникающих в результате декратонизации континентальных кратонов, но об этом мы можем судить, собственно говоря, только по возрастающей степени дифференцированности продуктов магматической деятельности.

Открытость магмоподводящих структур свойственна и сводово-глыбовым структурам, судя по интенсивному вулканизму, явному разломному контролю в размещении вулканических поясов и цепочек интрузивных тел, но степень открытости их значительно меньше, чем в структурах с базитовым вулканизмом. При этом, судя по многим признакам, эта открытость обусловлена не столько обстановкой общего растяжения коры, как в предыдущем случае, сколько большей ролью сдвигов при формиро-

вании глыбовых структур. По существу, мы толком не знаем, чем обусловлен характерный для сводово-глыбовых областей среднекислый состав магматических продуктов. По-видимому, большую роль в этом играет наличие зрелой континентальной коры и «полуоткрытость» магмопроводящих структур, что создает благоприятные условия для появления новых внутрикоровых очагов магмообразования и перемещения к земной поверхности новообразованных магм.

Геосинклинали также являются результатом активизации или декратонизации той или иной консолидированной структуры, только история их более сложна. В начальную стадию общего погружения в пределах формирующегося геосинклинального прогиба господствует обстановка растяжения, что создает благоприятные условия для массового базитового магматизма, т. е. тождественные или близкие к тем, которые мы наблюдаем в зонах активизации континентальных или океанических кратонов. В стадию дифференциации первичного геосинклинального прогиба тектоническая обстановка и характер магматизма приближаются к тем, которые мы наблюдаем в сводово-глыбовых областях и, наконец, в стадию замыкания геосинклинальные структуры становятся максимально закрытыми в связи с линейной складчатостью. Следствие такой закрытости — отсутствие вулканической деятельности и существенное уменьшение роли механического внедрения магмы и соответственно увеличение роли магматического замещения при формировании синорогенных («высокоорогенных») и «позднеорогенных») плутонов (терминология Г. Шилле).

5. Анализ связей магматизма и типа тектонических структур приводит к несколько неожиданному выводу. Вполне самостоятельными, с позиций магматиста, являются два типа структур: а) расколотые вследствие декратонизации кратоны, для которых характерен базитовый магматизм, проявляющийся в обстановке растяжения блока и поэтому сопровождающий образование впадин; б) сводово-глыбовые структуры, формирующиеся в обстановке преобладающего воздымания больших материковых сегментов коры и отличающиеся преимущественно среднекислым эффузивным и интрузивным магматизмом, который также проявляется в обстановке растяжений, возникающих только временами и местами в зоне межблоковых швов при сдвиговых (и вращательных?) деформациях. Геосинклинальные же структуры, в отношении особенностей их магматизма, по существу, представляют собой частный случай наложения типа б) на тип а) (эвгеосинклинали) или же просто модификацию (усиление) типа б) (геосинклинали без начального базитового вулканизма). Индивидуальность геосинклинального магматизма проявляется преимущественно только в стадию замыкания, когда в геосинклинальной зоне создается обстановка сжатия, определяющая возникновение линейной складчатости, образование или подновление взбросов и подобных им разрывных структур, а отсюда — относительная закрытость геосинклинальной структуры, специфический облик гранитоидных плутонов и возможность проникновения протрузий гипербазитов.

6. Всем геологам, интересующимся анализом соотношений тектоники и магматизма, известна терминологическая путаница, которая возникла за последнее время в связи с тем, что старым терминам «орогенез», «орогенные структуры», «ороген» придано новое содержание, хотя и более точно соответствующее буквальному их переводу, но резко отличающееся от понимания, которое придавали им сравнительно недавно геологи всего мира (в частности, Г. Шилле). Различное понимание этих терминов приводит к тому, что, встречая их в литературе, приходится уже по контексту догадываться, идет ли речь о складчатых структурах и эпохе складчатости.

Структуры и стадии формирования	Терминология Г. Штилле	Предлагаемая терминология
<p>Активизированные кратоны</p> <p>Сводово-глыбовые области</p> <p>Геосинклинальные области и стадии их эволюции</p> <p>Заложение и общее проседание первичного геосинклинального прогиба</p> <p>Дифференциация геосинклинального прогиба, зарождение и разрастание геантиклинальных поднятий</p> <p>Замыкание геосинклинальной системы</p>	<p>Конечный симатический магматизм</p> <p>Субсеквентный—посторогенный магматизм</p> <p>Симатический начальный магматизм</p> <p>—</p> <p>Синорогенный (высоко- и позднеорогенный) плутонизм</p>	<p>Кратонный магматизм</p> <p>Квазикратонный или сводово-глыбовый магматизм</p> <p>Геосинклинальный магматизм</p> <p>Ранний геантиклинальный магматизм</p> <p>Поздний геантиклинальный магматизм</p>

сти или о процессе и эпохе преобладающих поднятий и создания сводово-глыбовых структур, часто даже не имеющих прямого отношения к геосинклинальной складчатости. С этим приходится пока мириться, так как термины «орогенный этап», «орогенные формации» в новом их понимании уже прочно вошли в отечественную и зарубежную литературу. Но в то же время необходимо иметь в виду, что по отношению к магматическим явлениям до сих пор широко используется привычная для всех терминология Г. Штилле, основанная на старом понимании термина «орогенез». Следует напомнить, что, по Г. Штилле, «синорогенный» сиалический плутонизм тесно связан с геосинклинальной складчатостью и может быть подразделен на «высокоорогенный» (разрешающийся во время складкообразования и создающий гнейсогранитовые плутоны, инъекционные гнейсы и мигматиты) и «позднеорогенный» (создающий главную массу гранитоидных плутонов складчатых областей и проявляющийся, «когда складчатые процессы в основном уже затухли» [Штилле, 1964 г]). Сиалический синорогенному плутонизму Г. Штилле противопоставлял «посторогенный», или субсеквентный, магматизм, связанный с квазикратонным состоянием коры и германотипной разрывной тектоникой [Штилле, 1964в, г]. В настоящей статье автор, следуя установившейся традиции, также пользовался упомянутыми терминами Г. Штилле и одновременно терминами «орогенный этап», «орогенные формации» в новом их содержании, впрочем, оговариваясь в каждом случае применения старой терминологии Г. Штилле. Все неудобства установившейся практики использования этих терминов особенно ярко бросаются в глаза, когда читатель обнаруживает в легенде геологической карты или в стратиграфической схеме, что «позднеорогенные» интрузии были образованы до наступления «орогенного этапа» и накопления «орогенных» осадочных формаций и т. д., а с такими терминологическими ляпсусами приходится сталкиваться очень часто.

В качестве попытки исправления явно ненормального положения с «орогенной» терминологией предлагаются в порядке обсуждения некоторые новые термины, которыми рекомендуется заменить магматологические термины Г. Штилле. Сущность предложений видна из табл. 21. В первом ее столбце перечислены главные типы магмоконтролирующих структур в том порядке, в котором они, а также свойственный им магма-

тизм описаны выше; во втором — те термины Г. Штилле, которыми он обозначал соответственный магматизм; в третьем — предлагаемые автором термины. Принцип построения их не требует особых пояснений и выведен из сопоставления первого и третьего столбцов табл. 21. Предлагаемая терминология является логическим следствием основного содержания этой статьи.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ И МАГМАТИЗМА СИБИРИ *

ВВЕДЕНИЕ

Зарождение новых крупных структур отражает узловыe моменты в развитии земной коры и оболочки, связанные с возникновением новых глубинных магматических очагов и процессов, эпохи же завершения складчатости отражают постепенное и неравномерное затухание этих процессов. Поэтому тектоническое районирование по времени завершения складчатости должно рисовать более расплывчатую и менее генетически обусловленную картину структурной эволюции земной коры, чем районирование по времени зарождения структур.

Районирование по времени завершения складчатости связано с идеей о разрастании платформ за счет изживания мобильных геосинклинальных областей. Однако развитие структуры земной коры более сложно, и разделение структур по эпохам завершения складчатости далеко не отвечает их природным генетическим типам. Поэтому структуры с различным генезисом, ходом развития и характером магматизма, если следовать этой схеме, могут быть отнесены к одной категории (например, палеозойские складки Таймыра и Горного Алтая на тектонической карте СССР и сопредельных стран 1956 г.), а структуры, принадлежащие к единой тектонической системе, могут быть отнесены к разным категориям (например, Западное Забайкалье и Восточный Саян на той же карте). Время завершения складчатости может быть очень длительным, так что структуры смежных категорий как бы перекрывают друг друга по времени и поэтому практически неразделимы. Критерии определения этого времени также весьма условны. Оно часто определяется по-разному в зависимости от подхода исследователя и его склонности применять «структурный», «магматический», «осадочно-формационный» или иной критерий. В связи с этим при проведении границ между структурными районами различных категорий возникают большие трудности, а на тектонических картах появляются границы, режущие структуры «по живому месту» (граница каледонид и герцинид Центрального Казахстана на тектонической карте СССР и сопредельных стран 1956 г., границы каледонид и байкалид в Прибайкалье на тектонической карте СССР 1953 г. и т. д.).

Хотя изученность начальных этапов развития структур совершенно недостаточна и время их заложения далеко не всегда можно определять точно и даже достоверно, мы считаем возможным предложить самую общую схему тектонического районирования Сибири с выделением структур трех возрастных генераций: а) древних структур, существовавших уже в докембрии, когда и определились особенности их дальнейшего тектони-

* Геология и геофизика. — 1962. — № 5. — С. 3—13. (В соавторстве с Ю. А. Косыгиним.)

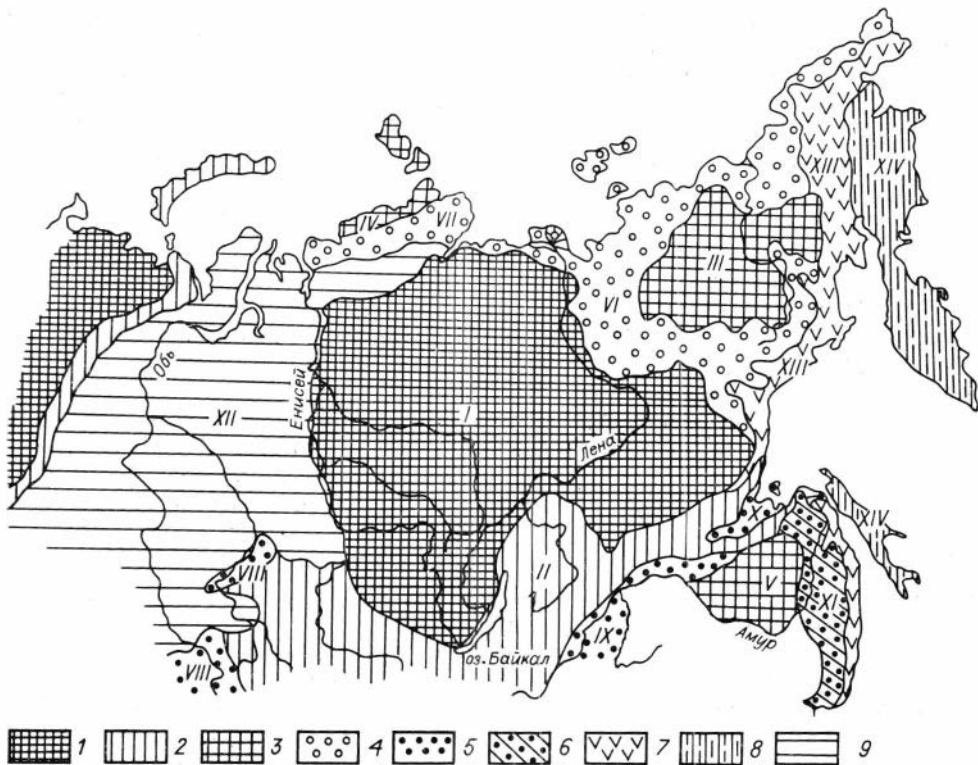


Рис. 19. Схема тектоники Сибири.

1 — древние платформы; 2 — геосинклинальные области докембрийского заложения; 3 — древние глыбовые массивы; 4 — эпикратонные геосинклинали; 5 — герцинские геосинклинальные прогибы; 6 — геосинклинальная система Сихотэ-Алиня; 7 — Тихоокеанский вулканический пояс; 8 — мезозойско-кайнозойские складчатые системы Сахалина, Камчатки и Анадыря; 9 — Западно-Сибирская геосинеклиза.

I — Сибирская платформа; II — Алтае-Джунгурская геосинклинальная область; III — Колымско-Омолонский массив; IV — Северо-Таймырский массив; V — Бурейско-Ханкайский массив; VI — Верхоянско-Чукотская эпикратонная геосинклинальная область; VII — Таймырская эпикратонная геосинклинальная область; VIII — Обь-Зайсаянская геосинклинальная система; IX — Восточно-Забайкальская геосинклинальная система; X — Западно-Охотская геосинклинальная система; XI — геосинклинальная система Сихотэ-Алиня; XII — Западно-Сибирская геосинеклиза; XIII — Тихоокеанский вулканический пояс; XIV — мезозойско-кайнозойские складчатые системы Сахалина, Камчатки и Анадыря.

ческого развития; б) структур, заложившихся в палеозое на платформенных или геосинклинальных древних структурах; в) молодых структур, главное развитие которых приходится на мезозойскую и кайнозойскую эры.

Древние структуры

К числу древних структур принадлежит Сибирская платформа, протерозойские геосинклинальные области и древние глыбовые массивы.

1. Сибирская платформа. Для нее характерно наличие кристаллического архейского фундамента, сформировавшегося на рубеже 1700—1800 лет. Первично-вулканогенно-осадочные породы фундамента повсеместно испытали глубочайший метаморфизм в условиях очень высоких температур и давлений с образованием кристаллических сланцев фации гиперстеновых гнейсов. Метаморфизм местами перерастал в плавление с образованием пород чарнокит-анортозитового комплекса. В верх-

нем архее, кроме того, появились крупные интрузии гранитов, обусловившие наложенный метаморфизм амфиболитовой фации. Таким образом, в пределах сектора нашей планеты, отвечающего Сибирской платформе и ее краевым ныне погруженным участкам, уже в древнем докембрии, по существу, были завершены явления глубинной дифференциации земного вещества и растрочены его энергетические ресурсы. Эти события в общем предопределили основные черты дальнейшей тектонической жизни платформы.

В течение всего последующего времени здесь формировался или сохранялся платформенный чехол в условиях относительно спокойного тектонического режима.

Совершенно своеобразным является триасовый магматизм эпохи образования платформенного чехла, который в особых тектонических условиях сменялся центральными интрузиями и излияниями щелочных ультраосновных и основных пород и кимберлитовыми трубками взрыва. Следует иметь в виду, что нижнетриасовый трапповый магматизм не был ограничен только платформой, он широко развит на Южном Таймыре, обнаружен в Западно-Сибирской геосинеклизе, в Кузбассе, Минусе, в мезозойских впадинах Прибайкалья и т. д. Современные границы платформы определились в разное время. Так, на западе, севере и северо-востоке постпротерозойские наложенные структуры (Западно-Сибирская геосинеклиза, Таймырская и Верхоянская эпикратонные геосинклинали) маскируют докембрийские ограничения платформы. На юге вдоль древней первичной границы платформы с Алтае-Джугджурской геосинклинальной областью протягиваются крупные краевые швы (Восточно-Саянский и Становой), сопровождающиеся гранитными интрузиями протерозойского возраста и зонами диафтореза, в пределах которых кристаллические сланцы фации гиперстеновых гнейсов полностью преобразованы в сланцы амфиболитовой фации, и протерозойские перикратонные опускания (Енисейское, Байкальское, Патомское), развивавшиеся одновременно со смежными с ними геосинклиналями. На примере Енисейского перикратонного опускания можно видеть, что структуры этого типа, в отличие от смежных с ними геосинклиналей, характеризуются крайне слабо проявленным эффузивным магматизмом эпохи осадконакопления, который сосредоточен только в зоне перехода к геосинклиналям; практически отсутствуют также основные и ультраосновные интрузии при широком развитии верхнерифейских интрузий гранитов.

2. Алтае-Джугджурская геосинклинальная область. Для нее характерен геосинклинальный тип протерозойских отложений, которые слагают почти полностью Становик, Байкало-Патомскую зону, поднятия Восточного Саяна и Восточной Тувы и образуют отдельные выступы в более западных районах (Западный Саян, Кузнецкий Алатау, Катунский антиклинорий и т. д.). Местами здесь выступают более древние, вероятно, архейские глыбы (Байкальская, Муйская, глыбы Становика и др.). Намечается примерная синхронность части протерозойских отложений геосинклинальной области и рифейских (синийских) толщ платформы и, следовательно, одновременность формирования протерозойских геосинклиналей и докембрийской части чехла платформы. В послепротерозойское время Алтае-Джугджурская область проявляла подвижность в различных формах (кембрийские геосинклинали Забайкалья и Джиды, Тувы, Кузнецкого Алатау и Горного Алтая, ородовикско-силурийская структура Западного Саяна и Горного Алтая, средневерхнепалеозойские впадины Горного Алтая, Минусы, Тувы, Восточного Саяна, мезозойские интрузии Становика и впадины Кузбасса, Минусы и Тувы,

кайнозойские вулканы Тувы, Тункинской впадины, Витима и Становика, впадины Горного Алтая и Байкальской системы, новейшие и современные глыбовые и орогенические движения, современная сейсмичность), причем ни в одном из ее районов никогда не формировался платформенный чехол, т. е. не осуществлялось преобразования этой мобильной области в платформу. Краевые швы на северном ограничении области также сохраняли свою подвижность от докембрия до наших дней. Зона Становика занимает особое положение в общей структуре Алтае-Джугджурской области. Она представляет собой как бы выступ ее раздробленного архейского фундамента, глыбы которого спаяны протерозойскими геосинклинальными толщами. Типичных геосинклинальных условий в послепротерозойское время здесь уже не возникало.

Алтае-Джугджурская геосинклинальная область отличается исключительно сложным магматизмом, история которого весьма различна в разных структурных фациальных зонах. Для большей части области характерен нормальный геосинклинальный магматизм со спилитокераатофировыми эффузивными толщами, гипербазитовыми и габброидными интрузиями, завершающийся крупными гранитными интрузиями верхнего кембрия — ордовика, хотя внутри ее и могут быть выделены зоны более ранней консолидации (Протеросаян, Байкало-Витимское поднятие, Становик), где массовый гранитный магматизм имел место еще в протерозое, и поздней консолидации (Западный Саян, Горный Алтай) со средними и верхнепалеозойскими гранитами. С образованием межгорных впадин Кузбасса, Минусы, Тувы, Восточного Саяна связывается своеобразный субсквентный базальтоидный вулканизм, сопровождающийся габброиенитовыми интрузиями центрального типа. Проявлением своеобразного «отраженного» гранитного магматизма являются верхнепалеозойские граниты Горного Алтая и Горной Шории, одновременные с гранитами соседней Обь-Зайсанской геосинклинальной области. Совершенно исключительной по интенсивности и продолжительности магматических процессов является зона Становика, где еще в нижнем протерозое имели место сначала громадные интрузии габброанортозитов, приуроченные к структурному шву на границе Становика с Алданским щитом, а затем — массовая инъекция гранитов Саяно-Станового комплекса. Массовые интрузии гранитов повторялись и в мезозое в связи с заложением разрывов в давно консолидированном интрузивно-метаморфическом комплексе.

3. **К о л ы м с к о - О м о л о н с к и й м а с с и в.** В эту древнюю сложную структуру входит *Омолонский блок*, где на архейском гнейсовом фундаменте располагаются девонские, нижнекаменноугольные и пермские отложения платформенного типа, и *Алазейский блок*, по-видимому, близко-го строения. В отличие от этих «платформонидных» участков *Омулевско-Тас-Хаяхтахское поднятие*, где развиты мощные метаморфические толщи протерозоя, приближается к типу древних протерозойских геосинклиналей, сохраняющих подвижность в последующее время. В палеозое на юго-западном крыле Тас-Хаяхтаха располагалась *Чибагалахская* геосинклиналь с толщами хлоритовых и слюдяных сланцев с эффузивами, а в мезозое здесь развивался сопровождаемый поясом позднеюрских батолитоподобных интрузий колымского комплекса *Иньяли-Депский прогиб*, в котором геосинклинальный режим сохранялся до верхней юры, т. е. дольше, чем в других районах Яно-Колымской складчатой системы. Позднее вдоль Омулевско-Тас-Хаяхтахского поднятия по продольным разломам закладывались кайнозойские впадины, а поднятие горных хребтов здесь связано с неотектоническими движениями. *Приколымское поднятие*, разделяющее Омолонский и Алазейский блоки, осложнено серией

продольных разломов и носит в основном платформенный характер; здесь на гнейсах залегают слабометаморфизованные отложения синия, ордовик, верхний силур, девон, нижний карбон и пермь.

В течение громадного промежутка времени — от архея до юры — магматическая деятельность в пределах Колымско-Омолонского массива проявлялась очень слабо. Имеются указания на спорные проявления вулканизма в девоне и более широко распространенные эффузивные диабазы и интрузии долеритов и габбро траппового комплекса, имеющие, вероятно, пермский и триасовый возраст, как и на Сибирской платформе. Зато в верхней юре в связи с интенсивными движениями в соседней Верхояно-Чукотской геосинклинальной области образуются цепи гранитных интрузий, приуроченные частично к структурным швам на окраинах массива, причем интрузивная деятельность, постепенно затухая, продолжалась в верхнем мелу. Синхронными и, вероятно, сингенетичными с верхнеюрскими и меловыми гранитоидами складчатой области являются эффузивы андезит-дацит-липаритового состава, залегающие в юрских и меловых отложениях Колымского массива.

4. *Северо-Таймырский массив.* Северная часть п-ова Таймыр, острова архипелага Северная Земля (Большевик, Комсомолец, Октябрьской революции) и прилежащие участки Карского моря принадлежат к единому массиву складчатого геосинклинального протерозоя, испытавшего глубокий метаморфизм в связи с громадными интрузиями гранитов еще в нижнем протерозое и включающего древнюю, дискордантную по отношению к общей структуре глыбу (Западно-Таймырский гнейсовый массив). Послепротерозойская тектоническая активность проявилась в линейной складчатости мощных толщ кембрия и ордовика на островах Октябрьской революции и Пионер, в более спокойной складчатости в девонских красноцветных толщах, в нижне- и верхнепалеозойских интрузиях и неотектонических блоковых движениях.

5. *Буринско-Ханкайский массив.* Отложения докембрийского фундамента этого сложно построенного массива подразделяются на гнейсовый комплекс (Амурская и Уссурийская серии) и несогласно на нем залегающий, слабее, но все же значительно метаморфизованный, мощный (3—5 км) и дислоцированный синиийский комплекс. Судя по разразу докембрия, массив не является обломком древней платформы. Архейская консолидация здесь, по-видимому, была не такой полной, в протерозое же (синии) сохранялся геосинклинальный режим, с чем, возможно, связана повышенная проницаемость массива в палеозое (исключительно широкое развитие палеозойских и мезозойских гранитоидов).

Палеозойские структуры

К структурам палеозойского заложения мы относим эпикратонные геосинклинальные системы и области, «герцинские» геосинклинальные прогибы внутри Алтае-Джугджурской области и геосинклинальную систему Сихотэ-Алиня.

1. *Верхоянско-Чукотская эпикратонная геосинклинальная область.* Докембрийский фундамент Яно-Колымской геосинклинальной системы, выступающий на поверхность в Хараулахе и Охотском массиве, обладает платформенным типом строения. Здесь слабометаморфизованный синий (до 2 км мощности) залегают на гнейсовом архейском фундаменте. В районе Эльянских пологих складок и северного продолжения Сеттэ-Дабана, по данным геофизики, архейский

фундамент залегает неглубоко. В связи с этим представляется вероятным распространение архейского фундамента под всей Яно-Колымской геосинклинальной системой, за исключением Иньяли-Депского прогиба. «Плоский» характер общей структуры, монотонность формационного состава и отсутствие типичного эвгеосинклинального магматизма (отмечаются только слабые проявления эффузивных и интрузивных траппов в девоне, перми и триасе) также согласуются с вероятным наличием жесткого архейского цоколя (кратона). К типу эпикратонных геосинклиналей следует отнести также западную часть Яно-Колымской системы, причем Омолонский массив может рассматриваться как выступ ее фундамента. Чукотская геосинклинальная зона по стилю складчатости и формационному составу принадлежит к этому же структурному типу. В целом Верхоянско-Чукотская эпикратонная геосинклинальная область дугообразно окаймляет Колымско-Омолонский массив.

Замечательной особенностью этой области является массовое развитие магматических процессов в конце мезозоя. В нижней юре местами были образованы мощные толщи эффузивов андезитового, дацитового и липаритового состава. Вероятно, с этим эффузивным комплексом связан широко развитый комплекс малых предбатолитовых интрузий того же петрографического состава. В верхней юре был образован Колымский комплекс батолитоподобных интрузий преимущественно гранодиоритового состава, в середине мела — комплекс «охотских» гранодиоритовых интрузий, а к верхнему мелу приурочено образование омсукчанского комплекса гранитов. Эта вспышка магматической деятельности в юре — мелу, конечно, является отголоском тех движений, которые захватывают в это время весь Тихоокеанский пояс. В палеогене магматическая деятельность в пределах всей области замирает, хотя местами и продолжается до настоящего времени изливанием базальтовых, частью щелочных лав.

2. Таймырская эпикратонная геосинклинальная система. Здесь нет выступов фундамента, однако по формационным и структурным признакам, а также по сходству разрезов палеозоя с разрезами Сибирской платформы Таймырскую складчатую зону можно отнести к типу эпикратонных геосинклиналей. Вероятно, она сливается с Верхоянско-Чукотской эпикратонной геосинклинальной областью. Граница с Сибирской платформой замаскирована мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Послепротерозойский магматизм здесь также имеет скорее платформенный характер, если не считать пользующихся незначительным распространением и даже спорных верхнепалеозойских гранитов. Очень широко развит синхронный с соседней платформой трапповый магматизм, а также более поздние субщелочные и щелочные интрузии, которым приписывается меловый возраст.

3. Обь-Зайсанская, Восточно-Забайкальская и Западно-Охотская геосинклинали. Данные структуры представляют линейные глубокие желобы, вытянутые вдоль внешнего края древней Алтае-Джугджурской геосинклинальной области и выделяемые из ее общей структуры благодаря своему четкому и обособленному расположению, свидетельствующему о некоторой самостоятельности создавшего их глубинного тектонического процесса. Желобы выполнены девонскими и каменноугольными, местами также силурийскими и пермскими, преимущественно сланцевыми, а в низах спилитокераитофировыми формациями общей мощностью до 10 км и более, залегающими, как правило, с перерывом и несогласием на докембрийско-нижнепалеозойском основании.

Эта тектоническая самостоятельность подчеркивается и специфическим для данной геосинклинальной системы магматизмом. На западе известны интрузии гипербазитов (Чарский прогиб в Казахстане), существенно кварц-кератофировые толщи среднего девона в рудном Алтае, которые в верхнем девоне и нижнем карбоне сменились мощными накоплениями андезитовых лав и пирокластов. Вулканическая деятельность продолжалась и в нижней перми, но уже в более юго-западных районах (Джунгария), где в это время действовали вулканы, извергавшие кислые лавы. В восточной части палеозойской синклинали наличие геосинклинального режима подчеркивается наличием спилитов и вариолитов девона в Восточном Забайкалье и Прихотье, а также доскладчатых интрузий габбро и габбродиабазов того же возраста. Но самым значительным явлением оказался гранитный магматизм, проявившийся необычайно широко в период от среднего карбона до конца перми в пределах есей геосинклинальной системы образованием ряда последовательных интрузивных комплексов гранодиоритового и гранитного состава. В результате эти геосинклинали оказались в значительной мере консолидированными; и только на востоке, в Восточном Забайкалье и Приамурье, значительная тектоническая активность имела место в мезозое, когда образовались андезитовые формации верхнеюрского и нижнемелового возраста, а также предверхнеюрские и преднижнемеловые интрузии преимущественно гранитного и монцонитового состава. Заметим, что масштабы мезозойского магматизма не идут ни в какое сравнение с масштабами магматизма верхнего палеозоя. Но концом мезозоя магматические процессы не закончились, и незначительные излияния базальтовых и щелочно-базальтовых лав и соответственного состава интрузии продолжались в кайнозое.

4. Геосинклинальная система Сихотэ-Алиня. Геосинклинальный режим здесь имел место с нижнего карбона до конца юры. Комплекс осадков близок по своему составу примерно одновозрастному комплексу Верхоянско-Чукотской эпикратонной геосинклинали, но отличается большей мощностью и присутствием незначительного количества спилитов, габброидных и гранитных интрузий в перми, а также кремнистых сланцев, диабазов и порфириров в нижней юре. При всем этом, судя по слабо развитому магматизму, весь геосинклинальный комплекс не является эвгеосинклинальным. Тектоническая активность уже в иных формах продолжается и в дальнейшем во время формирования Тихоокеанского вулканического пояса, причем особенно богат событиями был меловой период, когда в связи с подновлением глубинного шва на окраине Тихоокеанского блока началась бурная вулканическая деятельность, продолжавшаяся в течение почти всей верхнемеловой эпохи, палеогена и неогена и сопровождавшаяся рядом интрузивных серий диорит-гранодиоритового, монцонитового и гранитного состава.

Мезозойско-кайнозойские структуры

К структурам мезозойско-кайнозойской генерации принадлежат Западно-Сибирская геосинеклиза, Тихоокеанский вулканический пояс и кайнозойские складчатые системы Анадыря, Камчатки и Сахалина.

1. Западно-Сибирская геосинеклиза. Ранее указывалось на неудобство отнесения этой структуры к категории молодых платформ, так как собственно платформы (или древние платформы) представляют собой четко очерченные как бы куполовидные структуры с приподнятым положением архейского цоколя, окруженные геосинклинальными зонами, в которых этот цоколь опущен на большую глубину. Если

платформу определять не только по типу разреза (наличие складчатого фундамента и слабодислоцированного чехла), но и как крупное структурно-ограниченное поднятие, то Западно-Сибирскую «платформу» надо было бы распространить на огромную территорию вплоть до Тихоокеанского и Средиземноморско-Гималайского геосинклинальных поясов. Если же Западно-Сибирскую плиту понимать в общепринятых для нее границах, то она представляет собой крупную впадину, т. е. структуру не аналогичную, а противоположную по знаку древним платформам. Здесь мы ее называем *геосинеклизой*, понимая под этим крупную плоскую синклинальную структуру, соизмеримую с крупнейшими структурными элементами земной коры, например, с древними платформами, но, в отличие от осложняющих их синеклиз. наложенную на структуры различных возрастных генераций.

Заложение геосинеклизы местами на ее окраинах сопровождалось чисто платформенным магматизмом в виде триасовой трапповой формации, обнаруженной рядом скважин в приуральской части геосинеклизы и других районах. Последующее развитие геосинеклизы отличается полным отсутствием магматических явлений.

2. Тихоокеанский вулканический пояс (пояс распространения меловых и палеогеновых комплексов, наложенных на более древнее основание). Представляет собой систему вулканических дуг и осложнен кулисами, виргациями, а также апофизами, отходящими от него в сторону континента, а в целом соответствует глубинному шву на окраине океанического блока.

В пределах охотской части пояса эффузивная деятельность началась в нижнемеловое время излиянием преимущественно андезитовых лав, с которыми связан «охотский» интрузивный комплекс гранодиоритового состава. Верхнемеловая эпоха снова характеризуется интенсивным вулканизмом, но эффузии имеют преимущественно дацитовый и липаритовый состав, причем с ними тесно связаны общностью магматического очага интрузии гранитного и щелочно-гранитного состава. Вулканическая деятельность продолжалась и в палеогене, но с иным составом лав. В это время образуются обширные базальтовые и андезитобазальтовые трещинные излияния мощностью до 1000—1200 м. Примерно те же магматические процессы и в той же последовательности обнаруживаются и в прибрежной части Дальневосточного Приморья с тем только отличием, что все события здесь сдвинуты примерно на половину геологического периода.

3. Мезозойско-кайнозойские складчатые системы Анадыря, Камчатки и Сахалина. Для этих систем, расположенных восточнее вулканического пояса, характерны современные активные процессы: складкообразование, вулканизм, высокая сейсмичность. Складчатый комплекс меловых и третичных отложений Сахалина и Камчатки образован осадочными (преимущественно терригенными) и осадочно-эффузивными толщами, из-под которых выступает древнее основание — складчатые и метаморфизованные толщи докембрия и геосинклинальные (спилитовые, яшмовые, сланцевые) формации палеозоя. Возможно, что складчатые системы Сахалина и Камчатки сопряжены с Тихоокеанским вулканическим поясом, заложились одновременно с ним, но в отличие от него активно развиваются в неогене и четвертичном периоде. В Корякско-Анадырской же складчатой зоне, помимо докембрийских (?) и палеозойских геосинклинальных комплексов, установлены триасовые, юрские и нижнемеловые геосинклинальные отложения, что говорит о «сквозном» геосинклинальном развитии этого района с древней-

пих времен. Интенсивный неоген-антропогенный вулканизм этой области отличается в общем очень устойчивым составом андезитовых лав пелейского типа.

Структуры континентальных сводов

Перечисленные структурные элементы Сибири всех возрастных генераций характеризуются определенными объемами геологических формаций, обладающих сплошным распространением в пределах границ данной структуры. Вместе с тем на обширных континентальных пространствах, в тектоническом отношении представляющих собой крупнейшие длительно существующие поднятия — континентальные своды, возникали и развивались лишь спорадически распространенные тектонические структуры *континентального ряда*: континентальные впадины, поднятия, на которых происходил только размыв, разломы, имевшие лишь геоморфологическое выражение и далеко не всегда зафиксированные в осадках, но часто сопровождающиеся вулканами, покровами базальтов и интрузивными телами. Эти структуры могли в значительной степени уничтожаться при последующих трансгрессиях, и хотя их роль в строении земной коры очень невелика, они являются свидетелями длительных этапов тектонического развития крупных участков земной поверхности.

В пределы Сибири входит северная часть Азиатского мезозойско-кайнозойского континентального свода. Она располагается между молодыми складчатыми системами Дальнего Востока и Западно-Сибирской геосинклизой. Это крупнейшее сводообразное поднятие существует, по крайней мере, в течение более чем 150 млн лет. Осложняющие его тектонические структуры представлены системами мезозойских и кайнозойских впадин, закладывавшихся на платформенном и складчатом основании, вдоль древних глубинных разломов, на древних раскалывающихся щитах (например, Алданском), внутри палеозойских впадин, сохранивших в мезозое слабую инерцию прогибания, и т. д. К числу таких систем впадин относятся Южно-Сибирская, Байкальская, Улан-Удинская, Алданская и др. Образование некоторых из них сопровождалось бурной вулканической деятельностью и иногда интрузиями.

Унаследованные от палеозойских геосинклинальных систем мезозойские платформы Приохотья и Восточного Забайкалья связаны также с жизнью Тихоокеанского вулканического пояса и лежат на входящем в континент юго-западном окончании Охотской дуги.

Крупные разломы и впадины, формирующиеся в процессе развития континентального свода, местами сопровождаются неогеновым и антропогенным базальтовым вулканизмом.

На территорию Сибири распространялись и более древние континентальные своды. Например, в девоне континентальный свод занимал значительную часть Сибирской платформы, восточную и центральную части Алтае-Джугджурской области.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выделенные нами основные структурные элементы Сибири могут быть в общем подразделены на две большие группы: *ортогеосинклинали* (Алтае-Джугджурская область, Обь-Зайсанская, Восточно-Забайкальская и Западно-Охотская геосинклинальные системы, мезозойско-кайнозойские складчатые системы Дальнего Востока с крупной краевой шовной

структурой — Тихоокеанским вулканическим поясом) и *эпикратонные структуры* (Сибирская платформа с ее перикратонными опусканиями, эпикратонные геосинклинали и древние массивы). Для первых характерны значительная раздробленность и подвижность, проявляющиеся в течение всего времени их существования в различных формах, последовательность которых отражает самую общую тенденцию перехода от геосинклинального к орогенному режиму. Земная кора в ортогеосинклинали обладает очень высокой проницаемостью, что связано с хорошо развитой сетью разломов весьма глубокого и давнего заложения и длительного развития. Этим обусловлены высокая насыщенность структур магматическими образованиями и большая длительность магматических процессов, начинающихся излияниями и интрузиями основных и ультраосновных магм и завершающихся образованием андезитодацитовых и липаритовых эффузивных и гранитоидных интрузивных комплексов, причем характерно неоднократное повторение однотипных магматических формаций во времени. Архейский гранитно-гнейсовый цоколь здесь редуцирован или отсутствует, и это приводит к тому, что батолитовые гранитные интрузии появляются на относительно поздних стадиях развития. Для вторых характерны сравнительно небольшая раздробленность и слабая подвижность. Разломы глубокого заложения и длительной активности развиты незначительно и располагаются в основном вдоль зон сочленения крупных структур (например, Омуревско-Тас-Хаяхтахская зона разлома по юго-западному ограничению Колымско-Омолонского массива). Относительно низкая проницаемость эпикратонных структур связана с наличием хорошо развитого ненарушенного или раздробленного архейского цоколя, обладающего удивительно одинаковым составом и структурой на всех его выступах и щитах и сложенного толщами кристаллических сланцев, образовавшихся в обстановке больших глубин и высоких температур, а также пронизанных гранитами. Видимо, присутствие в этих структурах относительно глубоко погруженного метаморфического фундамента и обусловило возможность зарождения очагов гранитной магмы в зонах наибольшего дробления. Действительно, именно гранитный магматизм является ведущим для эпикратонных структур (включая собственно платформу, которая таких погружений и дроблений не испытала). Трапповый магматизм, который наиболее типичен для древних платформ, по-видимому, в общем занимает какое-то особое положение в истории магматизма Сибири, представляя явление планетарного масштаба, причем области его развития определяются какими-то неясными для нас причинами. Триас был эпохой массового траппового магматизма, на всех материках, причем с его проявлениями мы встречаемся и вне собственно платформенных структур, и вместе с тем на некоторых платформах он совсем не проявлен. Эпикратонным структурам по особенностям развития и строения близка Западно-Сибирская геосинеклиза. Однако характер ее фундамента продолжает оставаться невыясненным. Возможно, ее следует отнести к особому типу молодых амагматических впадин, которые могут закладываться на различном и гетерогенном субстрате.

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с интрузиями.— М.: Госгеолтехиздат, 1954.— 294 с.
- Абдуллаев Х. М. Руднопетрографические провинции.— М.: Недра, 1964.— 136 с.
- Ажгирей Г. Д. Структурная геология.— М.: Изд-во МГУ, 1956.— 493 с.
- Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм.— М.: Наука, 1966.— С. 118—128.
- Александров А. И. Талицкий интрузивный массив // Сов. геология.— 1947.— № 27.— С. 64—72.
- Алешков А. И. К вопросу о «родоначальной» магме // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1940.— № 5.— С. 3—14.
- Афанасьев Г. Д. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1949а.— № 3.— С. 27—44.
- Афанасьев Г. Д. Опыт сопоставления интрузивных комплексов некоторых областей СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1949б.— № 4.— С. 3—18.
- Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа.— М., 1950.— 243 с.
- Афанасьев Г. Д. О роли гранитизации в формировании гранитоидных массивов некоторых складчатых областей // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1951.— № 4.— С. 5—18.
- Афанасьев Г. Д. Некоторые закономерности развития магматизма складчатых областей СССР // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы: Докл. сов. геологов на XXI сессии МГУ.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— С. 9—29.
- Баддингтон А. Формирование гранитных тел.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 108 с.
- Баженова Г. И. Геологическое положение и строение Каларского анортозитового массива // Геология и геофизика.— 1964.— № 11.— С. 124—133.
- Баклуид Х. Проблема гранитизации // Проблемы образования гранита.— М.: Иностран. лит., 1949.— Сб. 1.— С. 316—337.
- Баранова Ю. П., Биксэ С. Ф. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока // Северо-Восток СССР.— М.: Наука, 1964.— 290 с.
- Баскина В. А. Магматизм Исландии // Сов. геология.— 1971.— № 1.— С. 94—108.
- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 371 с.
- Белостоцкий П. И. Основные черты стратиграфии и условия образования девонских отложений Уйменской депрессии на Северо-Востоке Алтая // Сов. геология.— 1955.— № 45.— С. 109—131.
- Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 332 с.
- Белоусов А. Ф., Изох Э. П., Кузнецов Ю. А., Поляков Г. В. О карте магматических формаций СССР // Геология и геофизика.— 1973.— № 5.— С. 130—134.
- Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1969.— 283 с.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков.— М.: Наука, 1966а.— 124 с.

- Белуосов В. В. О возможных глубинных условиях магматизма // Сов. геология.— 1966б.— № 4.— С. 9—25.
- Белуосов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов.— М.: Наука, 1968.— 255 с.
- Белянкин Д. С. К вопросу о современном состоянии и перспективах учения о магмах и магматических горных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1947.— № 5.— С. 57—66.
- Белянкин Д. С. Камневедение // Природа.— 1952.— № 8.— С. 3—13.
- Белянкин Д. С. Накануне предстоящего совещания по петрографии магматических горных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1953.— № 1.— С. 8—14.
- Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941.— 164 с.
- Билибин Ю. А. Петрология Ыллымахского интрузива.— М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1947а.— 236 с.
- Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1947 б.— Вып. 1, ч. 76.— С. 77—92.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи.— М.: Госгеолтехиздат, 1955.— 86 с.
- Билибин Ю. А. Общие вопросы металлогении золота // Избр. труды в 3 т.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— Т. 2.— С. 238—339.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана // Сов. геология.— 1954.— Сб. 41.— С. 77—101.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.— 1959.— № 1.— С. 3—28.
- Богданович К. П. Рудные месторождения.— Спб., 1912.— Т. 1.— 475 с.
- Боголепов К. В. Некоторые вопросы учения о геологических формациях // Геология и геофизика.— 1970.— № 1.— С. 39—49.
- Большая Советская Энциклопедия.— 2-е изд.— М., 1952.— Т. 12.— 636 с.
- Боуэн Н. Магмы // Проблемы образования гранита.— М.: Иностран. лит., 1949.— Сб. 1.— С. 114—142.
- Боуэн Н. Гранитная проблема и метод многократных предубеждений // Проблемы образования гранита.— М.: Иностран. лит., 1950.— Сб. 2.— С. 287—305.
- Бухарев В. П., Колосовская В. А., Хворов М. И. Особенности становления анортозитовых массивов северо-запада Украинского щита // Сов. геология.— 1973.— № 6.— С. 126—132.
- Вагнер П. Месторождения платины и рудники Южной Америки/Пер. с нем. под ред. А. Н. Заварицкого.— М.; Л.: Цветметиздат, 1932.— 278 с.
- Великостлавинский Д. А. Изменение химического состава метapelитов мамской серии Северо-Байкальского нагорья с увеличением степени регионального метаморфизма // Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР.— М.: Наука, 1965.— С. 3—24.
- Вембан Н. А. Пути дифференциации в траппах Декана // Геология и петрография трапповых формаций.— М.: Иностран. лит., 1950.— С. 244—295.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— 44 с.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1962.— № 11.— С. 3—17.
- Впфанский К. Н., Высокостровская Е. Б., Домарев В. С. Восточный Горный Алтай // Геол. строение СССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1958.— Т. 2: Магматизм.— С. 204—207.
- Вулканические и вулканоплутонические формации.— М.: Наука, 1966.— 294 с.
- Вулканоплутонические формации и их рудоносность.— Алма-Ата: Наука, 1969.— 254 с.
- Гаврилова В. Н., Чернов В. И. Основные черты геологии и петрографии интрузивных пород Рудного Алтая // Тр. ВАГТ.— 1957.— Вып. 3.— С. 99—119.
- Гапеева Г. М. О четвертичном вулканизме Кузнь-Луны и Северо-Западного Тибета // Вопросы геологии Азии.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— Т. 2.— С. 685—708.
- Геология СССР.— М.: Недра, 1972.— Т. XXIII: Узбекская ССР. Геологическое описание.— Кн. 2.— 476 с.
- Геохронология докембрия Украины.— Киев: Наук. думка, 1965.— 262 с.
- Гзовский М. В. Тектонофизическое сопоставление новейших тектонических движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями, магматизмом и глубинными процессами в пределах СССР // Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность.— М.: Наука, 1964.— С. 58—77.
- Горшков Г. С. Курильская островная дуга и вопросы связи вулканизма с верхней мантией Земли: Автореф. дис. ... д-р. геол.-мин. наук.— М., 1966.— 32 с.
- Годлевский М. Н. Об особенностях развития траппового магматизма на северо-западе Сибирской платформы // Докл. АН СССР.— 1958.— Т. 123, № 2.— С. 339—343.
- Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района.— М.: Госгеолтехиздат, 1959.— 68 с.

- Грин Т. Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях // Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968.— С. 228—255.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968.— С. 132—228.
- Данинг Ф. У. Британские острова // Тектоника Европы.— М.: Наука, 1964.— С. 87—104.
- Деньгин Ю. П. Сокращенный курс петрологии.— М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1934.— 331 с.
- Дербинов И. В. К вопросу о фациях порфировых интрузий и генезисе полиметаллических месторождений Западного Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1952.— № 5.— С. 96—104.
- Дмитриевский В. С. К вопросу о формировании некоторых молодых гранитов Центрального Казахстана // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1952.— № 3.— С. 47—70.
- Довгаль В. Н. Основные особенности состава среднепалеозойских вулканоплутонических формаций Кузнецкого Алатау в связи с их тектоническим положением // Сов. геология.— 1969.— № 11.— С. 78—87.
- Додин А. Л. Кузнецкий Алатау и Горная Шория // Геологическое строение СССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1958.— Т. 2: Магматизм.— С. 108—111.
- Домарев В. С., Высокоостровская Е. Б. Близповерхностные интрузии и возраст гранитоидов Уйменской депрессии (Горный Алтай) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1959.— № 2.— С. 43—58.
- Другова Г. М., Неелов В. А. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта // Геология и петрология докембрия.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— С. 142—216.
- Дэли Р. Изверженные породы и глубины Земли.— Л.; М.: ОНТИ, 1936.— 591 с.
- Дюфур М. С. О возрасте метаморфических образований в складчатых областях // Материалы по геологии Памира.— Душанбе, 1964.— Вып. 2.— С. 214—243.
- Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Галбы // Петрография СССР. Сер. 1: Региональная петрография.— М.: Изд-во АН СССР, 1938.— Вып. 7.— 248 с.
- Елисеев Н. А. Гранитизация и метасоматические граниты // Вестн. ЛГУ.— 1951.— № 5.— С. 118—128.
- Жданов В. В. О двух типах земной коры без «гранитного» слоя на севере Балтийского щита // Сов. геология.— 1965.— № 5.— С. 101—111.
- Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии.— М.: Наука, 1966а.— 66 с.
- Жданов В. В. Гранитовые формации запада Кольского полуострова и их связь с формированием земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1966б.— № 8.— С. 71—85.
- Жариков В. А. Реакционные явления магматической и постмагматической стадии при формировании скарново-рудных месторождений // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых.— М.: Госгеолтехиздат, 1960.— С. 507—521.
- Заварицкий А. Н. О вулканах окрестностей Мергеня и их лавах // Академику В. А. Обручеву к 50-летию науч.-пед. деятельности.— М.: Изд-во АН СССР, 1939.— Т. 2.— С. 5—58.
- Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1947.— Вып. 1, ч. 26.— С. 36—50.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950а.— 400 с.
- Заварицкий А. Н. Граниты и аплиты // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1950б.— Вып. 2, ч. 70.— С. 81—85.
- Зайченко Е. П. Некоторые вопросы петрологии Турочакского массива // Тр. Томск. гос. ун-та. Сер. геол.— 1953.— Т. 124.— С. 219—222.
- Зайченко Е. П. Некоторые вопросы петрологии среднедевонского интрузивного комплекса Алтая // Тр. Томск. гос. ун-та. Сер. геол.— 1956.— Т. 135.— С. 77—82.
- Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий.— М.: Наука, 1964.— 177 с.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Особенности формирования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы.— М.: Наука, 1967.— 231 с.
- Зоненштайн Л. П. Возраст и форма гранитоидных интрузий бассейна среднего течения р. Агул (Восточный Саян) // Тр. ВАГТ.— 1956.— Вып. 2.— С. 96—97.
- Иванов К. П. Нижнемезозойский вулканизм на восточном склоне Урала // Вопросы вулканизма.— М.: Изд-во АН СССР, 1963а.— С. 213—214.
- Иванов К. П. Тюменская дифференцированная интрузия нижнемезозойской трапповой формации Урала // Вопросы петрографии магматических горных пород Урала.— Свердловск, 1963б.

- Иванова Т. Н.** Тувинская автономная область и Западный Саян // Геологическое строение СССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1958.— Т. 2.— С. 111—116.
- Изох Э. П.** Происхождение и металлогеническая специализация щелочно-земельных серий интрузий (на примере районов Дальнего Востока) // Геология и геофизика.— 1962.— № 8.— С. 2—28.
- Изох Э. П.** Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов.— Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1965.— 140 с.
- Изох Э. П., Колмак Л. М., Наговская Г. И., Русс В. В.** Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.— М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1957.— Т. 24.— С. 216—221.
- Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И.** Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их происхождение и рудоносность.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1967.— 384 с.
- Ирдли А.** Структурная петрология Северной Америки.— М.: Иностран. лит., 1954.— 665 с.
- Каденский А. А.** Геология и петрология южной части Анабарского щита // Тр. геологического музея им. А. П. Карпинского.— 1961.— Вып. 6.— С. 192—196.
- Карпова Е. Д.** Сводово-глыбовые области и их металлогения // Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования.— М.: Недра, 1968.— С. 223—250.
- Карта магматических формаций СССР.** М-б 1 : 2 500 000.— Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1968.— 16 л.
- Кассин Н. Г.** Восточный Казахстан // Геология СССР.— 1941.— Т. 20, ч. 1.— 864 с.
- Каэн Л.** Обзор геохронологических данных для Центральной и Северной Африки // Вопросы геохронологии.— М.: Иностран. лит., 1963.— С. 356—397.
- Кележинкас В. В.** Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклиория.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1969.— 196 с.
- Кириллов А. С.** О тектонических разрывах Тунгусской синеклизы // Сов. геология.— 1963.— № 11.— С. 58—67.
- Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород.**— М.: Недра, 1975.— 25 с.
- Клоос Г.** Плутоны (VI—VIII главы из книги «Einführung in die Geologie») // Переводы по геологии и полезным ископаемым.— 1939.— № 127.— С. 3—10.
- Книшнер А. Л.** Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма // Проблемы связи тектоники и магматизма.— М.: Наука, 1969.— С. 116—132.
- Козеренко В. Н.** Анализ глубинности интрузий при поисках рудных месторождений в средней части Западного Тянь-Шаня // Сов. геология.— 1946.— № 17.— С. 9—28.
- Копелиович А. В.** Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— М.: Наука, 1965.— 312 с.
- Коптев-Дворников В. С.** Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли.— М.: Наука, 1972.— Ч. 2.— С. 87—104.
- Коржинский Д. С.** Архейские мраморы алданской плиты и проблема фации глубинности.— М., 1936.— 54 с.
- Коржинский Д. С.** Докембрий Алданской плиты и хребта Станового // Стратиграфия СССР.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939.— Т. 1.— С. 349—366.
- Коржинский Д. С.** Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— М.: Изд-во АН СССР, 1940.— 100 с.
- Коржинский Д. С.** Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1952.— № 2.— С. 56—64.
- Косовская А. Т., Шутов В. Д., Дриц В. А.** Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород // Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— С. 120—130.
- Косыгин Ю. А.** Тектоника.— М.: Недра, 1969.— 616 с.
- Котляр В. Н.** О магматических комплексах и оруденении // Сов. геология.— 1955.— № 43.— С. 61—70.
- Краткая объяснительная записка к карте магматических формаций СССР.** М-б 1 : 2 500 000.— Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1971.— 88 с.
- Кратц К. О.** Геология карелид Карелии.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.— 209 с.
- Кролоткин П. Н.** О происхождении гранитов // Сов. геология.— 1940.— № 9.— С. 32—43.
- Кропоткин П. Н.** Космогоническая теория О. Ю. Шмидта и строение Земли // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.— 1950.— № 1.— С. 37—63.
- Кузнецов В. А.** Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Азии.— М.: Изд-во АН СССР, 1954.— Т. 1.— С. 202—227.

- Кузнецов В. А. Основные этапы развития магматизма и элементы металлогении Горного Алтая // Изв. Вост. фил. АН СССР.— 1957.— № 2.— С. 16—28.
- Кузнецов Ю. А. Геологический очерк Камыштинского железорудного месторождения // Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолкома.— 1929.— Т. 9, вып. 4.— 22 с.
- Кузнецов Ю. А. Геология района г. Красноярска // Изв. Зап.-Сиб. геол. разв. треста.— 1932.— Т. 12.— С. 3—46.
- Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа // Материалы по геологии Зап. Сибири.— Томск: Изд-во ЗСГУ, 1941а.— № 15 (57).— 240 с.
- Кузнецов Ю. А. Гранитные интрузии Южно-Енисейского кряжа // Изв. Томск. индустр. ин-та.— 1941б.— Т. 62, вып. 1.— С. 129—175.
- Кузнецов Ю. А. Докембрий Енисейского кряжа // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1946.— № 4.— С. 75—93.
- Кузнецов Ю. А. Схема классификации фаций магматических пород.— Новосибирск: Горн.-геол. ин-т ЗСФ АН СССР.— 1949.— Вып. 5.— С. 28.
- Кузнецов Ю. А. Порфиновые интрузии Северо-Западного Алтая и их фацциальность // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1951а.— № 2.— С. 45—54.
- Кузнецов Ю. А. О происхождении, номенклатуре и классификации магматических пород // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1951б.— № 6.— С. 103—109.
- Кузнецов Ю. А. О проблеме происхождения магматических пород // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1953.— № 1.— С. 81—97.
- Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых.— М.: Изд-во АН СССР, 1955а.— С. 296—331.
- Кузнецов Ю. А. Железооруденение и генетические типы сиенитов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1955б.— № 2.— С. 35—43.
- Кузнецов Ю. А. Фацци магматических пород // Вопросы геологии Азии.— М.: Изд-во АН СССР, 1955в.— Т. 2.— С. 645—657.
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Изд-во АН СССР, 1958.— Т. 1.— С. 142—159.
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации и их классификация // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы: Докл. сов. геологов на XXI сессии МГН.— М.: Изд-во АН СССР, 1960а.— С. 30—36.
- Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификации магматических формаций // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых.— М.: Госгеолтехиздат, 1960б.— С. 93—103.
- Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика.— 1960в.— № 1.— С. 23—37.
- Кузнецов Ю. А. О принципах выделения и классификации фаций магматических пород // Основные идеи М. А. Усова в геологии.— Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960г.— С. 246—264.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.— 387 с.
- Кузнецов Ю. А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизме образования гранитоидных тел // Геология и геофизика.— 1966.— № 6.— С. 3—15.
- Кузнецов Ю. А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях // Геология и геофизика.— 1973.— № 8.— С. 3—11.
- Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Сергеева Е. С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние.— 1971.— 350 с.
- Кузьмин А. М. Массовая кристаллизация на многих уровнях // Изв. Томск. политехн. ин-та.— 1950.— Т. 65, вып. 2.— С. 233—238.
- Куллетский Б. М. Обзор современных взглядов на происхождение гранитов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1942.— № 3.— С. 3—29.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки.— М.: Иностран. лит., 1955.— 192 с.
- Кутюлин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций.— М.: Наука, 1969.— 142 с.
- Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа.— М.: Изд-во АН СССР, 1950.— 184 с.
- Лебедев А. П. Опыт сравнительного обзора и генетической классификации анортозитовых формаций мира // Тр. Ин-та геол. наук. Сер. петрограф.— М.: Изд-во АН СССР, 1953.— № 44, вып. 148.— С. 50—69.
- Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— 198 с.
- Лебедев А. П. Вопросы изучения базальтовой магмы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1958.— № 12.— С. 30—44.
- Лебедев В. Г. К вопросу о фациях магматических пород Северного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1946.— Вып. 6.— С. 29—38.
- Лебедев П. И. Проблема изучения основной магмы // Проблемы сов. геологии.— 1936.— № 1.— С. 20—33.

- Лебедев П. И.** К вопросу о природе силикатовых и рудных магм // Вопросы минералогии, геохимии и петрографии.— Л.; М.: Изд-во АН СССР, 1946.— С. 301—310.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Об основных проблемах петрогенезиса // Изв. Спб. политехн. ин-та. Отд. техн., ест. и матем.— 1910.— Т. 14, вып. 1.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Несколько мыслей о дифференциации и о природе магмы // Изв. Спб. политехн. ин-та. Отд. техн., ест. и матем.— 1915.— Т. 23, вып. 2.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** К вопросу о генезисе изверженных пород // Тр. Мин. музея АН СССР.— 1929.— Вып. 3.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению.— Л.: Изд-во АН СССР, 1934.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Проблемы магмы. Статья первая // Учен. зап. ЛГУ.— 1937.— № 17, вып. 3.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Проблемы магмы. Статья вторая // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1939.— № 1.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Петрография.— 5-е изд.— Л.; М.: Изд-во геол. лит-ры, 1940.— 524 с.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** /Избр. труды: В 3 т.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949.— Т. 1.— С. 511.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А.** Петрографический словарь.— Л.; М.: ОНТИ НКТП, 1937.— 416 с.
- Ленников А. М.** Петрология Джугджурского анортозитового массива.— М.: Наука, 1968.— 157 с.
- Ленников А. М.** Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления.— М.: Наука, 1979.— 163 с.
- Лодочников В. Н.** Одноверстная геологическая съемка в районе Кавказских минеральных вод // Тр. ГТРУ.— 1930.— Вып. 5.— 74 с.
- Лодочников В. Н.** Серпентины и серпентиниты и связанные с ними петрологические вопросы // Проблемы сов. геологии.— 1933.— № 5.— С. 119—150.
- Лодочников В. Н.** Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие.— М.; Л.: ОНТИ, 1936.— 818 с.
- Лодочников В. Н.** Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1939.— Вып. 2, ч. 68.— С. 207—223.
- Лурье М. Л.** Фазы вулканизма трапповой формации Сибирской платформы // Информ. сб. ВСЕГЕИ.— 1956.— № 3.— С. 67.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л.** Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы // Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК.— М.: Изд-во АН СССР, 1976.— С. 13—27.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунна Л. А.** Интрузивные траппы Западной окраины Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— Т. 1.— С. 5—70.
- Лурье М. Л., Обручев С. В.** Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы // Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер.— Л., 1955.— Вып. 7.— С. 207—212.
- Лутц Б. Г.** Петрология гранулитовой фации Анабарского массива.— М.: Наука, 1964.— 124 с.
- Лучицкий В. И.** Петрография.— М.; Л.: ОНТИ, 1938.— Т. 1.— 304 с.
- Лучицкий И. В.** Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба.— М.: Изд-во АН СССР.— 1960а.— 265 с.
- Лучицкий И. В.** Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири // Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК.— М.: Госгеолтехиздат, 1960б.— С. 105—111.
- Лучицкий И. В.** Основы палеовулканологии.— М.: Наука, 1971.— Т. 1: Современные вулканы.— 480 с.; Т. 2: Древние вулканы.— 384 с.
- Лыгина В. В., Сараичина Г. М.** Геологическое строение и особенности метаморфизма кристаллических пород северной части Карельского перешейка (окрестности пос. Кузнецкое) // Вопросы магматизма и метаморфизма.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1964.— Т. 2.— С. 115—137.
- Маракушев А. А.** Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород.— М.: Наука, 1963.— 327 с.
- Масайтис В. Л.** Дифференцированная интрузия траппов в бассейне среднего течения р. Вилюй // Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер.— Л., 1955.— Вып. 7.— С. 213—216.
- Масайтис В. Л.** Трапповая формация бассейна р. Вилюй // Петрография Восточной Сибири.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— Т. 1.— С. 208—255.

- Масайтис В. Л. Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе // *Материалы по геологии Восточной Сибири.*— Л.: ВСЕГЕИ, 1964.— С. 137—159.
- Масайтис В. Л. Магматические циклы Сибирской платформы // *Проблемы связи тектоники и магматизма.*— М.: Наука, 1969.— С. 201—212.
- Масайтис В. Л. Состав толетовых базальтов платформ и геологическое время // *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.*— 1970а.— Вып. 2, ч. 99.— С. 192—199.
- Масайтис В. Л. Допермские базиты Сибирской платформы: Автореферат дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— Л., 1970б.— 41 с.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии // *Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.*— 1963.— Вып. 85.— С. 63—89.
- Масленников В. А., Бондаренко Л. П., Прияткина Л. А. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова.— М.; Л.: Изд-во АН СССР.— 1963.— Вып. 15.— 337 с.
- Матвеев В. Г. Петрология и общие черты металлогении Омсукчанского рудного узла (Северо-Восток СССР).— Магадан, 1957.— 73 с.
- Махлаев Л. В. О соотношении понятий «интрузивный» и «магматический» на примере докембрийских порфировидных гранитов Таймыра // *Геология и геофизика.*— 1965.— № 1.— С. 143—150.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана.— М.: Мир, 1966.— 273 с.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов.— М.: Иностран. лит., 1963.— 154 с.
- Милановский Е. Е. Закономерности распространения и развития орогенного кайнозойского вулканизма в альпийском поясе юго-западной Евразии // *Проблемы связи тектоники и магматизма.*— М.: Наука, 1969а.— С. 153—184.
- Милановский Е. Е. Строение и развитие Африкано-Аравийской рифтовой системы // *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.*— 1969б.— Т. 44, № 3.— С. 139—140.
- Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика // *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.*— 1940.— Т. 18, вып. 3.— С. 53—59.
- Митрофанов Ф. П. Протерозойские гранитоиды Тункинских гольцов Восточного Саяна // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР.*— Улан-Удэ, 1962.— Вып. 8.— С. 26—35.
- Молдаваницев Ю. Е., Перфильев А. С. Проявления метаморфизма в связи с глубинными разломами на Полярном Урале // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*— 1962.— № 4.— С. 50—55.
- Монич В. К. К петрологии района Берикюльского рудника в Кузнецком Алатау // *Тр. Томск. гос. ун-та.*— 1937.— Т. 93.— С. 1—62.
- Монич В. К. Геология и петрология Мрасских порогов в Горной Шории (Материалы по геологии Зап. Сибири).— Томск, 1938.— № 1 (43).— 98 с.
- Монич В. К. О составе некоторых магматических формаций Западной Сибири // *Вопросы геологии Сибири.*— М.: Изд-во АН СССР, 1945.— Т. 1.— С. 270—314.
- Монич В. К. К вопросу о фациях магматических пород Казахстана // *Изв. АН КазССР. Сер. геол.*— 1952.— № 119, вып. 15.— С. 89—102.
- Морозенко Н. К. Прииртышский гранитный массив и связанные с ним месторождения олова и вольфрама.— М., 1937.— 100 с.
- Моссаковский А. А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма // *Проблемы связи тектоники и магматизма.*— М.: Наука, 1969.— С. 133—153.
- Муратов М. В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем // *Там же.*— С. 78—103.
- Нагибина М. С. Структурное положение мезозойских гранитных интрузий в пределах Монголо-Охотского пояса и прилегающих районов // *Материалы I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса.*— Владивосток, 1960.— Вып. 2.— С. 112—114.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— М.: Изд-во АН СССР.— 1963.— 464 с.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*— 1947.— № 1.— С. 135—150.
- Ненашев Н. И. Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование восточной Якутии.— М.: Наука, 1965.— 168 с.
- Нехорошев В. П. Тектоника Алтая.— М.: Недра, 1966.— 306 с.
- Ниггли П. Проблема образования гранита // *Проблемы образования гранита.*— М.: Иностран. лит., 1949.— Сб. 1.— С. 15—113.
- Ниггли П. Лейкократовые, трондьемитовые и лейкосиенитовые магмы и анатексис // *Проблем образования гранита.*— М.: Иностран. лит., 1950.— Сб. 2.— С. 338—385.
- Никитин В. Д. Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии // *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.*— 1949.— Вып. 3, ч. 78.— С. 207—226.

- Обручев С. Тунгусский бассейн.— М., 1932.— 242 с.
- Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей.— Л.: ВСЕГЕИ, 1957.— 149 с.
- Одинцов М. М., Владимирев Б. М. Некоторые общие закономерности пространственного размещения кимберлитов и алмазных месторождений в земной коре // Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений.— М.: Наука, 1966.— С. 34—51.
- Паталаха Е. И. Магматическая проницаемость и энергетическая сущность «подвижности» зон глубинных разломов // Сов. геология.— 1967.— № 11.— С. 124—133.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1956.— № 3.— С. 57—71.
- Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1950.— № 4.— С. 28—58.
- Перрэн Р., Рубо М. О гранитной проблеме // Проблемы образования гранита.— М.: Иностран. лит., 1950.— Сб. 2.— С. 13—50.
- Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1964.— № 3.— С. 3—21.
- Пинус Г. В. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау // Изв. СО АН СССР. Геология и геофизика.— 1958.— Вып. 1.— С. 3—15.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области.— М.: Изд-во АН СССР, 1958.— 295 с.
- Плотников Л. М. Тектонические условия образования трапповых интрузий Сибирской платформы // Сов. геология.— 1963.— № 1.— С. 129—134.
- Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935.— Ч. 1.— 564 с.
- Полканов А. А. К вопросу гетерогенности фойяитов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1944.— № 5.— С. 41—50.
- Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел // Тр. Юбилейной сессии Ленингр. ун-та.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1946а.— С. 51.
- Полканов А. А. Генетическая систематика интрузий платформы — кратогена // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1946б.— № 6.— С. 5—98.
- Полканов А. А. Принцип геологического картирования и вопросы петрологии интрузивных тел // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1947.— № 5.— С. 67—94.
- Полквой О. С. Образование жильных пород кислых интрузий // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. петрограф.— 1950.— Вып. 107.— С. 53—63.
- Потапов В. В. Граниты Кольванского массива и связанное с ними оруденение // Геология и геохимия рудных месторождений Сибири.— Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1965.— С. 39—115.
- Проблемы связи тектоники и магматизма.— М.: Наука, 1969.— 266 с.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород.— М., 1940.— Т. 1.— 476 с.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии // Тектоника СССР.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— Т. 5.— С. 226—234.
- Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— Т. 2.— С. 25—59.
- Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау/Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И., Дистанова А. П., Сергеева Е. С.— М.: Наука, 1971.— 350 с.
- Резанов И. А., Зарудный Н. Н. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 175 с.
- Рейнольде Д. А. Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации // Проблемы образования гранита.— М.: Иностран. лит., 1950.— Сб. 2.— С. 108—187.
- Рид Х. Размышления о граните // Проблемы образования гранита.— М.: Иностран. лит., 1949.— Сб. 1.— С. 143—294.
- Рид Х. Граниты и граниты // Проблемы образования гранита.— М.: Иностран. лит., 1950.— Сб. 2.— С. 306—337.
- Розенбум Г. Описательная петрография.— Л.; М.; Грозный, Новосибирск: ОНТИ, 1934.— 720 с.
- Равич М. Г., Соловьев Д. С. Геология и петрология центральной части Земли Королевы Мод // Труды НИИ Геологии Арктики.— Л.: Недра, 1966.— Т. 141.— С. 120—161.
- Рудник В. А., Алексеев Л. М. Новые данные по геологии хребта Джэгды-Тукурингра на Дальнем Востоке // Материалы по региональной тектонике СССР.— М.: Недра, 1964.— С. 168—184.

- Рухин Л. Б. Основы литологии.— Л.; М.: Гостоптехиздат, 1953.— 671 с.
- Салоп Л. П. Архейская и протерозойская эры // Геологическое строение СССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1958.— Т. 3: Тектоника.— С. 237—261.
- Свешников Е. В. Вулканоплутонические формации щелочных магм // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1966.— № 9.— С. 36—47.
- Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой/Под ред. М. А. Фаворской, И. Н. Томсона.— М.: Недра, 1969.— 264 с.
- Семенов Н. П. Общая характеристика магматических комплексов, их состава и петрогенезиса (Украинский кристаллический массив) // Геология СССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1958.— Т. 5, ч. 1.— С. 200—206.
- Семенов Н. П. Геохронологическая шкала докембрия по материалам Академии наук Украинской ССР // Труды IX сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— С. 19—40.
- Семенов Н. П. Докембрийская геохронологическая шкала СССР // Тр. X сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— С. 10—39.
- Семенов Н. П. Метаморфизм подвижных зон.— Киев: Изд-во АН УССР, 1963а.— 258 с.
- Семенов Н. П. Структура и история формирования складчатых зон докембрия Восточно-Европейской платформы // Тр. XI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций.— М.: Изд-во АН СССР, 1963б.— С. 93—102.
- Семенов Н. П. Корреляция истории докембрия по данным абсолютной геохронологии // Абсолютный возраст геологических формаций: Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК.— М.: Изд-во АН СССР, 1964.— С. 226—234.
- Семенов А. И. О типах металлогенических провинций в складчатых областях СССР // Геология руд. месторождений.— 1963.— № 4.— С. 3—23.
- Смирнов В. П. Металлогения геосинклиналей // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— Т. 5.— С. 17—81.
- Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1947.— Вып. 1, ч. 25.— С. 23—35.
- Соболев В. С. Петрология трапсов Сибирской платформы.— Л., 1936.— Т. 43.— 224 с.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона.— Львов: Изд-во Львов. гос. ун-та, 1947.— Вып. 5.— 137 с.
- Соболев В. С. Современные петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1957.— Вып. 2, ч. 86.— С. 301—310.
- Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии // Геология и геофизика.— 1964.— № 1.— С. 7—22.
- Сперанская И. М. Кайнозойская формация платобазальтов северного побережья Охотского моря // Геология и геофизика.— 1962.— № 2.— С. 25—41.
- Сперанская И. М. Охотско-Чукотское звено Восточно-Азиатского вулканического пояса // Геологическое строение СССР.— М.: Недра, 1968.— Т. 3: Магматизм.— С. 567—578.
- Судовиков Н. Г. Метасоматические граниты // Вестн. ЛГУ.— 1950.— № 10.— С. 78—110.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1964.— 550 с.
- Тащанина М. В., Семенова-Тяньшанская Е. Р. Андезит-базальтовая приразломная формация // Геологическое строение СССР.— М.: Недра, 1968.— Т. 3: Магматизм.— С. 325—338.
- Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии/Гл. ред. А. Л. Яншин.— М.: Наука, 1966.— 487 с.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород.— М.: Иностран. лит., 1961.— 592 с.
- Томановская Ю. П. Петрохимические особенности эффузивных трапсов северо-западной части Сибирской платформы // Тр. НИИГА.— 1965.— Т. 145.— С. 98—109.
- Труды Первого совещания по вопросам космогонии.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1951.— 372 с.
- Удинцев Г. Б., Чернышова В. И., Дмитриев Л. В. Магматизм океанов в связи с их тектоникой // Проблемы связи тектоники и магматизма.— М.: Наука, 1969.— С. 223—228.
- Унксов В. А. Алтас-Саянская складчатая область // Геологическое строение СССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1958.— Т. 3: Тектоника.— С. 126—140.
- Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского союза // Геология и петрография трапловых формаций.— М.: Иностран. лит., 1950.— С. 8—182.

- Усов М. А. Фазы эффузивов // Изв. Томск. индустр. ин-та.— 1924.— Т. 46, вып. 1.— С. 8—38.
- Усов М. А. Фации и фазы интрузивов // Изв. Сиб. отд. Геол. ком.— 1925.— Т. 4, вып. 3.— 40 с.
- Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика // Проблемы советской геологии.— 1935а.— Т. 5, № 9.— С. 795—812.
- Усов М. А. Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края.— Томск: Изд-во Зап. Сиб. геол.-гидрогеофиз. треста, 1935б.— 87 с.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края.— Томск: Изд-во Зап. Сиб. геол. треста, 1936.— 209 с.
- Усов М. А. Фации магматических пород и их рудоносность // Тезисы докладов на XVII сессии Международного геологического конгресса.— М.; Л., 1939.— С. 114—115.
- Усов М. А. Фации и формации горных пород // Вопросы геологии Сибири.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945а.— Т. 1.— С. 23—30.
- Усов М. А. Геология магматических пород // Там же.— С. 179—187.
- Устиев Е. К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1970.— № 4.— С. 47—68.
- Фации регионального метаморфизма СССР/Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1966.— 53 с.
- Феодосиев Г. Д. Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангары.— Иркутск, 1961.— 158 с.
- Ферхуген Дж. Распределение температур и тепловой поток при региональном метаморфизме // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— С. 17—23.
- Хаин В. Е. Возрожденные (эпи платформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа // Сов. геология.— 1965.— № 7.— С. 3—17.
- Хамрабаев Ш. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане.— Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958.— 471 с.
- Харкевич Д. С. Об основах классификации геосинклинальных областей // Докл. АН СССР.— 1953.— Т. 90, № 6.— С. 1127—1129.
- Харкевич Д. С. Обзор представлений о металлогенической классификации складчатых областей и платформ // Узб. геол. журн.— 1960.— № 4.— С. 48—57.
- Харкер А. Метаморфизм.— М.: ОНТИ, 1937.— 367 с.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения) // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1952.— Т. 27, № 5.— С. 31—52.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структур земной коры.— М.: Изд-во АН СССР.— 1963.— 119 с.
- Хесс Г. Г. Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита // Труды XVII сессии Международного геологического конгресса 1937 г.— М.: ОНТИ, 1939.— Т. 2.— С. 279—300.
- Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.— 207 с.
- Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах // Геотектоника.— 1966.— № 6.— С. 64—83.
- Шаталов Е. Т. О металлогеническом районировании // Геология руд. месторождений.— 1959.— № 3.— С. 3—33.
- Шаталов Е. Т. Обзор понятий и терминов, характеризующих магматизм // Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— С. 78—105.
- Шаталов Е. Т. Магматические факторы // Металлогенический анализ рудоуправляющих факторов в рудных районах.— М.: Недра, 1972.— С. 109—141.
- Шахов Ф. Н. К вопросу о происхождении гранитных магм // Минералог. сб. Львов. геол. о-ва.— 1956.— № 10.— С. 39—49.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород.— М.: Госгеолтехиздат, 1948.— 387 с.
- Шейнмани Ю. М. Некоторые закономерности распространения вулканических явлений на платформах // Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста.— 1956.— Вып. 2.— С. 136—157.
- Шейнмани Ю. М. Типы магм и их связь с тектоникой // Тезисы докладов III Всесоюз. петрограф. совещания.— Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963а.— С. 6—8.
- Шейнмани Ю. М. Есть ли ювенильные граниты? // Сов. геология.— 1963б.— № 1.— С. 61—69.
- Шейнмани Ю. М. Магмы и геосинклинальный процесс. Типы земной коры и магмы // Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений.— М.: Наука, 1964а.— С. 102—119.
- Шейнмани Ю. М. Возможные связи магм со строснием внешних оболочек Земли // Химия земной коры.— М.: Наука, 1964б.— Т. 2.— С. 63—74.

- Шейнманн Ю. М. О связях между типами магм и тектоникой // Сов. геология.— 1964в.— № 2.— С. 3—17.
- Шейнманн Ю. М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии // Сов. геология.— 1965.— № 8.— С. 3—25.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии.— М.: Недра, 1968.— 231 с.
- Шмидт О. Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950.— 96 с.
- Шнейдерхейн Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе // Рудные регенерированные месторождения.— М.: Иностран. лит., 1957.— С. 11—62.
- Штилле Г. Рейнская складчатость в области Ослю и в Западной Германии // Избр.— М.: Мир, 1964а.— С. 99—118.
- Штилле Г. К вопросу о происхождении магм // Там же, 1964б.— С. 166—187.
- Штилле Г. Введение в строение Америки // Там же, 1964в.— С. 202—273.
- Штилле Г. «Субсеквентный» магматизм // Там же, 1964г.— С. 686—702.
- Штрейф Н. А., Макарычев Г. И. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем // Проблемы связи тектоники и магматизма.— М.: Наука, 1969.— С. 104—115.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации.— Л.: Недра, 1968.— 180 с.
- Эдвардс А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании/Пер. под ред. А. П. Лебедева // Геология и петрография трапповых формаций.— М.: Иностран. лит., 1950.— С. 183—243.
- Юдин Б. А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогенетическая специализация // Сов. геология.— 1973.— № 6.— С. 50—59.
- Bailey D. K. Crystal warping — a possible tectonic control of alkaline magmatism // J. Geophys. Res.— 1964.— V. 69, N 6.— P. 1103—1112.
- Barth T. F. W. Orogeny and geochemistry // Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.— 1952.— V. 32.— S. 354—360.
- Bemmelen R. W. van. The endogenic energy of the Earth // Amer. J. Sci., 1952.— V. 250, N 2.— P. 104—117.
- Buddington A. F. Adirondack igneous rocks and their metamorphism // Geol. Soc. Am. Mem.— 1939.— V. 7.— 154 p.
- Chatterjee N. D. The alpine metamorphism in the Simplon — Area, Switzerland and Italy // Geol. Rundschau.— 1961.— Bd 51, H. 1.— S. 1—72.
- Cloos H. Die Gebirgsbau Schlesiens.— Berlin, 1922.
- Cloos H. Das Batholithenproblem.— Berlin, 1923.
- Cloos H. Zur Terminologie der Plutone // Fennia, 1928.— V. 50, N 20.
- Cloos H. Plutone und ihre Stellung in Rahmen der Krustenbewegungen // Reports of the 16th Session of the International Geological Congress.— Washington, 1933.— V. 1.— S. 235—253.
- Cox K. G., Gass L. G., Mallick D. I. The Peralkaline Volcanic Suite of Aden and Little Aden, South Arabia // J. Petrol.— 1970.— V. 11, N 3.— P. 433—462.
- Daly R. A. Buschveld igneous complex of the Transvaal // Bull. geol. Soc. of Amer.— 1928.— V. 39.— P. 703—768.
- Engel A. E. J., Engel C. G. Composition of Basalts from the Mid — Atlantic Ridge // Sci.— 1964.— V. 144, N 3624.— P. 1330—1333.
- Engel C. G., Engel A. E. J. Basalts Dredged from the Northeast Pacific Ocean // Sci.— 1963.— V. 140, N 3573.— P. 1326.
- Engel C. G., Engel A. E. J. Volcanic Rocks Dredged from the Southwest of the Hawaiian Islands // Geol. Surv. Profess. Paper.— 1966.— V. 550.— P. 104—108.
- Engel C. G., Fisher R. L., Engel A. E. J. Igneous Rocks of the Indian Ocean Floor // Sci.— 1965.— V. 150, N 3696.— P. 605—614.
- Engel C. G., Havens R. G. Chemical Characteristics of the Oceanic Basalts and the Upper Mantle // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1965.— V. 76, N 7.— P. 719—734.
- Eskola P. The mineral facies of rocks // Norsk geol. Tidsskrift., 1920.— Bd 6, H. 1—2.— P. 141—194.
- Eskola P. On the origin of granitic magmas // Min. Petr. Mitt., 1932.— V. 42, N 5—6.— P. 455—481.
- Fenner C. A view of magmatic differentiation // J. Geol.— 1937.— V. 45, N 2.— P. 158—168.
- Goldschmidt V. Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet // J. Mat. Naturv. Kristiania, 1911.— V. 1.— S. 226.
- Goodspeed G. E. Some textural features of magmatic rocks // Am. Miner.— 1959.— V. 44, N 3—4.— P. 211—250.
- Greenwood R. Younger intrusivrocks of Plateau province, Nigeria, compared with the alcaic rocks of England // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1951.— V. 62.— P. 1151—1178.

- Hamilton W.** Geology and Petrogenesis of the Island Park Caldera of Rhyolite and Basalt, Eastern Idaho // *Geol. Surv. Profess. Paper.*— 1965.— V. 504.— P. 1—37.
- Härme M.** Examples of the granitization of plutonic rocks // *Bull. Commiss. geol. Finlande*, 1959.— N 184.— P. 41—58.
- Hess H. A.** Primary peridotite magma // *Amer. J. Sci.*— 1938.— V. XXXV, N 20.— P. 321—344.
- Hietanen A.** Archean geology of the Turku district in southwestern Finland // *Bull. Geol. Soc. Amer.*— 1947.— V. 58, N 11.— P. 1019—1084.
- Holland H.** The charnokite series, a group of Archean hypersthenic rocks in peninsular India // *Mem. of the geol. surv. of India.*— 1900.— V. 27, Pt 2.— P. 119—249.
- Holmes A.** The origin of igneous rocks // *Geol. Mag.*— 1932.— V. 69, N 822.— P. 543—558.
- Holmes A.** Principles of physical geology.— Edinburg: Nelson, 1944.— 532 p.
- Holmquist P.** Typen und nomenclature der Adergesteine // *Geol. Fören. Forh.*— 1921.— V. 43.— S. 612—631.
- Jung J., Brousse R.** Les Provinces Volcaniques Neogenes et Quarternaires de la France // *Bull. du Service de la Carte Geologique de la France.*— 1962.— V. 58, N 267.— P. 62.
- Kennedy W.** Trends of differentiation in basaltic magmas // *Amer. J. Sci.*— 1933.— V. 25.— P. 239—256.
- Kennedy W. Q.** On the significance of thermal structure in the Scottish Highlands // *Geol. Mag.*— 1948.— V. 85, N 4.— P. 229—234.
- Kennedy W. Q., Anderson E. M.** Crustal layers and the origin of magmas. // *Bull. volcanol.*— 1938.— Pt. 1.— P. 23—82.
- Kranck E. H.** Über Intrusion und Tektonik im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Porkola // *Soc. Geol. Finlande. C. R.*— 1937.— Bd 10, N 82.— S. 67—107.
- Leeman W. P., Rogers J. J.** Late Cenozoic Alkali — Olivin Basalts of the Basin — Range Province USA // *Contrib. Miner. and Petrol.*— 1970.— V. 25, N 1.— P. 1—24.
- Macdonald G. A., Katsura.** Chemical Composition of Hawaiian Lavas // *J. Petrol.*— 1964.— V. 5, N 1.— P. 82—133.
- Martin H., Mathias M., Simpson E. S. W.** The Damaraland subvolcanic ring complex in South West Africa // *Reports of the 21st Session of the International Geological Congress. Norden*, 1960.— P. 156—174.
- Misch P.** Metasomatic granitization of batholithic dimensions. Pt. 1. Syncinemetic granitization in Nanga Parbat area, Northwest Hymalayas // *Amer. J. Sci.*— 1949.— V. 247.— P. 209—245.
- Miyashiro A., Shido F., Ewing M.** Diversity and Origin of Abissal Tholeiite from the Mid — Atlantic Ridge near 24° and 30° North Latitude // *Contrib. Miner. and Petrol.*— 1969.— V. 23, N 1.— P. 38—52.
- Mohr P. A.** The Genozoic Volcanic Succession in Ethiopia // *Bull. Volcan.*— 1968.— V. 32, N 1.— P. 5—14.
- Muir I. D., Tilley C. E., Scoon J. H.** Basalts from the Northern Part of the Rift Zone of the Mid-Atlantic Ridge // *J. Petrol.*— 1964.— V. 5, N 3.— P. 409—434.
- Muir I. D., Tilley C. E., Scoon J. H.** Basalts from the Northern Part of the Rift Zone of the Mid-Atlantic Ridge // *J. Petrol.*— 1966.— V. 7, N 2.— P. 193—201.
- Niggli P.** Die Sistematische der magmatischen Erzlagerstätten // *Schweiz. Miner. und Petr. Mit.*— 1941.— Bd 21, H. 2.— S. 161—172.
- Poldervaart A., Elston W. E.** The calc-alkaline series and the trend of fractional crystallization of basaltic magma // *J. Geol.*, 1954.— V. 62, N 2.— P. 150—162.
- Ramberg H.** The origin of metamorphic and metasomatic rocks // *Univ. Chicago Press, Chicago.*— 1952.— H. 1.— P. 1—317.
- Read H. H.** The granite controversy.— London: Thomas Murby Co., 1957.— 430 p.
- Sederholm J. J.** On migmatites and associated precambrian rocks of southwestern Finland // *Bull. Comm. Geol. Finlande.*— 1923.— N 58.— P. 1—153; *Ibid.*— 1926.— N 77.— P. 1—143; *Ibid.*— 1934.— N 107.— P. 1—68.
- Sigurdsson H.** Petrology of Acid Xenolites from Surtsey // *Geol. Mag.*— 1968.— V. 105, N 5.— P. 440—453.
- Simonen A.** Petrographic provinces of the plutonic rocks in the Svecofennides of Finland // *Pert. 21st. Internat. Geol. Congr., Copenhagen*, 1960.— Pt 13.— P. 28—38.
- Sosman R. B.** Evidence on intrusion-temperature of peridotites // *Amer. J. Sci.*— 1938.— V ser. V. 35.— P. 353—359.
- Stille H.** Einführung in den Bau Americas.— Berlin: Borntraeger, 1940.— 717 S.
- Termier P.** Les schistes cristallins des Alpes occidentales // *C. R. IX Congres Geol. Intern.*— Vienne, 1903 (1904).— P. 571—586.
- Termier P.** Sur la genese des terrains cristallophylliens // *C. R. XI Congres Geol. Intern.*— Stockholm, 1910.— P. 587—593.

- Tilley C. E.** Some Aspects of Magmatic Evolution // *Quart J. Geol. Soc.*— 1950.— V. 106, N 421.— P. 37—61.
- Tuttle O. F.** Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic salic rocks.— *J. geol.*— 1952.— V. 60.— P. 107—124.
- Volf F.** Der Vulkanismus.— Stuttgart, 1923.— Bd 2: Spezieller Teil.— 306 S.
- Washington H. S.** Deccan trappes and other plateau basalts // *Bull. Geol. Soc. Am.*— 1922.— V. 33.— P. 765—804.
- Wager L. R., Mitchell R. L.** The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma // *Geochim. et cosmochim. acta.*— 1951.— V. 2, N 3.— P. 129—207.
- Wegmann C. E.** Zur Deutung der Migmatites // *Geol. Rundschau.*— 1935.— V. 26, H. 5.— S. 305—350.
- Wegmann C. E.** Geological investigations in southern Greenland, Pt. 1: Medd. Gronland.— 1938.— V. 113, N 2.— 148 p.
- Winkler H. G.** Experimentelle Gesteinmetamorphose. I. Hydrothermale Metamorphose karbonatfreier Tone // *Geochim. et cosmochim. acta.*— 1957.— V. 13, N 1.— P. 42—69.
- Winkler H. G.** Genesis von Graniten und Migmatiten auf Grund neuer Experimente // *Geol. Rundschau.*— 1961.— Bd 51, H. 2.— S. 347—363.
- Winkler H. G., von Platen H.** Experimentelle Gesteinmetamorphose. II. Bildung von anatektischen granitischen Schmelzen bei der Metamorphose von NaCl — Führenden kalkfreien Tone // *Geochim. et cosmochim. acta.*— 1958.— V. 15, 2.— P. 91—112.
- Winkler H. G., von Platen H.** Experimentelle Gesteinmetamorphose. III. Anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tone // *Geochim. et cosmochim. acta.*— 1960.— V. 18, N 3—4.— P. 294—316.
- Winkler H. G., von Platen H.** Experimentelle Gesteinmetamorphose. IV. Bildung anatektischen Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken // *Geochim. et cosmochim. acta.*— 1961a.— V. 24, N 1—2.— P. 48—69.
- Winkler H. G., von Platen H.** Experimentelle Gesteinmetamorphose. V. Experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung // *Geochim. et cosmochim. acta.*— 1961b.— N 3/4.— S. 250—259.

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
I. ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД	7
Происхождение магматических пород	—
Обзор взглядов на происхождение магматических пород	—
Определение некоторых понятий	—
Принципиальность разногласий между «магматистами» и «транс- формистами» в вопросе о генезисе гранитоидов	9
Обзор взглядов на происхождение основных и ультраосновных пород	15
Исходные данные для построения общей гипотезы образования магма- тических пород	—
Основания для выделения трех генетических комплексов	—
Опыт построения общей гипотезы образования магматических пород	23
Магматические породы — гетерогенные образования	—
Происхождение гранитоидного комплекса	24
О соотношении магматизма и метаморфизма	—
Причины разнообразия петрографического состава гранитоидных интрузий средних глубин	30
Происхождение базальтоидного комплекса	31
Полная неразработанность вопроса о происхождении базальтовых магм	—
Причины разнообразия петрографического состава базальтоидного комплекса	32
Происхождение гипербазитового комплекса	35
Происхождение главных типов магматических (и магматического облика) пород	—
Заключение	39
О происхождении, номенклатуре и классификации магматических пород	40
Предмет и задачи петрографии и положение ее в ряду других геологических наук	46
О гетерогенности магматических пород (на примере гранитов)	55
Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и веще- ства как агентов метаморфизма и магнообразования	63
II. ФАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД	76
Схема классификации фаций магматических пород	—
Введение	—
История вопроса	77
Определение понятия и принцип построения классификации фаций	79
Краткая характеристика фаций магматических пород	81

Экструзивная фация	81
Гипабиссальная фация	82
Мезоабиссальная фация	87
Абиссальная фация	92
Ультраабиссальная (чарнокитовая) фация	95
Заключение	97
Фации магматических пород	—
О принципах выделения и классификации фаций магматических горных пород	110
Определение понятия	111
О фациях глубинности	112
О фациях и фациальных признаках, определяемых активным воздействием магмы на окружение	115
О структурных, текстурных фациях и фациях вещественного состава, выделяющихся внутри магматического тела и определяющихся преимущественно воздействием среды	117
Выводы	118
III. ПРОБЛЕМЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА	120
О состоянии и задачах учения о магматических формациях	—
Об определении основных понятий	121
О соотношении магматических фаций и формаций	124
О классификации магматических формаций	—
Систематика магматических формаций по составу	128
Общие положения	—
Общепетрографическая ступень систематики составов формаций	130
Петрохимическая ступень систематики составов	137
Минералого-петрографическая ступень систематики составов	141
Укрупненная классификация магмоконтролирующих структур	145
Магматические формации устойчивых областей (кратонов)	148
Покровно-силловые формации	152
Океаническая базальтовая формация	153
Трапповая формация	164
Контрастная липарит-базальтовая (субтрапповая) формация	182
Щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая) формация	191
Анортозит-лейкогабброидные формации	201
Анортозит-лейкогабброидные формации	202
Лейкогаббро-анортозитовые формации	206
IV. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИКА	209
Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области	—
О главных формах проявления гранитоидного магматизма и механизме образования гранитоидных тел	222
Чарнокитовые мигматиты и анатектиты	225
Нормальные мигматиты и анатектиты (амфиболитовой фации)	226
Автохтонные гранитоидные батолиты	227
Аллохтонные батолиты и другие интродуцированные тела	229
О механизме образования некоторых гранитоидных плутонов сложного строения	231
О критериях механизма образования гранитоидных тел	233
Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма	234
О закономерностях структурного контроля в пространственном размещении гранитоидных плутонов	—
Об общих условиях гранитоидного магнообразования	241
О главных формах гранитоидного магматизма и механизмах образования гранитоидных тел	244

Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации	246
Активизированные кратоны (устойчивые области)	249
Сводово-глыбовые области	252
Геосинклинальные области	257
Некоторые общие выводы	262
Основные черты тектоники и магматизма Сибири	266
Введение	—
Древние структуры	267
Палеозойские структуры	270
Мезозойско-кайнозойские структуры	272
Структуры континентальных сводов	274
Заключение	—
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	276

Научное издание

Кузнецов
Юрий Алексеевич

ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ
в трех томах

ТОМ III
ПРОБЛЕМЫ
ПРОИСХОЖДЕНИЯ
И ФОРМАЦИОННОГО
АНАЛИЗА
МАГМАТИЧЕСКИХ
ОБРАЗОВАНИЙ

Редактор издательства *А. М. Самсоенко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *В. В. Борисова, Л. Л. Михайлова*

ИБ № 34667

Сдано в набор 08.05.90. Подписано к печати 13.11.90. Формат 70×100¹/₁₆. Бумага типограф-
ская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 24+вкл. на мел. бум. Усл.
кр.-отт. 25,4. Уч.-изд. л. 26,8. Тираж 1000 экз. Заказ № 179. Цена 5 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099 Ново-
сибирск, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука», 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона северо-западной части Рудного Алтая/И. В. Гаськов, Э. Г. Дистанов, Н. Ю. Миронова, В. М. Чекалин. — 14 л.

В монографии приводится геологическая характеристика Змеиногорского, Золотушинского и Рубцовского рудных районов. Описаны колчеданно-полиметаллические месторождения Корбалихинское, Юбилейное, Захаровское, приуроченные к верхнедевонским вулканогенно-осадочным отложениям, их геологическое строение, состав и геохимические особенности вмещающих толщ, гидротермально-измененных пород, руд и рудных минералов. Рассмотрены условия образования этих месторождений и предложена новая модель формирования колчеданно-полиметаллических месторождений в близповерхностных условиях в связи с вулканизмом.

Для геологов и специалистов в области рудообразования и металлогении.

Палеовулканизм Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. — 18 л.

В сборнике освещены общие проблемы палеовулканологии складчатых областей Алтае-Саянской области, мезозойский вулканизм Сибирской платформы и вопросы металлогении ряда районов древнего вулканизма. Рассматриваются разносторонние аспекты геологии, корреляции, петрохимической эволюции и истории развития фанерозойского вулканизма. Затрагиваются полимические вопросы генезиса альпинотипных гипербазитов складчатых областей и траппов Сибирской платформы.

Для геологов, изучающих особенности строения и состава вулканогенных образований.

Условия локализации сурьмяно-ртутного и флюоритового оруденения в рудных полях.— 20 л.

В сборнике рассматриваются геолого-структурные, литолого-геохимические и физико-химические условия локализации сурьмяно-ртутного оруденения, а также генетические особенности формирования месторождений флюорита различных рудных формаций. Приводятся основные параметры процессов флюоритообразования, изотопно-геохимические и структурно-тектонические особенности месторождений флюорита СССР. Особое внимание уделено структурным условиям распределения минеральных ассоциаций на глубоких горизонтах сурьмяно-ртутных месторождений.

Для геологов, изучающих эндогенные месторождения и металлогению.

ВНИМАНИЮ ЗАКАЗЧИКОВ!

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресам: 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 252208 Киев, ул. Правды, 80-а, магазин «Книга — почтой»; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига», имеющий отдел «Книга — почтой».

- 480091 *Алма-Ата*, ул. Фурманова, 91/97 («Книга — почтой»);
370001 *Баку*, ул. Коммунистическая, 51 («Книга — почтой»);
232600 *Вильнюс*, ул. Университето, 4 («Книга — почтой»);
690088 *Владивосток*, Океанский пр-т, 140 («Книга — почтой»);
320093 *Днепропетровск*, пр-т Гагарина, 24 («Книга — почтой»);
734001 *Душанбе*, пр-т Ленина, 95 («Книга — почтой»);
375002 *Ереван*, ул. Туманяна, 31;
664033 *Иркутск*, ул. Лермонтова, 289 («Книга — почтой»);
420043 *Казань*, ул. Достоевского, 53 («Книга — почтой»);
252030 *Киев*, ул. Ленина, 42;
252142 *Киев*, пр-т Вернадского, 79;
252025 *Киев*, ул. Осипенко, 17;
277012 *Кишинев*, пр-т Ленина, 148 («Книга — почтой»);
343900 *Краматорск* Донецкой обл., ул. Марата, 1 («Книга — почтой»);
660049 *Красноярск*, пр-т Мира, 84;
443002 *Куйбышев*, пр-т Ленина, 2 («Книга — почтой»);
191104 *Ленинград*, Литейный пр-т, 57;
190164 *Ленинград*, Таможенный пер., 2;
194064 *Ленинград*, Тихорецкий пр-т, 4;
220012 *Минск*, Ленинский пр-т, 72 («Книга — почтой»);

- 103009 *Москва*, ул. Горького, 19-а;
117312 *Москва*, ул. Вавилова, 55/7;
630090 *Новосибирск*, Красный пр-т, 51;
630090 *Новосибирск*, Морской пр-т, 22 («Книга — почтой»);
142284 *Протвино* Московской обл., ул. Победы, 8;
142292 *Пуцино* Московской обл., МР «В», 1 («Книга — почтой»);
620151 *Свердловск*, ул. Мамина-Сибиряка, 137 («Книга — почтой»);
700000 *Ташкент*, ул. Ю. Фучика, 1;
700029 *Ташкент*, ул. Ленина, 73;
700070 *Ташкент*, ул. Шота Руставели, 43;
700185 *Ташкент*, ул. Дружбы народов, 6 («Книга — почтой»);
634050 *Томск*, наб. реки Ушайки, 18;
450059 *Уфа*, ул. Р. Зорге, 10 («Книга — почтой»);
450025 *Уфа*, ул. Коммунистическая, 49;
720001 *Фрунзе*, бульвар Дзержинского, 42 («Книга — почтой»);
310078 *Харьков*, ул. Чернышевского, 87 («Книга — почтой»).