

А. А. КУЗНЕЦОВ

# ТЕКТОНО- МАГМАТИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

А. А. Кузнецов

# ТЕКТОНО- МАГМАТИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

*(геометрическое моделирование)*



ЛЕНИНГРАД  
«НЕДРА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1977



Кузнецов А. А. Тектоно-магматический процесс (геометрическое моделирование). Л., «Недра», 1977, 119 с.

Важные аспекты геологической петрологии — пространственная и временная связь тектоники и магматизма, типы родоначальных магм, природа магматических формаций — исследованы методом геометрического моделирования. Сущность метода — выделение среди многообразия тектонических и магматических объектов, явлений и процессов однопорядковых классов исходя из их структурно-вещественной сложности и пространственно-временного масштаба.

В книге предложена классификация тектонических элементов первого порядка в пределах литосферы и определены типы родоначальных магм. Набор главных магматических формаций выведен как следствие из моделей. Формализация геологических моделей осуществлена на единой объективной основе, не зависящей от взглядов того или иного исследователя.

Анализ структуры и вещества путем создания геолого-геометрических моделей позволяет приблизиться к расшифровке генезиса природных образований. Полученное принципиальное решение проблем должно способствовать пониманию закономерностей формирования месторождений полезных ископаемых и служить общей предпосылкой регионального прогнозирования.

Книга рассчитана на геологов, петрологов, геохимиков научно-исследовательских и производственных геологических организаций.

Табл. 9, ил. 4, прил. 2, список лит. 235 назв.

## ОТ РЕДАКТОРА

Создание моделей естественных процессов и явлений служит для лучшего их понимания, для подытоживания и обобщения наших знаний об их сущности и способствует дальнейшему углубленному развитию данной отрасли науки. Примеры моделирования геолого-минералогических объектов известны. Так, Е. С. Федоров смоделировал расположение атомов в кристаллической решетке, что в конечном итоге содействовало дальнейшему успешному развитию кристаллографии. При моделировании природных процессов в лучшем случае выявляются достаточно общие природные закономерности, в худшем модель, приходящая в противоречие с новым фактическим материалом, должна быть пересмотрена.

В магматической геологии до настоящего времени мы не располагаем принятыми большинством исследователей общими представлениями о первопричинах развития магматизма от одних по составу комплексов к другим, о связи магматизма и тектоники, о геохимической характеристике горизонтов магомгенерации и т. д., несмотря на множество классификационных схем по систематике магматических пород, магматических тел и даже на уровне магматических формаций. Совершенно естественно, как показывает опыт точных наук, что значительный прогресс в расшифровке объективных закономерностей обусловлен применением новых методов исследования или более совершенного методического подхода. Широкое использование экспериментальных данных позволило петрологам по-новому объяснить генетические связи между ассоциациями пород и предсказать глубинные превращения вещества Земли. Однако совершенно строгое сопоставление качественных эмпирических данных и экспериментального материала для создания многообразных петрологических эталонов — процесс чрезвычайно длительный. Важно и другое: эти эталоны должны укладываться в общую схему развития магматизма.

В представленной читателю работе сделана попытка, используя уже накопленный эмпирический материал, показать ряд статических и динамических геологических моделей. В отличие от широко распространенных вероятностно-статистических приемов анализа данных природные явления и объекты в настоящей

работе рассматриваются и классифицируются с помощью метода самого общего геометрического моделирования, на базе понятия размерности, заимствованного из топологии.

Некоторые из частных моделей были разработаны давно, описаны в литературе [202] и подтверждены физико-химическими, экспериментальными и геологическими наблюдениями. Модели соотношения тектонических элементов, морфологии и состава тел и т. д. могут вызвать у исследователей наибольшие сомнения, поскольку подтвердить это экспериментальными данными почти невозможно.

Вместе с тем взаимосвязь представленных моделей логична и приводит к весьма интересным выводам. Главный среди них — вывод о том, что геологические уровни сложности структурно подобны. Иными словами, пространственные отношения между элементами уровней принципиально не изменяются при изменении сложности элементов. Таким образом, расплав, минерал и горная порода при геометрическом моделировании являются закономерными продуктами определенных горизонтов Земли, взаимосвязанными с условиями, существующими на разных глубинах.

Рассмотренные в работе модели вносят вклад в теорию формационного анализа. Логичным следствием построений является структурно-вещественная классификация формационных типов изверженных пород.

Таким образом, отход от чисто эмпирических схем, применение новой методической основы для формационного анализа магматических образований полнее отражают связь магматизма и тектоники, магматизма и геохимических особенностей уровней генерации расплавов. Справедливо и то, что анализ, предпринятый автором, не может решить всего многообразия вопросов магмообразования и эволюции расплавов. При дальнейшем изучении встают вопросы о движущих силах многих явлений и процессов, которые мы не вполне себе представляем. Ряд положений, вытекающих из представленной схемы тектоно-магматического процесса, кажется весьма жестким. В частности, трудно допустить существование процессов плавления, которые идут с полным переводом в расплав всего объема вещества.

Вместе с тем кажется естественным, что совместное обсуждение вопросов, интересующих широкий круг геологов — петрологов, тектонистов и геохимиков — и рассматриваемых в предлагаемой работе, способно пробудить к жизни некоторые новые обобщения с целью построения общих теорий петрогенеза и магматической геологии. Последняя задача очень важна и требует для своего решения не традиционных описательных исследований, а общего математического моделирования.

Профессор Н. Ф. Шинкарев

## ВВЕДЕНИЕ

Наука о формациях — новая ветвь естественнонаучного знания о Земле, выделившаяся в самостоятельную дисциплину в последние годы. Объективной предпосылкой целесообразности и необходимости введения этой дисциплины служат следующие факторы.

Установлено местоположение учения о геологических формациях в ряду наук: геохимия — минералогия — петрография — геологическая петрология (так автор склонен называть науку о формациях) — геотектоника — геофизика — планетология.

Выявлено существование, независимое от исследователей, иерархического ряда природных уровней [158, 155 и др.] структурно-вещественной сложности вещества: элемент — минерал — горная порода — формация — «слой» (парагенез формаций) — геосфера (парагенез «слоев») — планета (парагенез геосфер) (в порядке возрастания сложности)\*. Изучаются они соответствующими геологическими науками, перечисленными выше [153, с. 60].

Определено, что объектом науки о формациях служат особые геологические тела, характеризующиеся собственным составом, структурой и границами [198, 193, 158, 153, 155], — формации, или «парагенезы горных пород».

Геологическая петрология находится на стыке геотектоники (учение о геосинклиналях, платформах и т. п.) и петрографии (обычно считается, что собственно петрология призвана изучать происхождение горных пород). Так, по Ю. А. Кузнецову, «учение о магматических формациях — это новая область геологии, стоящая как бы на стыке петрологии и геотектоники» [104, с. 367]. Эта отрасль знаний исследует ряд наиболее важных и неразрывно связанных вопросов: 1) проблему пространственной и временной связи тектоники и магматизма (классификация тектонических элементов первого порядка — главных «магмоконтролирующих» структур; сопряженная эволюция магматических образований и типов тектонических напряжений); 2) количество и состав

---

\* Порядок и набор уровней, особенно начиная с формационного, разными исследователями принимаются различными. Мы выражаем свою точку зрения на этот счет.

родоначальных, исходных, магм; 3) природу магматических формаций и т. д. Иначе говоря, геологическая петрология должна изучать и понять тектоно-магматический процесс в целом. Для вскрытия сущности формации необходимы, во-первых, знание генезиса элементарных тел всех предшествующих (в ряду сложности) уровней организации; во-вторых, переход к изучению объекта следующего, более высокоорганизованного уровня, каковым является «слой», или «оболочка».

Методы геологической петрологии в известной мере аналогичны методам смежных наук: на начальном этапе сбора и накопления фактов — это традиционные геолого-петрографические, на следующем этапе обобщения наблюдений и классификации с целью построения теорий и перевода геологической петрологии с «описательной ступени» в разряд достаточно точных наук — это геолого- и петролого-математическое моделирование.

В отличие от остальных геологических наук предметом изучения геологической петрологии служат геологические тела — формации. Таким образом, геологическая петрология — наука, впитавшая в себя так называемое учение о формациях. Последнее было необходимым звеном на этапе синтеза знаний о естественных сообществах горных пород.

Геологическая петрология магматических пород — молодая наука, хотя истоки ее аналогично многим современным отраслям знаний восходят к рубежу XIX—XX вв., к периоду появления в геологии понятий «петрографическая формация», «петрографическая провинция», «родоначальная магма (магмы)», «вулканическая формация», «офиолит», введенных Д. Джемсом (1866), Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (1888), Ф. Циркелем (1893), Г. Штейнманном (1905), В. Гольдшмидтом (1922), Дж. Тиррелем (1932), Н. Л. Боуэном (1934) и другими.

Условно второй этап становления геологической петрологии как науки связан с введением термина «формация — парагенез горных пород» и оформлением учения о формациях к середине 50-х—60-м годам текущего столетия. Этот важный этап связан с именами Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, В. И. Попова, Ю. А. Билибина, В. В. Белоусова, А. Н. Заварицкого, Г. Д. Афанасьева, Ю. А. Кузнецова, Е. К. Устиева, Ю. М. Шейнманна, их предшественников, последователей и продолжателей [29].

Следующий этап в развитии — введение термина «геологическая петрология» или почти равноценных понятий «магматическая» или «глубинная геология». Термин «геологическая петрология» впервые введен Г. Д. Афанасьевым в 1969 г. [7]. Ранее пользовались термином «магматическая геология» [6, 186]. Кроме того, Ю. М. Шейнманном в 1968 г. был предложен термин «глубинная геология» [200].

Задачи геологической петрологии — «геологический аспект познания горных пород и их закономерных ассоциаций, сопровождаемый детальным изучением вещества с позиций историзма

и в связи с эволюцией структурных элементов земной коры...» [7, с. 6], а также анализ «проблемы родоначальных магм», выявление «соотношений» и «генетических связей» между ассоциациями горных пород [89, с. 3; 36, с. 6].

По мнению Г. Д. Афанасьева [6, с. 25], целью «магматической геологии» (у него последняя — часть петрологии) является «петрогенезис и соотношение оруденения с магматизмом... Магматическая геология подходит к этим вопросам на основе изучения естественных ассоциаций горных пород, связанных «кровным родством». Е. К. Устиев [186, с. 24] цель магматической геологии видит в установлении «условий распространения в пространстве, во времени и геологических структурах закономерно повторяющихся сочетаний магматических пород — магматических формаций».

Согласно Ю. М. Шейнманну [200, с. 4], «глубинная геология» находится «... на стыке тектоники, петрологии, геофизики и физико-химии силикатов» и ее цель — «связь тектонических явлений и магнеообразования». Э. П. Изох и А. П. Пономарева отмечают, что «... формационный анализ по преимуществу относится к сфере магматической геологии, а не петрографии...» [76, с. 188].

В. И. Попов писал в 1955 г. «... о нарождении учения о формациях как новой самостоятельной геологической дисциплины... подобно геохимии или минералогии, петрографии или региональной геологии...» [153, с. 58, 59]. Геологов, занимающихся формационным анализом, он называет «формационистами». Аналогичный вывод фактически напрашивается из работ основоположников учения о геологических формациях Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, а также намечен в книге [155, с. 76].

Вышеизложенное, по-видимому, показывает объективную и настоятельную необходимость разработки новой геологической дисциплины — науки о формациях, приведения в соответствие намечившегося некоторого разрыва между теорией и геологической практикой: создание кафедр геологической петрологии по аналогии с существующими кафедрами петрографии, минералогии и геохимии, курса по основам геологической петрологии и видоизменения программ для студентов геологических факультетов высших учебных заведений.

Двадцать лет назад многие из этих предложений [158, с. 22, п. 5; 153, с. 63; 159, с. 31 п. «д»] были преждевременными, ибо тогда не существовало необходимого теоретико-практического базиса. Последний появился лишь после выработки строгого определения основных понятий, создания непротиворечивой классификации формаций, уяснения местоположения данной науки и ее предмета в ряду других естественных наук.

Еще в 1964 г. Ю. А. Кузнецов утверждал: «... в настоящее время положение таково, что если наши сведения об осадочных формациях уже начинают оформляться в самостоятельную науку, то для магматических формаций этого сказать нельзя» [104, с. 3].

В предлагаемой вниманию читателей книге сделана предварительная попытка решения некоторых основных проблем геологической петрологии магматических пород на основе изучения именно тектоно-магматического процесса. Рассмотрение всех аспектов науки о магматических формациях, истории вопроса, многочисленных определений и классификаций выходит за рамки предлагаемой работы и не входит в нашу задачу. Анализ ведется применительно к тектоно-магматической эволюции, в идеальном виде разлагающейся на элементы: статика (без учета времени) — динамика (процесс) — эволюция [58, с. 12].

Слова академика Ю. А. Кузнецова: «... как много материала для решения некоторых кардинальных проблем может дать целестремленный пересмотр даже уже хорошо известного материала с новых позиций и с применением новой методики...» [104, с. 367] \* — можно считать эпитафией к данной книге. Подчеркнем, что цель автора не в сообщении каких-либо новых данных в дополнение к необычайно большому количеству уже известных, накопленных трудом многих поколений геологов, а анализ их с точки зрения предлагаемого нового метода — метода геометрического моделирования. В основу книги положены рассмотрение уже выявленных достоверных геологических фактов и их систематизация.

Главнейшей задачей теоретической геологии представляется моделирование — создание математических моделей геологических процессов и явлений. Модель — это отражение, аналог реального природного объекта или процесса. Метод математического моделирования (в отличие от прикладного использования математических методов вообще), этот главный способ познания в физике, стал применяться в геологии сравнительно недавно. Известные в геологии математические модели немногочисленны (теория метасоматического процесса Д. С. Коржинского, геометрическая модель рудного процесса А. Н. Кена и некоторые другие), что объясняется помимо всего отсутствием геологических моделей. На фундаменте последних только и реально построение математических моделей. Частные геологические модели являются необходимым условием обобщения всей совокупности геологических эмпирических наблюдений, фактов, понятий, определений, после чего возможен переход к типовым геологическим моделям. Последние служат основой для создания формализованных, математических, моделей, гомеоморфных (соответствующих) типовым (и частным) геологическим моделям, которые в свою очередь изоморфны (подобны) природным геологическим объектам [196].

Неотъемлемое требование всякого анализа и в первую очередь моделирования — абстрагирование от нехарактерных, второстепенных, случайных деталей, некоторая объективная схематичность,

---

\* Ю. А. Кузнецов имеет здесь в виду методику формационного анализа.

основанная на использовании исключительно главных, типичных свойств, черт и признаков того или иного объекта и процесса. Все нетипичные свойства отбрасываются и не рассматриваются, несмотря на их привычность и привлекательность. Без этого немислим анализ. Тем более это относится к сложным природным геологическим процессам и явлениям, закономерности проявления которых носят статистический характер, тогда как единичное геологическое событие представляет собой случайную величину. Однако в целом, как убедимся ниже, геологические явления и процессы детерминированы (причинно обусловлены).

Сказанное необходимо иметь в виду в процессе знакомства с любой моделью. Закон природы получается при абстрагировании от случайного — таково мнение выдающегося физика лауреата Нобелевской премии Ю. Вигнера.

Таким путем строится собственно геологическая модель. Это самый трудный этап анализа. Поэтому первоосновой создания геологических моделей является фактически логико-статистическое моделирование. Этот промежуточный момент анализа при изложении содержания моделей нами опускается и специально не подчеркивается. Принятый в книге метод сводится к выделению среди тектонических и магматических явлений, объектов и процессов однопорядковых классов исходя из их структурно-вещественной сложности и пространственно-временного масштаба.

Анализируется большинство, как теперь принято говорить, «уровней организации» геологического вещества. Структура и вещество рассматриваются, например, от оболочек литосферы, различие в которых должно быть положено в основу разграничения геоструктур первого порядка, и парагенезов оболочек до атомов (породообразующих катионов) через магматические формации, далее горные породы и минералы.

Классификация — одна из типичных разновидностей моделей, частный и наиболее распространенный случай геологических моделей. Формализация геологических моделей проводится на достаточно строгой для предварительного анализа, единой и объективной основе, не зависящей от взглядов того или иного исследователя.

Переход от геологических к формализованным моделям осуществляется приложением элементарных понятий топологии, точнее, теории размерностей. Топология — относительно молодая ветвь геометрии, возникновение которой обычно связывают с появлением теорем Эйлера, Пуанкаре, Брауэра и других. Топология изучает свойства фигур, подвергающихся непрерывным деформациям, иначе говоря, деформациям без разрыва сплошности среды. Им можно подвергать любые объекты, в том числе (мысленно) геологические «фигуры»: тектонические элементы, тела изверженных горных пород, радикалы в расплаве и пр. Одним из важнейших понятий теории размерности является собственно размерность (число измерений).

Топологическая размерность представляет собой инвариант — безразмерную величину, сохраняющуюся при всех непрерывных деформациях [23]. Топологические свойства служат главными, определяющими качественными свойствами природных тел. Размерность, выражаемая посредством чисел  $0, 1, 2, 3, \dots, n$ , положена нами в основу построения и сравнения достаточно тривиальных формализованных моделей, созданных на базе геологических.

К нульмерным «фигурам» относятся объекты, гомеоморфные точке, или фигуры, состоящие из «конечного» числа точек (отрезок, ограниченный с двух сторон). Размерность точки равна нулю. Размерность фигуры, гомеоморфной линии, равна единице; фигуры, гомеоморфной поверхности (частный случай — плоскость) — двум, пространству — трем. За основу подобного различия принимается определение размерности, данное основоположником теории размерности П. С. Урысоном: «зная, какие фигуры имеют размерность, меньшую чем  $n$ , мы можем определить, какие фигуры являются  $n$ -мерными» [23, с. 31].

В каждом отдельном случае при сравнении последовательного ряда однородных объектов различной природы фактически мы будем оперировать величиной относительной размерности. Речь идет о геометрическом (структурном), или топологическом, моделировании, сущностью которого является анализ непрерывности и предела. В качестве критерия подобия выступает число измерений. Вводятся достаточные, граничные, условия, выдвигаемые физикой, топологией и системным анализом для геологического мира событий, в частности для изучения тектоно-магматического процесса.

Во-первых, вследствие того что топологическая размерность земного шара, точнее физического пространства, равна трем, размерность изоморфного ему геологического пространства, всех геологических объектов, т. е. пространственных тел, которые его образуют, не может быть более трех. Исходя из этого максимально возможное число резко качественно, топологически, различных (по величине размерности) геологических объектов любых уровней сложности не должно превышать четырех (нуль-, одно-, дву- и трехмерные).

При достаточном количестве объектов, различающихся по уровню значимости, число топологических классов (типов) пространственных объектов становится равным четырем, несмотря на то что все реальные тела геометрически трехмерны. Это оправданно и в аспекте «заполнения» природой всех возможных классов качественно различных объектов. Таковы ограничительные рамки при моделировании для всего многообразия тектонических и магматических явлений и объектов с точки зрения физики и топологии как бы по горизонтали: топологическая размерность геологического (физического) пространственно-временного континуума (см. прил. 1).

Во-вторых, ограничение числа классов природных объектов и событий по вертикали достигается (в аспекте системного подхода) за счет рассмотрения полного спектра уровней сложности геологического вещества — от самого высокого («слои» земной коры и мантии, частично парагенезы «слоев») до самого низкого (атомы, катионы, молекулы): физическая и химическая — геологическая — планетарная формы движения материи.

По-видимому, допустимо проведение параллели с геометрической симметрией. Нульмерной симметрией обладают фигуры, имеющие особенную точку, одномерной — фигуры с единственным особенным направлением, двумерной — фигуры с двумя особенными направлениями, трехмерной — фигуры, не имеющие особенных точек, направлений и плоскостей. Особенными называются точки, прямые, плоскости, которые не имеют себе равных в фигуре [185, с. 130, 136—138].

Статические, пространственные, модели (см. гл. I, II, IV—VI, прил. 2) построены на основании понятия размерности; динамические, временные, модели — с использованием элементов векторного анализа (см. гл. III и прил. 1). Все модели демонстрируют возможности метода геометрического моделирования, примененного нами в 1969 г. [97]. Краткое изложение содержания моделей опубликовано ранее [95—102, 202, 233].

Личный опыт накоплен автором при проведении геологосъемочных и тематических работ в пределах древних платформ (Сибирская платформа), геосинклинально-складчатых областей (Памир, Тянь-Шань) и отчасти областей «отраженной» активизации (Буреинский кристаллический массив). Геологическое строение, характер тектонических структур в каждом конкретном случае не приведены, так как им посвящено достаточное количество фундаментальных работ советских и зарубежных исследователей.

Правомерность выводов, сделанных в книге, базируется, с одной стороны, на том, что создание в итоге непротиворечивой математической модели свидетельствует о познании в той или иной мере рассматриваемого явления. С другой стороны, «модель сама по себе может служить предметом исследования и должна обладать свойством предсказания новых, ранее неизвестных сторон изучаемого явления» [122, с. 325—326]. Иначе говоря, если та или иная модель построена правильно, она начинает «работать»: из нее вытекают следствия, могущие быть проверенными на практике.

Проблемы, стоящие перед геологией на протяжении 70—80 лет (тектонические структуры первого порядка, количество и состав родоначальных магм, генезис формаций), не могли быть решены раньше. Это было обусловлено объективными причинами. Геология проходила период накопления и затем систематизации огромного фактического материала. Кроме того, еще 15—20 лет назад геологические данные более чем по 70% поверхности земного

шара (дно океанов и морей) практически отсутствовали. Можно назвать и ряд других причин.

В качестве примера рассмотрим известную проблему количества исходных магм. Под первичной, родоначальной, магмой понимается магма, возникающая в пределах более или менее глубинного уровня генерации расплава за счет механизма, близкого к полному плавлению собственного исходного субстрата. До сих пор попытки решения проблемы родоначальных магм предпринимаются хотя и выдающимися петрологами, но, к сожалению, посредством узко специализированных подходов: физико-химический (Н. Л. Боуэн), петрографо-формационный (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг) и т. д.

Н. Л. Боуэн [24] считал, что существует одна родоначальная базальтовая магма. Главными доводами в пользу этого представления явились значительное распространение среди изверженных горных пород в земной коре базальтов, а также результаты изучения упрощенных физико-химических систем. Однако до сего времени переходы базальт — гранит и другие в экспериментах строго не смоделированы. Основное возражение против гипотезы Боуэна — нереальность образования значительных масс гранитов за счет дифференциации основной магмы. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [114] выдвинул положение о двух материнских магмах: основной и гранитной, которым соответствуют максимумы в распространенности горных пород по кремнекислотности.

Ю. М. Шейнманн [200] выделил три типа «первичных магм», включающие не менее пяти-шести «родов магм» геосинклинальных, «внегеосинклинальных» областей и срединных океанических хребтов: ультраосновная, основная и кислая. Подобная точка зрения основывается на петрологических, тектоно-геофизических и физико-химических различиях проявлений типов магм.

Немалое число исследователей сейчас — сторонники гипотезы о «множественности» родоначальных магм. В первую очередь это касается вопроса о самостоятельности нескольких базальтовых магм: толеитовой, оливин-базальтовой, андезитово-базальтовой, высокоглиноземистой [12, 108, 172 и др.].

Поскольку не логично, по-видимому, принимать для каждой более или менее устойчивой естественной химической ассоциации компонентов, парагенезиса минералов, т. е. горной породы, существование своей родоначальной магмы, постольку верхняя граница числа типов первичных магм вполне оправданно должна быть ограничена числом главных петрографических групп горных пород. Последние включают щелочные (фельдшпатоидные сиениты, щелочные базальты и др.), ультраосновные (гипербазиты — пикриты), основные (габбро — базальты), средние (диориты — андезиты) и кислые (граниты — липариты) породы. Группа сиенитов — трахитов обычно связана с группами среднеосновных пород и занимает, по В. А. Заварицкому, всего 0,6% площади изверженных пород [167]. Отсюда  $1 < n < 5$ , где  $n$  — число типов магм.

Здесь уместно напомнить приблизительные значения распространенности горных пород в земной коре, по С. П. Соловьеву и другим, %: щелочные породы — 1 или  $<1$ , ультраосновные — 1—5, основные — около 35—45, кислые — около 45—50.

Автор сознает, что ряд вопросов изложен им схематично, некоторые из проблем лишь поставлены и нуждаются в дальнейшем изучении, а что-то будет уточнено при последующей разработке. Аспекты геометрического моделирования представляют собой первую и, конечно, далекую от совершенства попытку. Вся вина за это ложится исключительно на автора. Автор не математик и не тектонист, а петрограф. Он надеется, что как те, так и другие простят его за вольный экскурс в названные отрасли знания, ибо без этого анализ тектоно-магматического процесса был бы просто невозможен.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ И ТИПЫ РОДОНАЧАЛЬНЫХ МАГМ

(модель 1)

К первоочередным задачам геотектоники относятся «... формализация... понятий об основных и более мелких структурных элементах земной коры и создание их классификации...» [192, с. 502].

Требование объективности и единой основы, а не только суммирование накопленного геологией опыта, к сожалению, не выполнялось в предшествующих классификациях главных тектонических элементов земной коры — структур первого порядка. К тому же эти классификации строились без учета тектоники океанического дна, которое еще 15—20 лет назад было практически «белым пятном» с точки зрения геологической изученности\*.

Описываемая модель характеризует соотношение тектонических элементов первого порядка и типов магм, производные которых наиболее распространены в пределах той или иной геоструктуры и наиболее специфичны, типоморфны для нее. В модель включены четыре типа главных, качественно различных, топологически трех-, дву-, одно- и нульмерных тектонических структур литосферы: подвижные, или геосинклинально-складчатые, области; устойчивые области, или платформы; георифтогенали и области «автономной активизации»\*\*.

В известной мере условно на современном этапе изученности почти в каждом типе геоструктур различаются континентальные и океанические «гомологи», находящиеся на разной стадии эволюции в геологической истории Земли и (или) имеющие неодинаковый возраст. Подобный факт обусловлен тем, что перечисленные геоструктуры, за исключением геосинклинально-складчатых областей, дивергентны и развиты в пределах площадей как с континентальным, так и с океаническим типами строения современной земной коры.

Для каждого типа структур первого порядка характерны соответственно производные кислой, основной, ультраосновной и собственно щелочной магм, т. е. свои типы магм (табл. 1). При классификации структур литосферы различия между последними должны быть не ниже такого «уровня организации геологического

\* В монографиях последних лет [90, 175, 192] пробел относительно включения в классификации океанических структур восполнен.

\*\* Рассматриваются геоструктуры и тектонические процессы, имевшие место преимущественно в фанерозое.

вещества», как «оболочки», «слои», литосферы (и парагенезы последних): их главные вещественно-структурные элементы — достаточное условие. Все остальные вещественно-структурные различия относятся к разряду необходимых условий. Такие тектонические элементы земной коры, как геосинклинально-складчатые области и платформы, известны давно. Участие их в классификации не вызывает сомнения.

Геосинклинально-складчатые области \* — самостоятельные региональные структуры со сформированным «базальтовым слоем» и чрезвычайно развитым «гранитным слоем», возникшим в орогенную стадию, с мощной толщей дислоцированных осадочно-метаморфических пород, интенсивной контрастностью тектонических напряжений и магматических образований на общем фоне преобладающих и определяющих ее облик отрицательных вертикальных движений. Эти структуры представляют собой особые тектонические элементы с равноправностью, сравнимостью трех измерений независимо от того, сохранились ли на данный момент классические глубинные «корни гор» или же они регенерированы последующими процессами (противоположного [14] относительно гранитизации характера) базификации.

Геосинклинально-складчатые области являют собой пример трехмерных топологических фигур. Никакими непрерывными деформациями фигуру типа подвижной области невозможно превратить в фигуру, отличную от объемно-трехмерной. Теоретически все три измерения структуры: длина (или протяженность), ширина и глубина (высота, мощность), три составляющие с центром системы отсчета, помещенной в воображаемый центр структуры, могут быть продолжены «безгранично» до получения в пределе (объем земного шара) трехмерной фигуры типа полого шара. Из цельного шара исключаются лишь ядро и оболочки нижней части мантии, как вероятно не оказывающие существенного влияния на генезис геосинклинально-складчатых областей. Этот момент будет поясняться по ходу описания остальных моделей.

Геометрическая равнозначность трех измерений геоструктуры подтверждает позитивное содержание старой концепции корней гор, под которой понимается наличие каких-то процессов, приво-

---

\*Термин и понимание его содержания заимствованы у Ю. А. Билибина [18]. В развитии обобщенного типа геосинклинально-складчатой области будем пока различать три крупнейшие стадии в рамках тектоно-магматического цикла в соответствии с «этапами развития» согласно схеме Ю. А. Билибина или во многом тождественной ей «модели геосинклинального процесса» Л. П. Зоненшайна [68]: а) геосинклинальную («начальный» и «ранний этапы»); б) складчатую, или орогенную, молассовую («поздний этап») и в) активизационную, или посторогенную, постконсолидационную активизации, субплатформенную («конечный этап»). Между первой и второй стадиями выделяют инверсионную, или среднюю, подстадию. Любая геосинклинально-складчатая область приобретает только ей присущие черты, качественное свойство, после прохождения второй, главной, стадии развития. По неизвестным причинам, по-видимому в силу традиции, главной до сих пор считается первая стадия.

Тектонические элементы первого порядка	Тип земной коры (современный) площадей, в пределах которых развиты тектонические элементы	Тип магмы (магмы первого порядка)	Формационные типы горных пород	Размерность геоструктуры
Геосинклинально-складчатые (подвижные области)	Континентальный («переходный» — островные дуги)	Кислая	Гранитоидные (андезитовые)	3
Платформы (устойчивые области): кратоны (древние платформы) талассократоны	Континентальный  Океанический	Основная	Кварц-толеитовые  Оливин-толеитовые	2
Георифтогенали	Континентальный (глубинные швы) Океанический (срединно-океанические хребты)	Ультраосновная	Гипербазитовые (перидотитовые, серпентинитовые)	1
Области автономной активизации	Континентальный  Океанический	Щелочная	Агпайтовые нефелин-сиенитовые То же (?)	0

дящих к глубинному заложению структуры. Мощность земной коры геосинклинально-складчатых областей превосходит таковую земной коры остальных тектонических элементов первого порядка и достигает 50—75 км [192], а возможно, и более.

На глубинный характер геосинклинально-складчатого процесса недавно специально обратил внимание Ю. М. Шейнманн [200]. Он даже ввел новый термин — тектонофер (тектоноген), который определил как глубинную энергетическую зону, несущую ответственность за появление геосинклиналей и превращение их в складчатые области.

Своеобразный геометрический подход к выяснению строения «тектоносферы подвижных поясов» продемонстрирован П. Ф. Иванкиным с соавторами. Согласно взглядам этих исследователей [72, с. 76], «основой каждого пояса всегда служит сверхглубинный разлом, уходящий в мантию сравнительно полого и... выраженный на земной поверхности в виде современных глубоководных желобов, талассогеосинклиналей, продольных офиолитовых поясов, тогда как все другие элементы подвижного пояса являются структурами всякого бока сверхглубинного разлома. Отсюда... подвижный пояс — это относительно узкая призма мобильной земной

коры и активизированной мантии...» При всей, вероятно, правильности подобного подхода к проблеме в целом, частое оперирование термином «подвижные пояса» как совокупностью нескольких геосинклинально-складчатых областей (Тихоокеанский, Урало-Монголо-Охотский пояса) и акцентирование внимания на «сверхглубинном разломе» может создать у читателей впечатление о линейной или наклонно-плоскостной морфологии «тектоносферы поясов», что, конечно, неоправданно.

В 1972 г. был проведен количественный анализ отличий геосинклинального процесса от платформенного по интенсивности вертикальных тектонических движений за определенный промежуток времени (скорость движений) и контрастности их (разность, градиент, скоростей) на примере альпийской геосинклинали Кавказа [204]. Различия достигли трехкратных значений, а в действительности по сравнению с другими геосинклинальными системами и платформами, по-видимому, еще более значительны.

Общепризнанный океанический «аналог» континентальных геосинклиналей — современные островные дуги, находящиеся на различных стадиях геосинклинально-складчатого развития, но суммарно характеризующиеся начальным процессом формирования субокеанической и континентальной коры в виде базальтового и гранитного слоя. Главная черта геосинклинального процесса — создание коры континентального типа, включая базальтовый и главным образом гранитный слой [68, 125 и др.].

Территориально в пределах геосинклинально-складчатых областей различают менее масштабные структуры, из которых главными следует считать так называемые кристаллические массивы и краевые вулканические пояса. Немалое число исследователей включает кристаллические массивы как неразрывную составную часть в геосинклинали. Не исключено, что они правы и что отдельные массивы представляют собой структуры, тесно связанные с геосинклинальным процессом и закопсервованные в последующий период развития подвижной области. «Срединные» массивы, если не учитывать наложенных процессов активизации, — это топологически трехмерные (объемные) геоструктуры, более глубокие срезы (как правило, из-за устойчивого поднятия) древних (докембрийских, байкальских, каледонских) геосинклинально-складчатых областей. Некоторые авторы часть срединных массивов относят к областям автономной активизации — структурам первого порядка [206, 208].

Краевые внутриконтинентальные вулканические пояса — структуры второго порядка, пограничные между разновозрастными складчатыми областями (или системами) или складчатыми областями и срединным массивом. Вулканические пояса часто продолжают процесс геосинклинально-складчатого развития смежной, соседней, области и обладают чертами унаследованного развития, например вулканические пояса Камчатки [4]. По аналогии с классификацией областей активизации они могут быть

названы вулканическими поясами «отраженного типа» (структуры второго порядка).

Ряд особенностей — пространственное смещение и обособленность, большие размеры, «линейность» в морфологии структуры, черты химического состава магматических образований — позволяет отдельным исследователям считать некоторые вулканические пояса (окраинно-континентальные) самостоятельным, особым типом структур земной коры [78] — поясами автономного типа, или геоструктурами I порядка. Этот вопрос далеко не ясен.

Этап формирования континентальной коры следует во времени за этапом образования океанической коры [8], что предопределяет сущность геосинклинально-складчатого процесса. Известный общий ряд эволюции таков: океан — континент.

Из-за незначительных различий, не выходящих за рамки различий между структурами I порядка, континентальные (древние) и океанические платформы, кратоны и талассократоны объединяются в один класс геоструктур. Те и другие являются гомологами. Платформа (типа Сибирской, Русской и др.) приобретает свое качественное свойство как особая геоструктура лишь после прохождения ею стадии формирования осадочного и вулканогенного (траппы) чехла.

Мощность земной коры континентальных платформ — первые десятки километров. Она трехслойна. В ней различают осадочно-вулканогенный чехол, гранитный и базальтовый слои. Данные регионы относительно стабильны. Мощность коры океанических плит, имеющей часто двухслойное строение (осадочный чехол и базальтовый слой) и несколько большую подвижность, в среднем 5—10 км.

Обе геоструктуры при своих региональных размерах, сравнительно малой (относительно геосинклинально-складчатых областей) мощности коры, отсутствии каких-либо корней, пленочной и пластинчатой морфологии являют собой в геометрическом отношении пример двумерных фигур. Преобладание двух измерений (длины и ширины) по сравнению с третьим (мощностью пород чехла платформ) и полное отсутствие каких-либо глубинных корней ведут к гомеоморфизму данных тектонических элементов как геометрических фигур с фигурой типа плоскости, вернее поверхности. Единичная платформа или все платформы земного шара могут быть мысленно «расплющены», непрерывно деформированы по поверхности Земли вплоть до образования двумерной поверхности, пленки, шара, и в этом смысле они двумерны.

В составе платформ различают плиты и щиты. Аналогичное деление предполагается для талассократонов, например Индийского и Тихого океанов [181, 182]. Щиты типа Алданского, Балтийского или их части относят к областям автономной активизации.

Кислый тип магмы в виде огромных масс батолитов гранитоидов (граниты, гранодиориты) типичен для геосинклинально-складча-

тых областей. Для островных дуг типоморфен андезитовый магматизм [180].

Граниты в пределах древних континентальных и океанических платформ редки. Это, как правило, мелкие тела — конечные продукты процесса дифференциации базальтовой магмы — или реоморфические образования. Появление гранитов, риолитов и отчасти андезитов в Исландии — факт, вполне объяснимый. Они не зависят от основной магмы, образуются при плавлении пород сиала, которые, вероятно, слагают фундамент Исландии [45]. Исландия с тектонических позиций по своему положению в общем эволюционном ряду относится не к срединно-океаническим поднятиям, а стоит ближе к структурам островных дуг, точнее к вулканическим поясам [11]. Нетипичный случай, требующий особого объяснения, — появление гранитоидов на дне Карибского моря [190] и на Сейшельских островах.

В области рифтогенального процесса среди драгированных обломков представителей гранитоидной магмы, пожалуй, за исключением плагиогранитов, не наблюдалось, что согласуется с положением об отсутствии или, по крайней мере, локальном развитии гранитного слоя (гранитизации) в океанах\*.

Более широко гранитоидный магматизм развит в областях активизации, однако он и здесь имеет специфические особенности, четко отличающие его от массового гранитоидного магматизма подвижных областей. Обычно это представители формации субвулканических гранитов [104], породы с монзонитоидным уклоном или формации аляскитовых и щелочных гранитов и граносиенитов.

Несмотря на развитие в пределах кратонов и талассократонов формаций щелочно-основного (трахибазальтового), щелочно-ультраосновного и основного составов, преобладают здесь, как известно, производные основной магмы: оливиновые толеиты в океанах и кварцевые (траппы) на континентах.

К двум известным типам геоструктур земной коры недавно прибавился третий, возведенный Ю. М. Шейнманном, Л. И. Красным и другими в ранг структур аналогичного порядка. Обоснование для выделения последнего типа структур, названных рифтогеналями, или георифтогеналями, получено в результате комплексного геолого-геофизического изучения (Г. Хесс, Б. Хизен и др.) океанических областей [181, 182 и др.]. Георифтогенали представляют собой структуры срединно-океанических поднятий (хребтов) с центральными рифтами. Это области океанического «орогенеза» и формирования коры особого типа серпентинит-базальтового состава [177].

Для рифтогеналей характерны специфическое строение земной коры и верхней части мантии (повышенная плотность, значительные

\* Обстоятельную сводку современных представлений о распространении кислых пород в океанических бассейнах можно найти в статье И. В. Лучицкого [121], где подчеркивается сложность проблемы соотношения континентальной и океанической коры.

скорости распространения упругих волн — 7,3—7,8 км/сек, нечеткий переход между базальтовым слоем и мантией — так называемая коро-мантийная смесь), заметная сейсмичность при отсутствии глубокофокусных землетрясений, подвижность и особый характер дислокаций (горизонтальное растяжение) и магматизма [115]. В областях срединно-океанических поднятий распространены представители «офиолитового комплекса» эвгеосинклиналей: толеиты, оливиновые базальты, габбро, троктолиты, гипербазиты, перидотиты, серпентиниты и прочие производные основной и ультраосновной магм. Вопрос о принадлежности щелочных оливиновых базальтов к структурам срединно-океанических поднятий требует дальнейшего изучения.

Для данного типа структур, несмотря на разнообразие магматических проявлений, типоморфен [52, 177, 181, 183] ультраосновной магматизм — пояса «альпинотипных гипербазитов», что обуславливает повышенную плотность пород и парагенетическую связь поясов с линейностью структур (протяженность — десятки тысяч километров), почти «однослойное» глубинное строение и т. д.

Ю. М. Шейнманн [200, с. 70], детально разбирая вопросы связи тектоники и магматизма, ставит срединно-океанические хребты в один ранг с «геосинклинальными и внегеосинклинальными глубинными тектоническими областями».

Континентальный гомолог современных георифтогеналей — структуры типа швов, зон глубинных разломов длиной в сотни и тысячи километров. Эти элементы в значительной мере заложены в период формирования эвгеосинклиналей на коре океанического типа. Положение и простираие георифтогеналей (их бывших рифтовых долин) совпадают с нынешним положением трассирующих их региональных поясов ультрабазитов [68]. Подобные структуры фиксируют границы, зоны стыка разноплановых областей, крупных тектонических подразделений, вплоть до платформ и складчатых систем.

Рифтогенали, как геотектонические геометрические элементы с преобладающей ролью одного измерения (протяженность, простираие) и ограниченной ролью двух других измерений (мощность и ширина), могут быть сопоставлены с фигурой, гомеоморфной линии, и поэтому они могут служить примером топологически одномерных тел. Мощность, глубина заложения георифтогеналей или предел их распространения ограничиваются снизу слоями, горизонтами, точнее уровнями генерации магмы ультраосновного состава и парагенетически связанных с ней тектонических движений в пределах верхней мантии, предположительно от подошвы волновода до границы с нижней частью верхней мантии. Верхняя граница вертикальных или наклонных зон георифтогеналей проходит по естественному уровню океанической (палео) поверхности. Ширина этих структур колеблется в среднем в пределах сотен километров. С боков они ограничены талассократонами.

«Альпинотипные гипербазиты» континентальных глубинных швов и рифтов срединно-океанических поднятий (гипербазитовая, дунит-гарцбургитовая формация) резко отличаются [84] от иных ультраосновных пород геосинклиналей и платформ. Вследствие чего они вкупе с родственными им геоструктурами образуют отдельный тип или класс тектоно-магматических образований.

К четвертому типу структур I порядка относятся области автономной активизации (сводово-глыбовые, ревивации, дива, тафрогенные, террагенальные и прочие преимущественно отраженной активизации). Выделять их в качестве третьего, не считая георифтогеналей, основного тектонического элемента литосферы предложили Г. Ф. Мирчинк, М. И. Ициксон, Чен Го-да, В. В. Белоусов, Е. Д. Карпова, А. Д. Щеглов, Е. В. Павловский, М. С. Нагибина, Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко [88], В. И. Казанский и ряд других исследователей. В настоящей работе под этими структурами понимаются «магмоконтролирующие автономного» типа, имеющие самостоятельное геологическое значение, относительно региональный масштаб с устойчиво проявленным магматизмом собственно щелочного ряда (формация агпайтовых нефелиновых сиенитов) в отличие от структур типа «молодых активизированных областей», наложенных на три типа других геоструктур и, согласно М. И. Ициксону и А. И. Семенову, обладающих чертами активизированных областей «отраженного» типа.

Геолого-геофизическая характеристика областей автономной активизации обобщена в работах А. Д. Щеглова [206—208] и В. И. Казанского [81]. Они представляют собой жесткие консолидированные геоструктуры, равнозначные трем предыдущим, с особым глубинным строением (часто утолщенным базальтовым слоем при малой мощности земной коры, менее 20—30 км?), отличным тектоническим режимом, специфической ролью дизъюнктивных элементов (глубинные разломы и их многократные пересечения) и относительно непродолжительным временем становления (первые периоды).

Сразу необходимо упомянуть еще об одной из главнейших черт областей автономной и отраженной активизации: «сквозном» субщелочном и щелочном составе магматических продуктов, независимом от абсолютного содержания кремнекислоты. В монографиях и обобщающих статьях, посвященных характеристике особенностей геологического строения областей активизации, практически все авторы отмечают наличие и относительно высокий удельный вес субщелочных и щелочных эффузивов и интрузий. Однако те же самые исследователи, за исключением, пожалуй, Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко [48], не делают упора на этот факт. Отсутствие щелочных представителей в других геоструктурах возводит этот признак в разряд главной качественной особенности магматизма структур активизации. Таково триальное требование любого анализа.

Подобная черта магматизма областей активизации настолько важна и характерна для них, что отсутствие ее уже должно настораживать. В этом случае тектоническая структура может не быть областью активизации. Именно образование пород собственно щелочной серии свидетельствует о том, что в процессе участвовали максимально глубинные мантийные горизонты, в результате чего область и была автономно активизирована. На эту характерную черту не делается акцента даже в работах последних лет по магматизму областей активизации. Заложение их знаменует переход к качественно новой стадии тектоно-магматической эволюции земной коры и верхней мантии. Они приурочены к окраинным частям платформ, щитов, срединным массивам и складчатым областям [206].

Щелочной магматизм (нефелиновые сиениты, щелочно-ультраосновные породы, щелочные базальты и габброиды, щелочно-кислые породы) присущ только областям активизации, несмотря на относительное разнообразие в пределах последних магматических образований кислого, среднего, основного и ультраосновного составов (Канадский, Балтийский, Алданский щиты, Африканская платформа и т. д.). Причем агапитовые нефелиновые сиениты специфичны лишь для областей автономной активизации, тогда как миаскитовые нефелиновые сиениты характерны, по-видимому, для областей отраженной активизации. По мнению О. А. Воробьевой, первые встречаются в областях активизации древних платформ, а вторые — складчатых систем.

Щелочной магматизм проявляется на субплатформенной стадии, или стадии активизации, геосинклинально-складчатых областей. На этом основании при анализе динамической модели соотношения направленности вертикальных тектонических движений и направленного изменения химического состава серий магматических формаций в пределах единой подвижной области щелочные формации посторогенной стадии (квазикратонной, по Г. Штилле и Ю. А. Кузнецову) не следует прямо связывать с предыдущим собственно геосинклинально-орогенным развитием. Это переходная стадия к существенно иному этапу тектоно-магматической эволюции геоструктуры. К последнему необходимо относить формации самой ранней, первой, стадии возникновения геосинклиналей, которые в настоящее время не сохранились или не выявлены. Именно они открывают временной гомодромный ряд магматических формаций геосинклинально-складчатой области. Наличием отголосков таких «палеоформаций» установлено Ю. А. Билибиным [18, с. 33] в Кавказской и Уральской, Б. А. Марковским в Камчатской геосинклиналях, А. Ф. Белоусовым и В. Н. Довгалем в Алтае-Саянской подвижной области и Кузнецком Алатау преимущественно в виде щелочных эффузивов. Наблюдается отчетливая тенденция расширения спектра известных геосинклинально-складчатых областей, в которых щелочной магматизм проявляется начиная с самой ранней геосинклинальной (!) стадии. Во всяком

случае, этот вопрос требует тщательного анализа уже в ближайшее время.

Последовательная смена магм, специализированных на натрий (мантийные) через натриево-калиевые к существенно калиевым (коровые), хорошо известна на примере истории полного тектоно-магматического цикла развития подвижных областей. Постепенное падение относительного количества натрия предполагает его изначально повышенное содержание. Это могло быть вызвано максимальной концентрацией натрия именно в щелочной магме во время формирования древних (архейских и т. п.) областей (автономной) активизации (областей протоактивизации). Некоторые из последних послужили основой для заложения в дальнейшем геосинклиналей (через георифтогенали).

Вулканы океанических островов, верхние части которых сложены не толеитами, характерными для состава базальтов ложа океанов — слоя 2 талассократонов, а представителями щелочной магмы, контролируются, по-видимому, структурными элементами особого типа. Это поперечные к срединно-океаническим поднятиям разломы. Данные структурные элементы несколько смещены по отношению к рифтовой зоне [106]. Важно, что острова, расположенные на удалении от океанических хребтов (например, Гавайские острова), сложены, как правило, более щелочными породами [45]. То же следует сказать о районах развития континентальных щелочных формаций областей активизации как в целом, так и применительно к отдельным интрузиям. И те и другие связаны с поперечными структурами, зонами пересечений региональных разломов, с топологически нульмерными тектоническими узлами на сочленении разнородных геоструктур, являются главной составной частью, определяющей облик нульмерных же элементов — областей тектоно-магматической активизации (Маймеча-Котуйская провинция [56], щелочная провинция Алданского щита [152] и т. д.).

Тектонические узлы — участки пересечения зон сверхглубинных разломов различного простираения, разломов и складчатых структур, разломов (океанические) и кратонов — представляют собой в геометрическом отношении «конечные отрезки» или «объемы» — отрезки и объемы, ограниченные с боков (с фронта и тыла в случае «горизонтальных» структур активизации типа континентальных рифтов) разломами и соседними структурами при отсутствии степеней свободы («нонвариантное состояние»), снизу уровнями генерации щелочной магмы в низах верхней мантии, а сверху поверхностью Земли. Такие фигуры, гомеоморфные точке, являются нульмерными.

К областям автономной активизации, таким образом, относятся только такие геоструктуры, возникновение которых обусловлено проявлением наиболее глубинных сил: формирование сверхглубинных разломов, появление в зонах их пересечения локальных источников энергии и плавление щелочного субстрата нижних

частей верхней (средней?) мантии. Как следствие этих процессов на поверхности — образование относительно регионального сводово-глыбового поднятия, часто рассеченного линейными рифтоподобными зонами глубинных разломов, с массивами щелочных пород в участках пересечений дизъюнктивов и (или) с локальными наложенными поднятиями и впадинами изометрической формы в структурно-тектонических узлах [90, прил. 2].

Граница между областями автономной и отраженной активизации довольно условна. Области отраженной активизации, вероятно, переходят в автономные после «съедания» значительной части континентальной коры процессами базификации. Однако механизм этого процесса не ясен. Не исключено, что в течение позднего фанерозоя, главным образом мезо-кайнозоя, условия для формирования областей автономной активизации возникали реже, чем в более раннюю эпоху. Это согласуется с распределением (уменьшением?) объемов щелочных пород в зависимости от омоложения их возраста и возраста вмещающих геоструктур [27]. Области автономной активизации как структуры минимальной структурно-вещественной сложности отчасти были заменены структурами более высокой сложности в процессе эволюции, отчасти могли не сохраниться, т. е. быть эродированными. Площади с наибольшей вероятностью возникновения и сохранности структур (в связи с «выпадением» их из дальнейшей эволюции) слагают участки «выступов» древнего кристаллического «фундамента», к каковым относят щиты (Балтийский) и срединные массивы (Центральнофранцузский, Чешский и др.).

Областями автономной (прото) активизации могут служить лишь геоструктуры глубинного (и раннего) заложения со сквозным щелочным магматизмом, т. е. со щелочными породами, образовавшимися регулярно в течение всей жизни данной структуры. Возникновение областей отраженной активизации (тектонические элементы второго порядка) прямо, т. е. причинно, не связано с проявлением соответствующих стадий в соседней геосинклиналино-складчатой области, как это часто считается. Подобные процессы отражения очень напоминают принцип действия на расстоянии, давно оставленный в физике. В этом вопросе мы принимаем точку зрения, высказанную А. Д. Щегловым [206, с. 20].

Существуют, по-видимому, два крайних типа областей активизации: а) возникающие в пределах площадей с корой континентального типа и б) развивающиеся в пределах площадей с океанической корой (табл. 1). По данным А. Д. Щеглова [208], оба типа в известной мере отвечают главным стадиям развития областей активизации. Так, на территории Восточной Азии для внегеосинклиналильных (в виде вулканических поясов) и глыбово-складчатых структур (области тектоно-магматической активизации) выделяются две стадии развития: ранняя с преобладанием вулканоплутонических формаций среднего состава и формациями

субщелочных и щелочных гранитоидов и поздняя с преимущественным развитием основного, среднего и щелочно-основного вулканизма, часто с сопутствующим впадинообразованием рифтоподобного облика [130]. От ранней стадии к поздней наблюдается переход гранитной континентальной коры от более к менее мощной, частично базифицированной снизу [166].

Несмотря на качественно иной характер, структуры тектономагматической активизации тем не менее унаследуют главные свойства фундамента, на котором они развиваются. Иначе говоря, тип структур активизации определяется типом предшествующей структуры. Собственно этим свойством (некоторая унаследованность) они не отличаются от остальных геоструктур первого порядка. Например, тип геосинклинально-складчатой системы, как известно, зависит от типа коры, на которой она заложена (эв- и миогеосинклинали). Степень унаследованности заметно падает при переходе от областей отраженной к областям автономной активизации.

Подавляющая часть наложенных впадин и прогибов, вулканотектонических структур, сопровождающихся трахиандезитовыми, трахидацитовыми, трахилипаритовыми, липарит-гранитными и прочими формациями и являющихся существенными элементами областей активизации, имеет приразломный характер. Об этом помимо чисто геологических данных свидетельствуют результаты геофизического изучения глубинного строения активизированных территорий. В случае, когда они по морфологии и глубине заложения приближаются к четко выраженным рифтоподобным прогибам, состав формаций становится трахибазальтовым.

Отсюда следует важный вывод о подчиненном значении пликативных наложенных структур типа впадин и прогибов. По сути дела последние являются приповерхностным отражением «решетки» глубинных дизъюнктивов региональных разрывных нарушений [208, с. 117, 118, 122], часто непосредственно не выходящих на поверхность. Например, в пределах Малого Хингана, входящего в состав Хингано-Баджальского вулканического пояса отраженного типа (на стыке Буреинского кристаллического массива с Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой областью), вулканотектонические депрессии (поля) располагаются в зонах пересечения (узлах) разломов относительно глубокого заложения обычно северо-западного, северо-восточного, субмеридионального и субширотного простираний [123].

Структурный шов на границе последовательно (в начале близко по времени, в конце разновременно) развивающихся систем в пределах одной геосинклинально-складчатой области (эв- и миогеосинклинали) или вдоль границы геосинклинально-складчатых областей и срединных массивов представляет собой наиболее ослабленную, легкопроницаемую, нарушенную зону. Поэтому при наложении активизационных процессов они чаще проявляются территориально в этой зоне, накладываясь

соответственно на инверсионные и позднеорогенные вулканические пояса. Обычно вулкано-плутонические пояса гетерогенны и представляют собой серию более мелких поясов — ареалов, подобно тому как подвижные пояса — серии нескольких геосинклинально-складчатых областей.

Первое и главное следствие из предложенной модели: существуют только четыре типа главных геоструктур литосферы и, следовательно, четыре типа соответствующих им первичных магм. Качественные различия геоструктур возникают как отражение процессов формирования кор, слоев резко различного типа: гранитного состава в геосинклинально-складчатой области, базальтового на платформе, ультрабазитового в пределах георифтогенали и щелочного в области автономной активизации. Выбор из многообразия тектонических элементов земной коры четырех типов геоструктур первого порядка свидетельствует о том, что именно они являются основными региональными «магмоконтролирующими» структурами. Поэтому более крупных различий между производными указанных выше типов магм уже не должно быть.

Каждой геоструктуре свойствен свой фундамент, свои корни. В соответствии с такой схемой щиты, например, могут не принадлежать к выступам собственного фундамента платформы (плиты). Иными словами, слагающий щиты субстрат, погружаясь, не протягивается на глубине под все пространство, занятое осадочно-вулканогенным чехлом платформы. Весьма вероятно, что под кратонами гранитный слой как продукт геосинклинально-складчатого процесса отсутствует. Может оказаться, что нижняя часть фундамента плит участками просто гранитизирована метасоматическими интрателлурическими растворами и представлена породами параметаморфического происхождения.

Поскольку в течение огромного отрезка времени формирования подвижной области происходит миграция тектонических структур и магматизма, обусловленная перемещением глубинных источников тепла и, следовательно, очагов магмообразования не только в вертикальном направлении, но и по латерали (в результате — наклонно), постольку в пределах геосинклинально-складчатой области должны наблюдаться в различной степени обособленные по площади части геоструктуры, отвечающие всем стадиям ее развития. Расположение, степень разброса частных структур будут зависеть от скорости перемещения глубинного источника энергии и (или) плит и продолжительности его действия. В итоге для подвижной области, прошедшей полный цикл развития, минимальное число таких тектонических элементов равно четырем (четыре стадии), а для подвижных областей, переживающих стадию современной активизации, оно увеличивается до пяти.

Зоны, отвечающие рифтогенальной и «платформенноидной» стадиям, как правило, пространственно сближены в структуре

эвгеосинклинали. В океанических аналогах это отчетливо проявляется в областях срединно-океанических хребтов с их офиолитовым магматизмом. Орогенная стадия знаменуется максимальным развитием заложённой соседней с эвгеосинклиналью структурой типа «миogeосинклинали» с интенсивно проявленным гранитоидным магматизмом. Например, для геосинклинально-складчатой области Памира подобное разделение грубо соответствует системам Северного и Южного Памира. Стадии палеоген-неогеновой активизации соответствует самостоятельная зона Центрального Памира со щелочным магматизмом (щелочные граниты, трахилипариты и трахиандезиты наложенных впадин, щелочные базальтоиды и габброиды, нефелиновые сиениты), расположенная между системами Северного и Южного Памира.

По существу, аналогичное строение должны иметь остальные геоструктуры I порядка более низкой сложности. Платформы включают уже не четыре, а три составных элемента: 1) собственно платформенный (плита); 2) отвечающий рифтогенальной стадии развития (в краевой части платформы); 3) элемент активизационной стадии (авлакогены типа Днепровско-Донецкой впадины). Георифтогенали состоят только из двух элементов, отвечающих собственно рифтовой стадии и стадии активизации (а также элементов переходной стадии к платформенному развитию)\*. Области автономной активизации — тектонические элементы минимальной структурно-вещественной сложности, далее они неделимы.

То же самое можно проследить по характеру сложности магматических производных, свойственных каждой из геоструктур. В подвижных областях присутствуют продукты всех магм (четыре типа магмы, главный тип — гранитная), на платформах — три типа магмы, исключая кислую (главный тип — основная), в георифтогеналях — два типа, исключая обе предыдущие (главный тип — ультраосновная), в областях автономной активизации — один тип магмы (собственно щелочная). Следовательно, характерными признаками выделения элементарных, независимых от других геоструктур автономной активизации в числе других, служат более простое строение и наличие собственно щелочных формаций.

Структурно-вещественная сложность геоструктур может быть непосредственно выражена числом измерений, т. е. должна быть пропорциональна ему. Это оправданно, так как структура (отношение составных элементов или геометрия пространственной формы) зависит от происхождения. Понятие структурно-вещественной сложности включает: а) пространственно-временной масштаб геоструктуры — равноправие трех измерений или подчиненность одного-двух измерений остальным и длительность формирования; б) набор структурных элементов той или иной

\* Затронутый вопрос еще далеко не ясен, поставлен предварительно и потребует в будущем специального исследования.

геометрии; в) набор осадочных, магматических и прочих формаций, разнообразие их состава, количество исходных магм; г) амплитуду и интенсивность тектонических движений — напряжений; д) степень проявления складчатости, т. е. количество смен тектонических режимов; е) направленность и градиент химической эволюции серий изверженных горных пород и сопряженных им тектонических движений; ж) структуру, строение, исходного расплава и некоторые другие факторы. Структурно-вещественная сложность геоструктур в конечном итоге связана с количеством разноточных источников энергии.

Отсюда сложность тектонических элементов первого порядка в пределах литосферы уменьшается в направлении: подвижная область — устойчивая область — георифтогеналь — область автономной активизации. Отмеченный ряд геоструктур полностью соответствует ряду падения структурно-вещественной сложности типов первичных магм: кислая — основная — ультраосновная — щелочная (см. гл. II, IV, V).

Максимальная сложность структур подвижных областей, их наиболее высокое положение в эволюционном ряду геоструктур литосферы, находит естественное выражение в том, что каждая стадия развития геосинклинально-складчатой области приблизительно соответствует остальным трем типам геоструктур, занимающим более низкое положение в геологической эволюции, иначе говоря, менее «высокоорганизованным» (рис. 1).

Областям автономной активизации условно соответствует стадия активизации в развитии подвижных областей с ее многообразием магматизма, но типоморфными щелочными формациями. От подобных участков геоструктур, прошедших стадию активизации и соответствующих [135] областям отраженной активизации, следует отличать собственно структуры — области автономной активизации как отдельные тектонические элементы первого порядка, имеющие самостоятельное значение, о чем уже говорилось выше.

Области океанического «орогенеза» (георифтогенали) параллелизуются с начальными стадиями эвгеосинклинального процесса, когда происходит внедрение поясов ультраосновных пород вдоль глубинных швов, зон разломов. На последнее уже обращал внимание исследователей Л. П. Зоненшайн в своей «модели геосинклинального процесса».

Устойчивым областям с трапшами отвечает по крайней мере в аспекте магматизма следующая, наиболее значимая платформенноидная стадия образования эвгеосинклинального «прогиба» с мощными вулканогенными толщами спилитового и диабаз-толеитового состава.

С учетом направленности эволюции океан → континент некоторые подразделения в табл. 1 (вторая вертикальная колонка) не равноправны. Так, островная дуга фактически является недоразвитой современной геосинклиналью, соответствующей по

Геоструктура I порядка	Стадия развития		Главные серии магматических формаций					Геоструктуры I порядка			
			Ультра- основная	Основная	Средняя	Кислая	Щелочная				
Геосинклинально-складчатая область	Активизационная	Е							Кратон и талассо- кратон	Геосинклинально-складчатая область	Область автономной активизации
	Орогенная	Д									
	Инверсионная подстадия	Г									
	Геосинклинальная	В									
		Б					Геориф- тоге- наль				
		А (?)									Область активизации (?)

Рис. 1. Схема полного тектоно-магматического цикла развития геосинклинально-складчатой области и соподчинение геоструктур первого порядка. Составлена с использованием данных [18, 68, 92, 104 и др.].

уровню развития [68] зрелой стадии эвгеосинклинали. Отсюда следует признание аналогичной неравноправной роли андезитов по отношению к типоморфному магматизму остальных геоструктур. Как будет показано ниже, это увязывается с положением о принадлежности андезитовой магмы не к типу, а к роду магмы.

**СООТНОШЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ  
(СОСТАВ, МОРФОЛОГИЯ)  
И СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ  
(модель 2)**

Ниже анализируются возможности метода геометрического моделирования для решения еще одного вопроса связи магматизма и тектоники: статическое без учета порядка следования во времени соотношение магматических продуктов (ведущих петрографических групп изверженных горных пород) и элементов структурного контроля. Для этой цели были использованы закономерности пространственного распределения и связи производных различных магм с определенными структурными элементами. Первоначально анализ был осуществлен на примере складчатых систем Памира с использованием тектонических схем [10, 37]. Формы интрузий \* изучались с учетом морфологии значительного количества массивов (из более чем 350 массивов), развитых в пределах Памира.

Из двух десятков главных интрузивных, интрузивно-вулканогенных и вулканогенных формаций Памира около 60% их расположено в пределах только одной какой-либо тектонической зоны. Остальные 40% формаций наблюдаются в нескольких смежных зонах, и образования одной и той же формации в этом случае более разобщены территориально. При районировании до подзона [37] только 30% всех формаций не выходят за пределы какой-либо подзоны. Малая степень структурного контроля относительно региональных дизъюнктивных элементов наиболее характерна для формаций гранитоидного состава, более четка для формаций габбро-диоритового состава, типична для формаций ультраосновного и весьма характерна для формации щелочного состава. Это вполне объясняется различиями в площадях и объемах, занимаемых породами каждой формации, и в характере соотношения магматических образований и структурных элементов.

В настоящее время комплекс геологических, петрологических и геофизических исследований в различных регионах земного

---

\* Речь будет идти только о собственно интрузивных массивах, т. е. внедренных, аллохтонных.

шара свидетельствует о прямой зависимости между основностью — щелочностью магматических пород и относительной глубиной зарождения магм. Анализ связи формаций со структурными элементами в пределах Памира позволил установить следующее. Чем больше предполагаемая глубина магмообразования, тем магматизм лучше контролируется разрывными, дизъюнктивными (а не складчатыми, пликативными), элементами.

На примере многих регионов достаточно хорошо известны черты соотношения магматических образований и структурных элементов, сходные с описанными ниже: соответствие членам каждой магматической формации только им присущих форм тел и специфический структурный контроль. Памир является в этом отношении классическим полигоном. Здесь наблюдаются закономерное изменение морфологии, увеличение размеров и объема наиболее типичных тел для каждой из серий формаций и сопутствующих им структурных элементов в ряду щелочные — ультраосновные — основные и средние — кислые породы, как-то: субвулканы — трубки взрыва — штоки — крутые трещинные плутоны — дайкообразные тела — покровы — массивы малых размеров — средние и крупные массивы («батолиты»).

Формация псевдолейцитовых щелочно-основных пород представлена мелкими массивами «центрального типа» (трубки взрыва, штоки; диаметр самого крупного из них Верхнедункельдыкского субвулкана 2,5 км), а также дайками, собранными в два пояса [53]. Щелочные породы дункельдыкского комплекса пространственно приурочены к глубинным разломам и участкам их пересечения на границе таких крупных тектонических подразделений, как зоны Юго-Восточного и Центрального Памира.

Ультраосновные образования перидотитовой формации слагают протяженные (сотни километров) пояса, состоящие из серий мелких штокообразных тел и относительно крупных линейно вытянутых трещинных плутонов (дарвазские пояса). Они трассируют разломы предположительно глубокого заложения, отделяющие друг от друга Калайхумб-Сауксайскую, Курговатскую и Каракульскую тектонические зоны Северного Памира.

Образования диабазовой, андезит-базальтовой (бартангский, мынтекинский и другие комплексы) вулканогенных, габбро-диоритовой и прочих формаций средне-основного состава представлены значительными центрально-трещинными площадными излияниями и малыми по размерам (диаметром не более 5—7 км) массивами изометричной, реже несколько вытянутой формы. Данные формации обычно приурочены к наложенным прогибам с «сеткой» разломов (Бартангский, Танымасский и др.).

Гранодиорит-гранитовые формации (обихумбоуский, каракульский, аличурский, башгумбезский, памиро-шугнанский и другие комплексы) образованы преимущественно крупными массивами, площадь которых составляет десятки — сотни (до 500—800, как исключение 2000 км<sup>2</sup>) квадратных километров, и лишь

в отдельных случаях штокоподобными телами диаметром в несколько километров. Некоторые крупные массивы (Танымасский, Раумидский) расположены поперек границ между зонами, они являются общими для двух соседних зон. Форма массивов — пластино- и куполообразная. Обычно это так называемые плутоны, батолиты, лакколиты, антиклинал-плутоны (Обихумбуоский, Сугранский, Кударинский), иногда синклинал-плутоны, гарполиты (Северо-Каракульский) [25, 132], т. е. тела большого объема, заметной мощности и протяженности. Они испытывают тенденцию к расположению не по периферии, а во внутренних частях большинства тектонических зон подвижной области Северного и Южного Памира.

Значительную роль в распределении гранитоидных формаций играет не дизъюнктивная, а пликвативная «площадная» тектоника. Относительно меньшая упорядоченность в пространстве (большие площади, занятые массивами, объемность тел гранитоидных формаций) отражает тот факт, что связь магматизма и тектоники управлялась здесь большим количеством степеней свободы. Гранитные массивы приурочены к ядрам положительных структур геантиклинальных поднятий различного порядка, используют зоны отслоения и скалывания, тяготеют к поверхностям межформационных или структурных швов, зонам смятия в породах рамы.

Распределение серий массивов других гранитоидных формаций (Центральный Памир), преимущественно субщелочных, в целом контролируется зонами разломов (пути подъема магмы), при образовании этих формаций в области сочленения разнородных структур: вытянутая на 200 км относительно узкая (до 10—15 км) полоса линейно удлиненных интрузий дживевского и шпартского комплексов порфиробластических гранитов.

Перечислим типичные черты частных геологических моделей того же плана для других районов, сходные с описанными для Памира и могущие быть объединенными в типовую геологическую модель.

О. А. Воробьева [39, 40]. Е. В. Свешникова [168] и Ю. М. Шейнманн [199] обобщили материалы по щелочному магматизму для территории СССР и мира в целом. Среди платформенных или субплатформенных (в областях завершенной складчатости) щелочных интрузий наиболее распространены интрузивные гипабиссальные массивы преимущественно центрального типа внедрения малых и средних глубин становления (штоко- и воронкообразные). Относительное количественное преобладание центральных форм отличает, как и на Памире, морфологию тел щелочных пород от тел всех других формаций. Сложные и нередко очень крупные (более сотен квадратных километров) интрузии (Хибинская, Ловозерская и др.) представлены кольцевыми, штокоподобными, концентрически-зональными массивами также центрального типа, часто с ультраосновными породами в ядрах,

карбонатитами и апатитовыми месторождениями. В работах [40, 47] подчеркивается «очаговое распределение» щелочных пород, их приуроченность к «тектоническим узлам», центрам вдоль крупных глубинных нарушений, и «кратковременность» щелочного магматизма.

Маймеча-Котуйская провинция щелочно-ультраосновных пород севера Сибирской платформы находится в пределах пересечения двух — субширотного («главная периферическая зона продольных разломов Сибирской платформы») и субмеридионального (Большой Таймырский) — региональных (сверх)глубинных разломов. Причем все интрузии центрального типа (Гулинский плутон и пр.) приурочены к участкам пересечения [56] субширотных и субмеридиональных глубинных разломов.

Для представителей щелочно-ультраосновных — щелочно-базальтоидных формаций Русской и других платформ типична приуроченность к зонам глубинных разломов (протяженностью на многие сотни километров), расположенных: в окраинных частях древних платформ, граничащих с орогенными областями; зонах сочленения внутриплатформенных прогибов с кристаллическими щитами; в зонах рифтов [47].

Для производных кимберлитовой формации характерны только эксплозивная (трубки взрыва, воронки взрыва) и дайковая (жильная) формы проявления. Так, в пределах Сибирской платформы кимберлиты тяготеют к зонам разломов глубокого заложения в области сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклиз с Анабарским щитом [20].

«Альпийотипные» перидотитовые массивы, типичные для складчатых областей, образуют широко известные линейные пояса длиной в сотни, а нередко до нескольких тысяч километров. А. А. Ефимов [60], опираясь на наблюдения над концентрическим внутренним строением массивов и на данные гравиметрии, предполагает для большинства массивов дунитов Урала трубообразную форму, близкую к интрузиям центрального типа платформ. Он же указывает, что подтверждается предположение Х. Уилсона, высказанное им в 1956 г., о том, что южноафриканские платформенные интрузии ультрабазитов являются не лополитами, а, по-видимому, воронкообразными массивами со значительно мощной нижней частью (более 0,7 км по скважинам).

Нет необходимости подробно останавливаться на характерной морфологии элементарных геологических тел — представителей базальтовой и гранитной магм. Давно установлено преимущественное распространение среди изверженных пород земной коры основных и кислых: соответственно в виде базальтов и гранитов. Для производных базальтовой магмы достаточно сослаться на примеры эффузивных траппов платформ и вулканизма начальных стадий развития геосинклиналей. Все известные на земном шаре sill крупные размеров сложены исключительно долеритами и диабазами [225], вулканические трубки среди основных пород

относительно редки, а гипабиссальные и субвулканические интрузии габбро, габбро-долеритов, диоритов и т. д. не идут ни в какое сравнение с огромными массами батолитов гранитоидов как по относительному количеству, так и по размерам.

Размещение ареалов (средне-) основного вулканизма центрально-гребнинного типа излияния контролируется пологими пликативными структурами наподобие антеклиз, синеклиз, сводовых поднятий, грабен-синклиналей, впадин, мульд, наложенных прогибов с более или менее частой сетью разломов довольно глубокого заложения.

Продукты коровой, кислой, магмы с подавляющим развитием интрузивных тел гранитоидов связаны [74, 104 и др.], как правило, с ядрами позитивных структур, зонами относительного растяжения и пониженного одностороннего давления. Бесспорно в то же время наличие некоторых формаций кислого состава, приуроченных к границам отдельных блоков и тектонических зон в пределах подвижных поясов, т. е. контролирующихся разломами, что отмечалось выше для Памира.

На базе таких частных моделей — закономерное взаимосвязанное изменение состава и формы магматических образований и геометрии структурных элементов — можно перейти к типовой геологической и формализованной модели (табл. 2).

Наиболее характерная черта пространственного размещения ультраосновных формаций — линейность, т. е. образование поясов. Тела щелочных формаций, находясь на пересечении разломов, в тектонических узлах, имеют на одну степень свободы меньше, чем линейные серии ультраосновных интрузий. Преимущественно мелкие изометрические тела щелочного состава (и единичные плутоны весьма значительных размеров) центрального типа занимают минимум пространства и с точки зрения длительности геологического времени возникли в результате главенствующей роли быстрых, взрывоподобных процессов, что в физикогеометрическом аспекте представляет собой элементарное событие, обозначаемое точкой. А точка — нульмерная фигура.

Далее, две поверхности (вертикальная и горизонтальная), являющиеся геометрическими образами серий формаций соответственно ультраосновного и основного составов, не идентичны. Вторая безгранична (вплоть до образования в пределе двумерной поверхности шара), тогда как первая ограничена сверху (палеоповерхность Земли) и снизу (мантия), т. е. здесь фактически превалирует одно измерение — протяженность поясов.

Субвертикальная линия пересечения поверхностей глубинных и сверхглубинных разломов как образ тел щелочных формаций не безгранична и имеет две концевые, верхнюю и нижнюю, точки, а фигура, состоящая из конечного числа точек, нульмерна.

Все интрузивные тела центрального типа внедрения (концентрически-зональные, воронко- и конусообразные массивы, суб-

вулканы, трубки взрыва) независимо от размера относятся к ряду нульмерных. Они имеют воображаемый центр фигуры: сверху, над телом, или, как правило, снизу, на глубине. Тела любых размеров центрального типа внедрения характеризуются наличием теоретически выделенной геометрической точки фигуры, за исключением единичных нетипичных случаев интрузий полого цилиндрического типа.

Тела, у которых с точки зрения теории размерности превалирует линейный элемент — чисто интрузивные, внедренные, массивы ультрабазитов, как правило, крутые трещинные плутоны, собранные в пояса, — являются одномерными.

Удельный вес тел центрального типа падает как по частоте встречаемости от общего количества тел, так и по относительному объему в ряду щелочные — кислые породы (табл. 2). В указанном направлении роль нульмерных и одномерных тел уменьшается, а дву- и трехмерных возрастает. Трехмерные тела среди образований щелочного и ультраосновного состава практически отсутствуют, тогда как нульмерные встречаются, но нетипичны среди образований основного, среднего состава (ср. трубки взрыва кимберлитов) и наиболее нехарактерны для кислых пород (относительно редкие штокоподобные массивы гранитоидов малых размеров) [см. также 40].

Массивы гранитоидов средних (первые сотни квадратных километров) и крупных размеров («батолиты»), мощность которых обычно колеблется от сотен метров до первых километров, в отличие от покрова (потока) базальта или андезита имеют три равноправных измерения, могущих быть продолженными на «безграничность» в рамках Земли: до образования гигантского трехмерного шара с полым ядром. У покрова подобных измерений только два: он может быть разлит по поверхности земного шара до возникновения гипотетической двумерной пленки из лавы.

Все сказанное применительно к форме магматических тел или их ассоциаций справедливо для формы соответствующих им структурных элементов.

Линии пересечения отдельных плоскостей (поверхностей) двух глубинных разломов представляют собой конечные отрезки (они нульмерны).

Поверхность вертикального или крутонаклонного разлома ограничена сверху, снизу и сбоку, но в принципе не ограничена по простиранию и является фигурой, гомеоморфной линии (прямой), поэтому одномерна и т. д.

Следовательно, несмотря на свойственное каждой серии магматических формаций того или иного состава многообразие форм тел и их размеров, морфология типичных образований строго изменяется для магм: точечно-центральный тип интрузий щелочных пород → линейно-цепочечный, поясовый внедренных массивов альпинотипных гипербазитов → покровно-площадной базальтов (и андезитов) → объемно-батолитовый гранитов.

Модель соотношения магматических образований и структурных элементов

Размерность	Структурный элемент	Форма геологических тел	Химический	
			Тип *	
0	Узлы: пересечения зон разломов различной глубины заложения (до сверхглубинных), разломов и складчатых, а также других структур	Тела «центрального типа» внедрения: центрально-кольцевые, субвулканы, вулкано-интрузивы, центральные штоки, трубки взрыва, жерловые, воронкообразные интрузии	Щелочная — агапитовые нефелиновые сиениты, Na-карбонатиты; незначительно ультраосновные породы центральных ядер интрузий; редко базальтовые трубки взрыва, очень редко штоки гранитов, гранит-порфиров	
1	Зоны разломов глубокого заложения (более или менее глубинные)	Линейные «пояса»: вертикальные и крутонаклонные трещинные плутоны, цепочки мелких дайкообразных тел, гигантские дайки **	Ультраосновная — «альпинотипные гипербазиты» (дуниты, гарцбургиты); незначительно дайки основного и щелочного составов, околотрещинные интрузии кислого состава	
2	Плоскостные элементы с сеткой разломов (астеносферного? заложения для базальтовой магмы): пологие своды, антеклизы, синеклизы, мульды	Тела «трещинного типа» излияния: покровы, потоки	Основная — базальты (трапсы, толеиты, диабазы); значительно меньше силлы, залежи габбро, долеритов, покровы и потоки липаритов, игнимбритов	
3	Объемные элементы: геоантиклинальные поднятия; области межформационных швов, несогласий, отслоения	Массивы средних (100 км <sup>2</sup> и более) и крупных размеров — «батолиты»	Кислая — нормально кислые и ультракислые граниты; незначительно габбро	

\* Подробнее см. гл. VI.

\*\* Типа Великих даек Африки.

Примечание. Первичная, неизменная последующими деформациями форма внедряющегося взаимодействия внутренних сил (активность магматического потока) и в соответствии с принципом П. Кюри.

состав магмы		Преобладающие фации
Род *	Вид *	
Щелочно-ультраосновная — кимберлиты, Са-карбонатиты, ийолиты, щелочные и нефелиновые сиениты. Щелочно-основная — щелочные габброиды. Щелочно-кислая — аляскиты, щелочные граниты, трахилипариты	Щелочно-средняя — трахиты, трахиандезиты, сиениты (габбро-сиениты, диорито-сиениты)	Вулкано-интрузивные
Габбро-перидотитовая — дунит-пироксенит-габбровая формация, перидотит-пироксенитовая, расслоенных интрузий с медно-никелевым оруденением; дайки и околотрещинные интрузии щелочно-кислого, щелочно-основного и т. п. составов		Интрузивные
Средняя — андезиты, андезито-дациты; редко океаниты, пикриты, трахибазальты, спилиты, кератофиры	Андезит-базальтовая, дацит-липаритовая	Вулканические
Средняя — диориты, кварцевые диориты	Умеренно кислая — гранодиориты; незначительно аноктозиты, граниты рапакиви	Плутонические

ренных интрузивно-аллохтонных массивов или излившихся тел является отражением ре-внешней среды (рама вмещающих или подстилающих пород и механические напряжения)

Облик массивов, производных щелочного типа магмы, определяется именно интрузиями центрального типа внедрения любых размеров (типоморфная формация агпайтовых нефелиновых сиенитов). Для ультраосновного типа магмы эффузивные эквиваленты редки (пикриты, меймечиты), а для глубинных разновидностей наиболее обычна линейная морфология тел или их цепочек. Для основного типа магмы мелкие (и весьма редко крупные) массивы габбро, габбро-долеритов имеют безусловно подчиненное значение по сравнению с колоссальными ареально-площадными излияниями базальтов. Наконец, кислый тип магмы представлен в любых подвижных областях разнообразными батолитоподобными телами гранитов и гранодиоритов при меньшей в целом роли вулканитов, включая поля игнимбритов.

Каждому из четырех геометрических классов тел изверженных пород соответствует определенный класс элементов структурного контроля со своей величиной размерности. Последние в свою очередь являются типоморфной составной частью, создающей облик той или иной геоструктуры первого (или второго) порядка.

Такие площадные магмоконтролирующие для расплава основного состава плоскостные двумерные структуры, как синеклизы, антеклизы, пологие сводовые поднятия, впадины и т. д., служат определяющими элементами строения двумерных устойчивых областей — платформ.

Линейность одномерных тектонических структур, к которым приурочены пояса ультраосновных пород, свойственна и континентальным эвгеосинклинальным швам, зонам разломов глубокого заложения, и океаническим рифтогеналям. Большая протяженность поясов «альпинотипных гипербазитов» объясняется одномерностью тел, их серий и присущих им элементов структурного контроля.

«Шапки» вулканических островов, сложенные в отличие от океанических платформ не толеитами, а разновидностями щелочной магмы, контролируются структурами резко отличного типа — поперечными к рифтовой зоне разломами. То же самое следует сказать об областях развития континентальных щелочных формаций как в целом, так и применительно к отдельным интрузиям. И те и другие связаны с зонами пересечений региональных разломов (Маймеча-Котуйская провинция [56]; щелочная серия — плутоны центрального типа Саяно-Байкальской горной области [12] и др.). Количество примеров можно было бы значительно увеличить.

Таким образом, тектонические узлы — зоны стыка разнородных региональных структур (например, георифтогенали с кратоном), пересечения сверхглубинных разломов (авлакоген и поперечные разломы) — в свете предложенной модели выделяются как вполне самостоятельные тектонические элементы наравне, скажем, с глубинными разломами, синеклизами и др. Области,

облик которых они определяют, классифицируются как нульмерные геоструктуры I порядка — области автономной активизации (табл. 1). Они принадлежат к структурам относительно наиболее глубокого заложения и вполне закономерно контролируют размещение производных наиболее глубинных магм — щелочных.

В зонах сочленения структур близкого строения и порядка магматические проявления имеют иной характер по сравнению с магматическими проявлениями самих структур, или внутриструктурными, например появление кимберлитов в местах сочленения структур, т. е. в наиболее ослабленных участках Сибирской платформы, характеризующихся трапповым магматизмом. В еще большей степени отмеченное свойство усиливается в зонах сочленения, пересечения разноплановых региональных структур, что приводит ко все большему скачку (в составе и глубинности формирования магмы) при переходе от внутриструктурных через сопряженно-, погранично-структурные к магматическим образованиям, приуроченным к тектоническим узлам.

Объемные тела гранитоидов обычно контролируются трехмерными же структурами типа геоантиклинальных поднятий, которые в свою очередь составляют сущность трехмерных геоструктур первого порядка: геосинклинально-складчатые области.

Из анализа обсуждаемой модели можно сделать ряд выводов.

Доказана возможность ввода в определение каждой из четырех крупных групп горных пород (табл. 2) требования об одинаковой геометрии тел и структурных элементов.

Морфология и геометрия тел изверженных пород представляют собой важный качественный аспект свойств геологических объектов, структуру системы, в данном случае естественной ассоциации горных пород.

Построение подобной модели соотношения форм тел ведущих петрографических групп пород и элементов структурного контроля в конечном итоге подтверждает парагенетический характер связи магматизма и тектоники. Такое соответствие позволяет говорить о сравнимости отрезков времени, затраченного на формирование каждого из них, и, по-видимому, об одновременности (в геологическом смысле), синхронности их образования. В частности, предполагается приуроченность возникновения гипербазитового расплава к периоду образования зоны разлома глубокого заложения [61].

Продукты магмы среднего состава (потоки андезитов, менее велика роль интрузий диоритов) — единственный тип пород, которые, несмотря на заметную распространенность в подвижных областях и островных дугах, не образуют самостоятельного класса по размерности (форме тел и геометрии структурных элементов) из-за своего подчиненного значения. Это еще одно свидетельство отсутствия исходной андезитовой магмы первого порядка.

Существование четырех крупных классов горных пород, различающихся размерностью естественных тел, которая принадлежит к качественным аспектам свойств тел, служит объективным подтверждением глубокого различия типов (родов и видов) магм, обусловленного особенностями глубинных механизмов генерации расплавов.

Напрашивается предположение (с учетом модели и относительных глубин заложения очагов) о возможном изменении форм (и увеличении размеров) очагов — от точечной, линейной и двумерной \*, сравнимой с морфологией структурных элементов различного по глубине и характеру заложения, к трехмерной — параллельно с изменением состава пород магматических формаций. Формы очагов, вероятно, подобны в геометрическом отношении пространственным формам развития изверженных пород, аналогично тому как последние изоморфны структурным элементам. Речь идет о геометрическом подобии и только.

Последнее ведет к заключению, что объем очага, его геометрия, длительность образования (и существования?) и типы образующихся магм связаны определенной зависимостью. Чем больше размерность очага (и часто, чем меньше его размеры и объем) приближается к нульмерной, тем меньше отрезок времени, затраченного на образование очага, т. е. налицо увеличение удельной роли быстро протекающих, энергетически более активных процессов в механизме формирования очага. Это находит отражение в геометрии типоморфных для каждого типа магм элементарных тел. В настоящее время многие исследователи склонны считать, что процесс становления и кристаллизации гранитных батолитов (фаз, комплексов) длится сотни тысяч и даже миллионы лет (десятки миллионов лет), тогда как для образования, допустим, крупных потоков базальтов (свит, серий) достаточно суток, месяцев или нескольких лет (до сотен тысяч — первых миллионов лет).

Реально допущение, что рама или чехол, возникающие в процессе платформенного этапа развития, двумерны (превалируют два измерения, длина и ширина, над относительно малой мощностью), а в процессе геосинклинально-складчатого развития — трехмерны. В пределах платформ невозможно возникновение формаций с размерностью тел более чем два и, следовательно, относительное предпочтение имеют формации с нуль-, одно- и двумерными телами, а в пределах складчатых областей есть условия (с точки зрения теории размерности) для образования тел с числом измерений три и ниже. Это подтверждается (если абстрагироваться от влияния других возможных причин) помимо отсутствия на платформах (плиты) гранитоидов появлением гранитов в складчатых областях в период после накопления мощных толщ осадочных и осадочно-вулканогенных пород, при достижении земной коры

---

\* На плоскую форму очагов базальтовой магмы в отличие от сферической указывал Ю. А. Кузнецов [104, 105].

геосинклинали относительной (по сравнению с платформой) трехмерности.

Заметное развитие гранитоидов на щитах не противоречит этому положению, ибо, во-первых, щиты являются выступами геосинклинально-складчатого, т. е. трехмерного, основания, фундамента, нижних частей гранитно-метаморфического слоя земной коры; во-вторых, некоторые щиты или их части относят к областям активизации. Развитые в их пределах аляскитовые и щелочно-гранитные формации представлены часто нульмерными массивами, располагающимися в зонах разломов и местах их пересечения. В-третьих, часть гранитоидов на щитах имеет не интрузивное, а анатектоидно-метасоматическое происхождение, тогда как в модели речь идет только о внедренных телах горных пород, но не возникших *in situ* путем магматического замещения.

Выяснение соотношения режимов вертикального сжатия (растяжения) и одновременного горизонтального растяжения (сжатия) в геосинклинально-складчатых областях в период главной и предшествующих инверсий (см. гл. III и VI), возможно, позволит в дальнейшем подойти к решению проблемы пространства при образовании гранитоидных батолитов пестрого состава, характеризующихся [74] значительным площадным и относительно небольшим вертикальным развитием.

С точки зрения предлагаемой формализованной основы находит подтверждение положение Ю. А. Кузнецова и А. Л. Яншина, что гранитоиды связанны не столько со складчатостью и «глубинными» разломами, сколько с поднятиями [142, 192] (с поднятиями как элементами структурного контроля, но не с движениями положительного знака. — А. К.). Именно в таком смысле батолиты гранитоидов следует рассматривать как «внегеосинклинальные граниты», не связанные прямо с эвгеосинклиналями, но тесно, парагенетически, связанные с развитием геосинклинально-складчатых областей, с орогенной стадией последних.

Если теоретические предпосылки верны, то области автономной (и отраженной) активизации, как правило практически лишены осадочного чехла, т. е. с «нульмерным чехлом», что обусловлено историей от геологического развития, должны характеризоваться наличием «нульмерных» интрузий. Подобные явления наблюдаются в действительности: широкое распространение нульмерных интрузий в виде массивов центрально-кольцевого типа — неотъемлемая черта магматизма областей активизации.

Интрузивные тела начала ряда (щелочные — ультраосновные — основные и средние — кислые) должны иметь большую относительно вертикальную составляющую («корни») по сравнению с телами конца ряда, в частности с так называемыми батолитами гранитоидов. Этот вывод противоположен старым классическим воззрениям. Его следует учитывать при составлении профилей. Прямые геологические наблюдения, казалось бы, отчасти противоречат этому. Эрозионный врез в гранитных батолитах часто

достигает 2—3 км, не вскрывая подошву массивов. Такое обманчивое впечатление о бездонности батолитов обусловлено просто значительно большими размерами и большей массой элементарных гранитных тел по сравнению с элементарными телами щелочных, ультраосновных и основных формаций.

Отношение горизонтального радиуса  $R$ , допустим, кимберлитовой трубки взрыва (на уровне эрозионной поверхности) к протяженности трубки взрыва по вертикали  $H$  меньше ( $R/H \ll 1$ ), чем аналогичное отношение для гранитного массива площадью в сотни и тысячи квадратных километров ( $R/H \gg 1$ ). Поэтому скорее всего, трубка взрыва или массив щелочных пород центрального типа имеют корни, а гранитный батолит характеризуется их отсутствием, а не наоборот в соответствии с классической концепцией бездонных батолитов, уходящих корнями чуть ли не в подкорковые слои. Лишь в единичных случаях отдельные погруженные подводящие части гранитных массивов, возможно, уходят на глубину 10—15 км в область базальтового слоя (Кокчетавская глыба [119]). Вопрос о подобном пересмотре понятия батолит поднят более 50 лет назад Г. Клоосом и другими [77, 213].

Была предпринята проверка последних выводов. Средняя мощность земной коры на Памире по данным сейсмологических исследований [26] 46—48 км (граница Мохо). Мощность осадочного и гранитного слоев не менее 12—15 км. Отсюда глубина образования магм щелочного и ультраосновного состава более 50 км (в трубках взрыва фергусит-порфиров есть находки ксенолитов гранатовых пироксенитов [54]), а магм кислого состава предположительно колеблется в пределах 15—40 км.

Автором определялись площадь разброса интрузий той или иной формации на карте и после приведения ее к формуле площади круга — средний радиус разброса тел. Зная отношение среднего радиуса разброса к примерной глубине очага, можно рассчитать угол внедрения порций магмы с породами рамы. Он уменьшается (в пределах от 90 до 0°) в направлении от щелочной к кислым формациям за счет как уменьшения глубины залегания очагов (последнее в соответствии с общепринятой концепцией), так и увеличения площадей развития пород — территории разброса тел.

Нами были вычислены условные угол разброса и угол встречи порций магм (относительно современной поверхности) для главных формаций Памира: угол внедрения не менее 80° для формации калиевых щелочно-основных пород Восточного Памира, не менее 65° для гипербазитовой формации Северного Памира, порядка 50° для формаций гранитов, измененных метасоматическими процессами и тяготеющих к региональным разломным зонам (курговатский, джизевский и шартский комплексы), и примерно 20—25° (среднее из восьми) для обычных гранитоидных формаций. Это дополнительно подтверждает вывод об относительных размерах корней и закономерном изменении формы массивов. Кроме того, по определению Л. Б. Гутман подошвы и других границ тел путем

расчета гравитационных минимумов над главными гранитоидными массивами Памира, нижняя кромка батолитов не опускается ниже уровня эрозионного среза более чем на 2—7 км при «пластообразной» форме интрузии (независимо от размеров тела).

По данным геологосъемочных исследований Памиро-Шугнанский гранитный массив — колоссальная (230 × 15 км) пластообразная интрузивная залежь мощностью не более 1—2 км; Рушанский массив — залежь мощностью вряд ли более 2—4 км. Отдельные сближенные на площади батолиты типа Аличурского, Лянгарского и Койтезекского являются выходами частей единого крупного нескрытого интрузивного массива мощностью порядка 1,5 км. Очертания массивов на поверхности обычно не соответствуют границам тех же массивов на глубине. С глубиной происходит увеличение площадей развития гранитоидов, нередко случаи слияния их на глубине, в то время как в эрозионном срезе наблюдаются разрозненные выходы пород.

Принимая во внимание нередкий острый, пологий, угол внедрения гранитных масс в структуры рамы, логичнее предположить более асимметричное строение гранитных массивов — батолитов, при котором подводящий канал, или область питания, чаще всего будет расположен не под центральной частью массива, а с какого-либо одного бока интрузива, тогда как область разгрузки будет представлять собой головную, фронтальную, часть внедрившегося расплава.

Аналогичные результаты на основе применения комплексных геолого-геофизических методов исследования получены для массивов — представителей различных формаций многих районов Советского Союза [50, 140, 156 и др.] и мира. Так, по результатам сейсмических и гравиметрических исследований мощность батолитов Северной Америки, представленных в действительности плитообразными массивами, 5—7 км [226, 234]. По геофизическим данным глубина залегания подошвы щелочных пород Хибинского массива равна 5—7, Ловозерского 8, Вишневогорского 12, интрузии в районе г. Осло 30 км [40]. Вертикальная протяженность кимберлитовых и трапных трубок взрыва при очень небольшой (обычно меньше 1 км<sup>2</sup>) площади горизонтального сечения значительная, около 2—5 км [176]. Глубина распространения интрузий основного и ультраосновного состава и сопровождающих их разломов в восточной части Балтийского щита 5—30 км [16]. Внедренные массивы ультрамафических пород альпийского комплекса Новой Зеландии характеризуются мощностью 10—30 км [219].

В сходном топологическом аспекте может быть рассмотрена форма тел осадочных формаций, связь их со структурными элементами на геометрической основе. Характерная первичная форма тел слоистых формаций чехла платформ — пластина (двумерная), а типоморфных осадочных формаций геосинклинально-складчатых областей (моласса — специфическая формация главной,

орогенной, стадии развития подвижных областей) — объемная (трехмерная) [193, с. 6].

Метод геометрического моделирования может быть применен и к другим природным образованиям, принадлежащим к одному классу, например при различении таких геологических тел, как разломы, зоны нарушения сплошности горных пород. Так, линеамент или трансрегиональный разлом (разрывная структура  $n$ -го порядка — относительно трехмерное тело, главные разломы ( $n - 1$ )-го порядка в их пределах — двумерны (рудоконтролирующие), разломы ( $n - 2$ )-го порядка (рудовмещающие) — одномерны, элементы ( $n - 3$ )-го порядка, расположенные на пересечении систем оперяющих трещин-сколов (рудно-тектонические узлы), — нульмерны (крупные месторождения, рудные столбы, штокверки).

П. Ф. Иванкин применил понятие «топология» к анализу морфометрии магматогенных рудных полей. Проанализировав особенности многообразия фигур рудных полей, он констатировал «их принадлежность к одному топологическому типу геометрических поверхностей» [70, с. 200, 205].

Предложенная простая модель имеет, как видим, общий характер.

### ГЛАВА III

## **НАПРАВЛЕННОСТЬ И ИНТЕНСИВНОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕРИЙ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД (модель 3)**

Модель 3 является не статической, а в отличие от остальных динамической. В ней учитываются длительность и порядок следования событий и процессов во времени. Модель описывает соотношение равноправных, взаимосвязанных и сопутствующих изменений характера (направленность, интенсивность — мощность, или амплитуда) тектонических движений-напряжений и химического состава серий пород генетически однотипных, производных единой магмы формаций.

Анализ подобного рода возможен лишь после выделения тектоно-магматических процессов различного порядка (по структурно-вещественной сложности и пространственно-временному масштабу).

Уровни магмогенерации и сравнительно-эволюционный метод. Процессы образования магм и зарождения очагов коротко сводятся к следующим: полное плавление вещества земной коры или мантии на различных глубинах (Г. С. Йодер мл. и К. Э. Тилли); селективное плавление в более или менее водных условиях (Д. Х. Грин, А. Э. Рингвуд); вы-

плавление за счет как падения давления — вскрытие глубинными разломами («внегеосинклинальные магмы»), так и потока «глубинной энергии» (магмы «тектоногена») [200]; зонное плавление с постоянной и переменной шириной выплавляемой зоны (А. П. Виноградов, А. А. Ярошевский); образование магм за счет «трансмагматических растворов» глубинного происхождения (Д. С. Коржинский) или воздействия газовых «струй» в результате дегазации мантии [30]; за счет энергии химических реакций — спонтанные цепные реакции со взрывом между углеродом, кислородом и водородом [12], теплового [191] и упругого взрывов [195], фазовых, полиморфных, химических трансформаций минералов и вещества, тепла трения и т. п.

Частичная сводка и критика гипотез состава вещества верхней мантии и механизмов зарождения магмы содержатся в работах В. В. Велинского [30] и В. А. Кутюлипа [409]. Большинство исследователей склоняется к признанию механизма магмообразования, аналогичного механизму зонного плавления. Тем не менее последняя гипотеза, судя по высказываниям самих авторов [216], содержит отрицательных черт не меньше, чем положительных. Во всяком случае она не лишена недостатков. Каким образом появляется первая зона расплава, за счет какого источника тепла? Для действительности механизма зонной плавки необходимо многократное перемещение источника тепла вдоль колонны субстрата. К тому же такой механизм разделения вещества эффективен, по-видимому, только для элементов-примесей, но не для петрогенных элементов.

«Работа» большинства перечисленных механизмов, включая зонное плавление, относящееся, строго говоря, к процессам дифференциации [216], а не генерации магм, требует участия внешнего источника энергии, по крайней мере в начальной стадии появления расплавленной зоны. Модели магмообразования, в основу которых положены процессы, идущие с выделением значительного количества тепла, предпочтительнее остальных. В первую очередь это касается механизмов самопроизвольных разветвленных реакций (теория академика Н. Н. Семенова и его учеников), упругого и теплового взрывов. Движущими силами процесса магмообразования в этом случае служат экстенсивные, внутренние, факторы системы: концентрация веществ и энергетический эффект реакций.

Параметры физико-химической модели зарождения магмы определяются петролого-химической и термодинамической моделями верхней мантии и нижних горизонтов земной коры. Ни одна из современных минералого-химических моделей однородного строения верхних слоев мантии (слой Буллена — Гутенберга, простирающийся от раздела Мохо до глубин 200 или 400 км) — дунит-перидотитовая, хондритовая, эклогитовая, гранат-шпинель-перидотитовая, гранат-лорцолитовая, пиролитовая (25% базальта и 75 дунита), ахондритовая — не является удовлетворительной.

Для перечисленных составов имеются природные аналоги, включая метеориты и алмазоносные пироповые перидотиты — наиболее глубокие ксенолиты в кимберлитах [93]. Более вероятно, что предполагаемые аналоги представляют собой парагенезис минералов, становление которых происходило в термодинамических условиях, отличных от условий образования магмы. При формировании расплавов путем селективного плавления разрыв между составом исходного субстрата и формаций для ультраосновных и щелочных пород должен быть больше, чем для остальных магматических образований, ибо им свойственно значительное перемещение. Следовательно, градиент физико-химических условий становления от уровня зарождения этих магм до места затвердевания был максимальным.

Логически более оправданный подход к выяснению особенностей магмогенерирующих процессов на глубине заключается в применении к ним специфического метода анализа. Метод, именуемый сравнительно-эволюционным (сравнительно-исторический, по Е. В. Шанцеру), состоит в расшифровке формирования определенных типов магматических комплексов, во-первых, в глобальных масштабах в пределах единых региональных структур, и, во-вторых, в течение всей геологической истории эволюции этих структур. Лишь при таком подходе глубинные мантийные процессы и внутриверхнекоровые объекты и процессы как отражение первых в виде горных пород, тектонических структур, элементов, которые мы изучаем, сопоставимы по пространственному и временному масштабам.

Кратко остановимся на самых общих, типичных, абстрагируясь от случайного в соответствии с требованиями моделирования, закономерностях эволюции производных мантийного и внутрикорового субстратов от уровня (фронта) к уровню по глубине магмогенерации (и латерали) и в пределах каждого отдельно взятого уровня. Подобная эволюция может быть обусловлена как вариациями состава исходного субстрата, подвергающегося плавлению, так и дифференциацией в рамках того или иного уровня в зависимости от глубины.

Известно, что в геосинклинально-складчатых областях временная последовательность магматических образований является направленной и укладывается в ряд от ультраосновной и основной магм на начальных этапах (геосинклинальная стадия), производных кислых расплавов на поздних (орогенная стадия) и субщелочных и щелочных на конечных стадиях [107, 200, 104]. Построение схематичной модели эволюции ультраосновного — основного магматизма подвижных областей (Памир, Тянь-Шань и т. д.) в течение значительного отрезка геологической истории свидетельствует, что в пределах данных фронтов магмогенерации существовала относительно устойчивая тенденция уменьшения глубинности магнообразования по мере перехода к продуктам менее основного и ультраосновного составов.

Казалось бы, для гранитоидного фронта магмообразования следует допустить обратную тенденцию миграции глубинности зарождения расплавов, исходя из смены знака тектонических движений после инверсии на противоположный (погружение — поднятие). Однако учитывая последовательность изменения химического состава гранитоидных формаций, идущую параллельно падению тугоплавкости кислых продуктов [200], правильнее говорить также об уменьшении глубинности гранитообразования во времени.

В отличие от геосинклиально-складчатых областей уровни магмообразования в пределах мантии платформ испытывают тенденцию к опусканию, погружению, и повышению основности пород во времени. Так, для Сибирской платформы это соответствует следующей смене формаций по площади и, возможно, во времени в пределах тектоно-магматического цикла: трапповая (толеитовая)\* — щелочно-базальтовая (трахибазальтовая) — щелочно-ультраосновная — кимберлитовая (субформация?) [57, 126], по мере достижения более жесткой консолидации отдельных блоков и внутриплатформенных структур. Такая смена увязывается с отступлением, погружением «энергетического фронта» магмогенерации на большую глубину.

Развитие глубинных уровней зарождения магм представляет собой непрерывно-дискретный процесс пульсирующего характера, охватывающий весьма большие промежутки времени и иногда идущий параллельно в разобщенных зонах с переменной скоростью и мощностью расплавленного фронта. Периоды интенсивного развития, приводящие к максимальному распространению магматических продуктов каждого уровня, не совпадают. Последнее отражается в направленном развитии магматизма во времени.

Об эволюции ультраосновного уровня магмообразования в верхней мантии складчатых областей можно судить по изменению состава «альцинотициных» гипербазитов СССР в интервале палеозой — третичный период [31]. Установлено, что гипербазиты испытывают слабое раскисление — обогащение кремнеземом и обеднение магнием.

Эволюция основного уровня магмообразования [109, 128] проявляется в повышении содержания магния (а также кальция, двухвалентного железа) и понижении кремнезема и щелочей в средних химических составах базальтовых формаций. Слабое, но четкое повышение основности траппов во времени установлено для Сибирской платформы [128], что отвечает антидромному характеру дифференциации в пределах толеитового фронта магмогенерации.

Развитие щелочного фронта зарождения магмы определяется (на примере областей завершенной складчатости [40])

\* В. С. Соболев с сотрудниками [169] не исключают возможности образования траппов за счет базальтового слоя, а В. А. Кутюлин [109] утверждает это.

повышением щелочности щелочных пород во времени, т. е. увеличением глубинности магмогенерации параллельно с переходом от мобильных структур к более стабильным.

Об общих тенденциях эволюции от уровня к уровню по сравнению с эволюцией внутри каждого уровня для геосинклиналей и платформ говорилось выше.

Сравнительное изучение развития каждой отдельной серии горных пород (базальтовой, гранитоидной, ультраосновной, щелочной и пр.) в интервале всего времени их проявления (рис. 1) способствует решению генетических вопросов формационного анализа и глубинной геологии, в первую очередь проблемы происхождения магм.

Близкая методика анализа закономерностей магматизма недавно применена в работе [71], что сразу привело к позитивным результатам: наметились некоторые типы первичных магм и т. п.

Таким образом, немногочисленные, но достоверные данные, по которым можно судить о динамике процессов в пределах каждого из уровней магмообразования, свидетельствуют о соответствии направленности процесса в них перемещению от уровня к уровню как в подвижных областях (снизу вверх), так и на платформах (сверху вниз).

Прямым отражением механизма генерации магм служит морфология их очагов. Геометрическая форма очагов определяется методом подобия (см. гл. II). Возрастание размерности и объема очагов в целом происходит в известном приближении параллельно уменьшению глубинности магмообразования.

Изменение геометрии очагов, т. е. качественных аспектов, логичнее связывать с гипотезой о множественности ( $1 < n < 5$ ) уровней зарождения магм. Не исключено, что совпадение частот действия тектоно-магматического механизма соседних (по глубине) уровней в определенных случаях ведет к возникновению формаций контрастного состава.

И. М. Сперанская [174] констатирует уменьшение длительности существования и количества периферических очагов с увеличением глубины магмообразования на примере Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса. Это связано с общей закономерностью соизмеримости времени существования магматических очагов и длительности становления тех или иных магматических комплексов [105].

Длина пути перемещения расплава от очага до места становления или излияния в целом уменьшается, и, следовательно, относительная роль автохтонных тел увеличивается с возрастанием размерности очага от нуля до трех. По-видимому, последнее обусловлено относительным падением энергии подкоровых и внутрикоровой зарождающихся магм с последовательным уменьшением глубины.

Динамическая модель и тектоно-магматические циклы различных порядков. Моде-

лирование парагенетической связи магматизма и тектоники во времени, иначе говоря, построение динамической модели невозможно без условного разделения тектонических и магматических образований на одномасштабные классы в пространственно-временном и структурно-вещественном отношениях (табл. 3).

В природе, как известно, осуществляется гомодромная (от основных пород к кислым) и антидромная (от кислых к основным) направленности магматизма и дифференциации. Гомодромная последовательность эволюции разнообразных магм, выражающаяся в смене формаций ультраосновного, основного, среднего, кислого и прочего составов, происходит в течение максимально больших интервалов времени (до сотен миллионов — миллиардов лет) и в пределах площадей единых региональных геологических структур. Эта последовательность сопряжена с преобладающими отрицательными вертикальными движениями значительной амплитуды, охватывая жизненный цикл той или иной геосинклинально-складчатой области. Подобная гомодромная последовательность, связанная с отрицательным результирующим тектоническим вектором большой длины, т. е. сопутствующим сжатием, представляет собой направленность тектоно-магматического процесса первого порядка. Она соизмерима с масштабами полного тектоно-магматического цикла. Общая направленность магматического процесса в этом случае именно снизу вверх обуславливает более позднее развитие верхнего, внутрикорового, уровня гранитообразования.

Антидромная последовательность спектра формаций основного (трашсовая), щелочно-основного (трахибазальтовая), щелочно-ультраосновного и собственно щелочного составов наблюдается в течение десятков — первых сотен миллионов лет. Она связана с определяющими сравнительно положительными вертикальными движениями в несколько раз меньшей (по отношению к геосинклинально-складчатым областям) амплитуды и свойственна циклам платформ (в частности, Сибирская платформа). Данная антидромная последовательность, сопряженная с относительным положительным тектоническим вектором заметной величины (растяжение), характеризует направленность тектоно-магматического процесса второго порядка.

Гомодромная последовательность образования производных одного или двух типов магм развивается в интервале времени до миллионов — первых десятков миллионов лет. Ей сопутствует относительное сжатие — движения малой амплитуды соответственно на фоне локального прогибания участка коры (приразломные прогибы, рифтогенали и пр.). Подобное параллельное развитие магматических образований и тектонических движений одинаковых масштабов является отражением направленности тектоно-магматического процесса третьего порядка и обычно наблюдается в подвижных областях и интрузивных сериях.

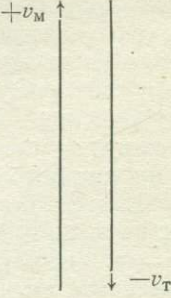
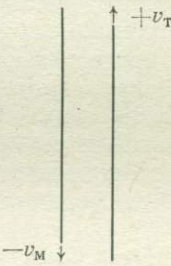
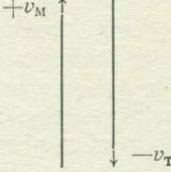
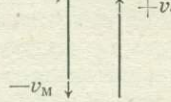
*Динамическая модель соотношения направленности и амплитуды тектонического состава серий изверженных горных пород*

Длительность эволюции структуры (типов тектонических движений и магматических образований)	Тектонический элемент	Кол-во (состав) типов магм
Сотни миллионов — миллиарды лет	Геосинклинально-складчатые (подвижные) области	Четыре (ультрасосновная, основная, кислая, щелочная)
Десятки — первые сотни миллионов лет	Древние платформы (устойчивые области)	Три (основная, ультрасосновная, щелочная)
Миллион — десятки миллионов лет	Опускания (прогибы, эвгеосинклинали и др.)	Два (щелочная, ультрасосновная)
Миллион — первые десятки миллионов лет	Поднятия (своды, интрагеоантиклинали и др.)	Один (щелочная)**

\* Знак магматического вектора означает направленность перемещения от уровня к яния — внедрения из очага (снизу вверх или сверху вниз); его длина — амплитуду измене дифференциации в пределах одного типа магмы. Знак тектонического вектора означает

\*\* Для областей автономной активизации.

ких движений (напряжений) и направленного изменения химического

Направленность магматического процесса	Направленность и интенсивность сопряженных тектонических движений (напряжений)	Соотношение знака и длины результирующих магматического $v_M$ и тектонического $v_T$ векторов *	Условный порядок тектономагматического цикла
Гомодромная	Отрицательные значительной амплитуды		I
Антидромная	Положительные меньшей (сравнительно с геосинклиналями) амплитуды		II
Гомодромная	Относительное сжатие (локальное погружение)		III
Антидромная	Относительное растяжение (локальное поднятие)		IV

уровню глубинного магнеобразования, в пределах каждого уровня и (или) порядок излияния химических составов, пропорциональную количеству типов магм или интенсивности направление вертикальных тектонических движений, его длина — их амплитуду.

В принципе эта последовательность сопоставляется с развитием магматизма (ультраосновного ряда) в георифтогеналях или на начальной стадии образования геосинклинальных прогибов на океанической коре. Здесь, казалось бы, мы сталкиваемся с противоречием. Установлено, что рифтогенальному процессу, вернее процессу формирования срединно-океанических поднятий, сопутствует поперечное растяжение. Однако выходы альпийно-типных гипербазитов приурочены (по данным драгирования) к дну и нижним частям склонов подводных центральных рифтовых долин срединно-океанических хребтов. Следовательно, здесь, так же как в случае ископаемых рифтовых долин эвгеосинклиналей, трассирующихся поясами гипербазитов, имеем сопутствующее магматическому процессу относительное вертикальное сжатие (погружение) при смене более основных менее основными по составу образованиями: формация альпийно-типных гипербазитов (ранняя) — дунит-пироксенит-габбровая формация (более поздняя).

Часто наблюдается антидромная последовательность магматизма в течение меньшего по длительности отрезка времени и при малой эволюции состава по сравнению с предыдущей гомодромной. Она парагенетически связана с относительным растяжением, подъемом, движениями небольшой амплитуды на фоне локального, местного, поднятия (антеклизы, своды участков щитов, платформ, интрагеоантиклинали и т. д.) и служит отражением направленности тектоно-магматического процесса четвертого порядка (траппы, области современного вулканизма). Направленность данного порядка увязывается с общей антидромной [206] последовательностью магматизма в областях автономной активизации или с увеличением глубинности (щелочности) производных щелочных формаций [40] по мере стабилизации областей завершенной складчатости.

Таким образом, для тектоно-магматических циклов первого и второго порядков с уменьшением величины и переменной знака тектонического вектора с отрицательного на положительный происходят сужение спектра типов магм (с четырех до трех, см. табл. 3) и смена направленности порядка миграции среди глубинных уровней магомгенерации на обратную: снизу вверх (геосинклиналь) → сверху вниз (платформа). Или, согласно Ю. А. Билибину, период до превращения геосинклинали в складчатый пояс → период после образования складчатого пояса (ультраосновной — основной — кислый магматизм → кислый — основной — щелочной магматизм).

Направленность магматического процесса и изменения одно-стороннего относительного растяжения — сжатия третьего и четвертого порядков связаны аналогичным образом: их векторы антипараллельны при отрицательном (сжатие) и при положительном (растяжение) стрессе.

Для наглядного отображения такой связи используется частная механико-магматическая модель с аналогом типа цилиндра

с поршнем или гидравлического пресса. В сфере действия гравитационного (и электромагнитного) полей целый ряд факторов способствует разделению гомогенной магмы в очаге по вертикали, вплоть до возникновения макрорасслоенности, что приводит к появлению менее плотного более кислого, обогащенного летучими и легкоподвижными компонентами расплава в верхних частях очага и основного более тяжелого в нижних. Именно векторное соотношение между изменением типа тектонических движений и направленностью развития магматизма во времени третьего и четвертого порядков положено в основу динамической механико-магматической модели.

Все разнообразие механизмов дифференциации — гравитационная в жидком гомогенном расплаве, фракционная (Н. Боуэн); термодиффузионная (А. Н. Заварицкий); гравитационно-кинетическая (А. А. Полканов); ионно-объемная (Т. Барт); конвекционная; путем выравнивания химических потенциалов компонентов (Д. Кеннеди); основанный на соотношении степени постоянства общего состава и парциального давления кислорода (Е. Осборн) и т. д. — сводится к возникновению в очаге вертикального градиента уменьшающейся снизу вверх плотности и увеличивающихся кислотности, относительной щелочности, водосодержания, что находит отражение в возникающей расслоенности с мощностью горизонтов расплава до сотен метров — первых километров [96]. Обратный эффект в сфере действия гравитационного поля не возможен.

Таким образом, парагенетически взаимосвязанным, но часто определяющим фактором гомо- и антидромной последовательности третьего — четвертого порядков может служить различная направленность напряжений (относительное сжатие — растяжение) на магматическую жидкость в очаге, нормальных к более или менее четким поверхностям анизотропии расплава.

Цилиндрический сосуд с жидкостью под поршнем примем за модель вертикальной магматической колонны относительно протяженного очага. Боковые стенки сосуда — аналог рамы вмещающих пород. Модель поршня — сегмент земной коры и (или) мантии над колонной расплава. Антидромный порядок магматизма (четвертого порядка) объясняется механизмом, аналогичным механизму действия поршня, идущего вверх. В расплаве, испытавшем магматическую дифференциацию, за поднимающимся поршнем следуют верхние слои жидкости в сосуде-очаге, и только потом — нижние (более основные). Заменителями силы, заставляющей двигаться поршень, в природных условиях являются вертикальный, направленный вверх стресс блока пород в кровле очага плюс совпадающий по направлению вектор активности магмы за счет разрядки упругой и тепловой энергии расплава и летучих компонентов. В природных условиях при направленности магматизма от кислых пород к основным преобладают сопряженные во времени и пространстве растягивающие движе-

ния (относительное растяжение) положительного знака, ведущие к образованию сводового поднятия, например в случае основного магматизма интрагеоантиклиналей в геосинклинально-складчатых областях, траппового магматизма платформ с синхронным вздыманием [46, 127] структур.

До настоящего времени не существует удовлетворительного объяснения гомодромной последовательности становления магматических комплексов. Происхождение гомодромной последовательности (третьего порядка) может быть обусловлено действием аналогичного, но противоположного по направлению ориентированного давления на расплав в очаге — вертикальным отрицательным, направленным вниз стрессом или относительным сжатием. Оно моделируется в части тектонических напряжений механизмом, аналогичным эффекту, оказываемому действием поршня, движущегося вниз. В результате сжатия происходит подток, вытекание жидкости из более глубоких частей очага, и только позже — из верхних частей очага (более кислых порций). Подобная направленность развития магматизма парагенетически сопровождается синхронным относительным опусканием блока рамы над очагом.

С таких позиций антидромная направленность четвертого порядка должна встречаться чаще гомодромной, так как в первом случае результирующий вектор равен сумме векторов активности магмы и относительного растяжения блока пород «надочаговой» рамы. При гомодромной последовательности суммарный вектор равен разности указанных векторов. Отмеченный факт подтверждается примерами антидромной дифференциации траппов Сибири, Южной Африки, Декана, современного вулканизма и неовулканизма Курило-Камчатской провинции, островных дуг и океанических островов. Гомодромная дифференциация чаще наблюдается в складчатых областях в интрузивных сериях многофазных гранитоидных массивов\*.

Следовательно, анти- и гомодромная направленность эволюции магматизма всех четырех порядков связана преимущественно с действием вертикальных тектонических движений (напряжений) разной интенсивности и разного знака. Роль горизонтальных движений в магматическом процессе и эволюции, временной связи магматизма и тектоники, отступает на второй план. Когда речь идет о главенствующей роли вертикальных тектонических движений в развитии магматизма и геоструктур, это отнюдь не означает отрицания роли горизонтальных движений. Вертикальные (радиальные) движения (фиксизм) и горизонтальные, тангенциальные, движения (мобилизм), связанные парагенетическими

---

\* Немалая, если не большая часть последних представляет собой не многофазные, а полифазальные интрузии, возникшие по способу направленной кристаллизации одноактно внедрившегося расплава в интрузивной камере.

отношениями, дополнительные. Вертикальным отрицательным движениям — вертикальное сжатие — сопутствуют горизонтальные растягивающие напряжения (например, относительное опускание центральных рифтов подводных срединно-океанических хребтов и раздвигание океанического дна). Вертикальные положительные движения — вертикальное расширение, — по-видимому, сопровождаются горизонтальным сжатием.

Направленность вертикальной миграции процесса (плавление, дифференциация) в пределах уровней магмогенерации и сопутствующих им вертикальных тектонических движений в пределах любой геоструктуры первого порядка противоположны по направлению результирующих векторов, антипараллельны (табл. 3).

Поскольку появление магм того или иного типа коррелируется с формированием определенных геоструктур первого порядка (модели 1—3), постольку можно говорить о большей роли суммарного (вертикального) сжатия при возникновении кислой (геосинклинально-складчатая область)\* и ультраосновной (георифтогеналь) магм относительно роли растяжения в процессе образования основной (платформа) и щелочной (область автономной активизации) магм. Фактически в процессе становления геосинклинально-складчатой области в течение полного тектоно-магматического цикла наблюдается следующая смена вертикальных тектонических движений и режимов; растяжение (щелочная магма области протоактивизации) — сжатие (ультраосновная) — растяжение (основная) — сжатие (кислая) — растяжение (щелочная магма нового? цикла). К эпохам смены знака тектонических напряжений, инверсий, приурочено образование магм переходного типа, родов магм второго порядка, о чем будет говориться ниже. Таким образом, в цикле развития подвижной области должны обнаруживаться следы трех-четырёх эпох инверсий, а не одной как в период превращения геосинклинали в складчатый пояс.

Конкретные геологические наблюдения как будто подтверждают правильность сказанного. В некоторых регионах установлен контроль разломами, образованными растягивающими напряжениями (типа сбросов), производных магм основного (и ультраосновного?) состава. Разломы, возникшие в условиях преобладающего сжатия земной коры (типа надвигов, взбросов), служат каналами для производных магмы кислого состава [201].

В известной мере модель подтверждается выводом Ю. А. Кузнецова [104, с. 371] относительно связи базальтового магматизма по площади и во времени с вертикальными положительными, но не отрицательными (образование прогибов) движениями.

---

\* По мнению Н. С. Шатского, важно, что «... после своего замыкания и воздымания геосинклинальная система остается в целом областью прогибания земной коры» [198, с. 262]. Этот факт почему-то выпадает из поля зрения многих исследователей.

Миграция магматизма во времени и по площади в пределах любых геоструктур обусловлена одновременным (в геологическом смысле) действием двух глубинных процессов: вертикальное перемещение фронтов магмогенерации (вверх или вниз) и (или) блоков литосферы (соответственно вниз или вверх) и латеральное, горизонтальное, перемещение источников энергии (или плит?). Наличие двух геометрических составляющих указанного рода приводит к тому, что общий результирующий вектор располагается наклонно: при равенстве горизонтальной и вертикальной скоростей этот угол равен  $45^\circ$ . Частным случаем (в рамках одной — инверсионной — стадии развития), подтверждающим это, является существование известных современных и предполагаемых древних магмоконтролирующих наклонно-двумерных поверхностей Заварицкого — Беньофа. Именно вблизи этих поверхностей намечается перемещение источников тепла с постепенным изменением глубины: увеличение глубины в направлении от океана к континенту. Можно допускать, как уже делают некоторые геофизики, приуроченность уровней магмогенерации к участкам пересечения поверхности Заварицкого — Беньофа с астеносферными слоями.

Оптимальная скорость миграции магматических очагов и тектонических движений или суммарно — геологических структур, по-видимому, совпадает по величине со скоростью раздвигания океанического дна вдоль поперечных к срединным хребтам трансформных разломов (тихоокеанского типа) и равна нескольким сантиметрам в год (1—3 см/год).

ГЛАВА IV

## **СТРУКТУРА РАСПЛАВОВ**

*(модель 4)*

Пространственная модель строения природных силикатных расплавов описывает соотношение состава кристаллизующихся минералов и структуры алюмокремнекислородных радикалов. По существу, эта модель является минералого(молекулярно)-топологической моделью при анализе структуры анионов и геохимической для катионов.

Расплав в определенные моменты направленного и необратимого процесса зарождения и формирования состоит из статических простых единиц и (или) группировок того или иного состава и характера: ионы, молекулы, радикалы, комплексы, сиботаксические группы и пр. Процесс необратимой перестройки расплава направлен в сторону усиления степени полимеризации [64, 144, 146, 171, 203, 231] и, следовательно, структурного усложнения во времени.

В основу модели (табл. 4) положена известная кристаллохимическая классификация силикатов, суть которой сводится к выделению четырех групп порообразующих силикатов: а) силикаты с изолированными кремнекислородными тетраэдрами; б) сили-

каты с одномерными непрерывными бесконечными цепочками и лентами тетраэдров; в) силикаты со слоистым двумерным взаиморасположением тетраэдров и г) силикаты и алюмосиликаты с каркасным трехмерным строением радикалов (серии Боуэна — Соболева — Осборна). Подобный дискретный полимеризационный ряд образуется путем последовательного структурного усложнения радикалов, их «силификации нейтральными молекулами, кратными  $\text{SiO}_2$ » [171].

ТАБЛИЦА 4

Модель соотношения состава минералов и структуры кремнекислородных анионных радикалов

Тип кремнекислородного анионного радикала [17, 421]	Отношение Si/O	Форма анионного радикала	Тип минерала	Размерность анионного радикала
$[\text{SiO}_4]_0^{4-}$	1/4	Изолированные, дискретные тетраэдры	Оливины, гранаты	0
$[\text{Si}_2\text{O}_6]_\infty^{4-}$ $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_\infty^{6-}$	1/3 1/2,75	Цепочечные Ленточные	Пироксены Амфиболы	1
$[\text{Si}_2\text{O}_5]_\infty^{2-}$	1/2,5	Слоистые, листоватые	Слюды и другие минералы слоистой структуры	2
$[\text{SiO}_2]_{3\infty}$	1/2	Каркасные	Кварц, полевые шпаты, фельдшпатыды	3

Основная структурная единица природных силикатных и петругических [67] расплавов — тетраэдрическая группа  $[\text{SiO}_4]^{4-}$ . Структура силикатов, ее тип есть пространственное расположение, взаимосочетание тетраэдров  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  в комплексных анионных радикалах. Построение структур происходит посредством соединения тетраэдров через их углы — атомы кислорода.

Приложение понятий топологии позволяет различать нуль-, одно-, дву- и трехмерные фигуры, модели, кремнекислородных радикалов как структурную основу минералов соответственно ортосиликатов (оливины, гранаты) — метасиликатов (пироксены), амфиболов — слоистых (слюды и другие листоватые силикаты) — каркасных (алюмо) силикатов (кварц, полевые шпаты). Подчеркнем, что выделяется класс нульмерных силикатов — силикаты с нулевой размерностью дискретных тетраэдров. Остальные породообразующие минералы, укладываемые в отмеченные геометрические классы, не играют какой-либо заметной и тем более

определяющей роли в магматическом процессе, вследствие чего «изъяты» при моделировании.

Целесообразность применения в данном случае понятий теории размерности не зависит от того, являются связи кремния с кислородом более или менее жесткими. А. А. Маракушев [124], обобщив данные относительно вариаций угла Si—O—Si и непостоянства длины связей Si—O, сделал заключение о малой степени жесткости связей кислорода с кремнием.

Каждая связь Si—O в кристаллических структурах с общей формулой  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  представляется линией типа конечного отрезка. Подобных «линий», исходящих из одного центра (Si), четыре. Размерность такой дискретной фигуры ортосиликата по сравнению с тремя классами остальных радикалов интуитивно равна нулю, ибо кремнекислородные тетраэдры изолированы друг от друга, имеют свои центры. Так как структура, образованная дискретными тетраэдрами, не является одно-, дву- или трехмерной, следовательно, она топологически нульмерна.

В отличие от нее структуры класса радикалов  $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$  и  $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$  не могут быть ограничены вдоль одного (из трех) направлений, вследствие чего совокупность тетраэдров определяет образование структурной основы пироксенов и амфиболов в виде одномерных цепочек и лент радикалов.

Группировки состава  $[\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-}$  слоистых силикатов могут быть неограниченно продолжены по двум измерениям (поверхность) при подчиненной, ограниченной роли третьего измерения и оправданно считаются двумерными.

Каркасные решетки типа  $[\text{SiO}_2]$  характеризуются равноценностью трех «бесконечных» направлений, непрерывностью изменения структурного мотива по трем осям координат и относятся к трехмерным фигурам. Структура типа  $\text{SiO}_2$  — предельный случай соединения тетраэдров [64, с. 30; 67, с. 8; 59]. Все четыре вершины любого тетраэдра принадлежат одновременно вершинам смежных тетраэдров. Параллельно увеличению числа измерений фигур кремнекислородных анионных радикалов происходит изменение характера связей кислорода с кремнием.

Таким образом, классы анионных радикалов в расплавах следует различать на топологической основе. По-видимому, лишь А. Г. Бетехтин обнаружил и отметил «... общие черты кристаллохимии силикатов на основе деления комплексных анионов из тетраэдров  $\text{SiO}_4$  на 0-, 1-, 2- и 3-мерные радикалы...» [17, с. 357], правда, без ссылки на геометрию и топологию. Еще раньше А. Е. Ферсман, сославшись на У. Л. Брегга, сравнивал ортосиликаты с точкой, метасиликаты с линией, слоистые силикаты с плоскостью и каркасные с объемом.

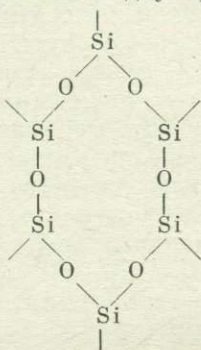
Предложенная модель, по-видимому, полезна также для выяснения микроструктуры оксидных расплавов — шлаков и стекол. Теория оксидных расплавов опиралась на молекулярную модель, теперь оставленную, и электронно-ионную концепцию,

представленную классической (теория решеток), дискретно-анионной моделью и моделью «айсбергов» [9, с. 23; 59]. Известно, что теория «дискретных анионов» Дж. Бокриса [19, с. 265, 273, 278; 217 и др.] наряду с моделью «айсбергов», предложенной в 1931 г. Мак-Каффри, лучше других описывают многие моменты изменения структурных свойств бинарных силикатных расплавов в зависимости от состава.

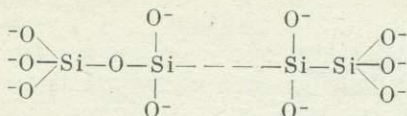
Расплав представляет собой «смесь из структурных единиц, отвечающих сингулярным составам» [80, с. 168]. Резкое, скачкообразное изменение свойств кристаллического вещества свидетельствует о глубоких структурных, качественных, превращениях в веществе. Составы, которые отвечают таким изменениям, принято называть сингулярными. Выявление сингулярных составов представляет собой «основную задачу физико-химического анализа кристаллического вещества». Г. И. Жмойдин отмечал: «Отсутствие сингулярности в расплаве при составе дискретного аниона следует считать доказательством его нестабильности, так же как и отсутствие сингулярности в кристаллическом веществе свидетельствует об отсутствии новых структурных образований (химических соединений)» [62, с. 51, 56].

Согласно теории Дж. Бокриса, в кристаллическом состоянии среди всего многообразия дискретных анионов, которым соответствуют известные химические соединения бинарных силикатов, сингулярность наблюдается только для составов следующих дискретных анионов:  $[\text{Si}_{12}\text{O}_{27}]^{6-}$  — тетрасиликат  $\text{MeO} \cdot 4\text{SiO}_2$ ;  $[\text{Si}_6\text{O}_{15}]^{6-}$  — дисиликат  $\text{Me}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$ ;  $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$  — метасиликат  $\text{MeO} \cdot \text{SiO}_2$  и  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  — ортосиликат  $2\text{MeO} \cdot \text{SiO}_2$  (исключая  $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$  — инконгруэнтный силикат кальция  $3\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$ ) [62, с. 56—57], т. е. для четырех типов дискретных анионов.

По сути дела, аналогичное положение заключено в так называемой «теории решеток» К. Энделла и Г. Хельбрюгге, в приложении последней к структуре жидких силикатов или стекол [см. 19, с. 257]. Согласно этой теории в области составов от 0 до 33 мол. %  $\text{Me}_2\text{O}$  существует практически единственная непрерывная трехмерная решетка  $\text{SiO}_2$ . В области составов 33—50 мол. %  $\text{Me}_2\text{O}$  преобладают «бесконечные» двумерные слои типа



с катионами и ионами кислорода между ними. При 50 мол. %  $\text{Me}_2\text{O}$  в расплаве наблюдаются исключительно цепи «бесконечной» длины типа



С увеличением содержания  $\text{Me}_2\text{O}$  с 50 до 66 цепи постепенно укорачиваются, а при достижении 66 мол. %  $\text{Me}_2\text{O}$  имеют место одни дискретные тетраэдры  $[\text{SiO}_4]^{4-}$ .

Итак, в искусственных бинарных расплавах стабильны только составы отмеченных дискретных анионов, количество геометрических классов которых, по нашему мнению, как и в магматических многокомпонентных расплавах, равно четырем. Они характеризуются аналогичными величинами размерности от трех до нуля.

Не случайно структуры молекулярных органических соединений по характеру группировок составляющих единиц подразделяются на четыре группы: 1) кристаллы, в структуре которых каждая молекула занимает обособленное положение, например гексаметилентетрамин; 2) соединения, молекулы которых располагаются отдельными цепочками (парафин); 3) соединения со структурой, характеризующейся наличием пакетов обособленных слоев (нафталин); 4) комплексные молекулы, образующие трехмерные сочетания (камфара) [154, с. 302].

Допустим справедливость положения «онтогенез — краткое повторение филогенеза» применительно к магматическим явлениям, процессам и эволюции. Содержание биогенетического закона удачно применено [163] к анализу генетических «видов» месторождений полезных ископаемых. Фактически это уже следует из закона о параллелизме кристаллизации и дифференциации.

Размерности группировок кристаллического вещества исходного субстрата и расплава, возникающего по нему путем механизма, близкого к полному плавлению, должны находиться в соответствии. Размерность исходных группировок может сохраняться на всем пути движения и подъема расплава, определяя в конечном итоге размерность естественных «элементарных тел» изверженных пород и образований, которые служат типоморфной составной частью систем (эвтектик) — физико-химических аналогов состава тех или иных горных пород, являющихся в свою очередь типичными представителями соответствующего типа магмы.

В теории оксидных расплавов предполагается, что при расплавлении кристаллического вещества в расплаве сохраняется наследственная структура. Конечно, в расплаве могут возникать и новые «сингулярности» при воздействии высокой температуры и увеличении объема [62, с. 51—52]. Допускается «... определяющая роль наследственности в формировании структуры расплава из кристаллического состояния» [63, с. 84]. Теорией дискретных

анионов установлено полное подобие структуры чистого кремнезема в стеклообразном, расплавленном и кристаллическом состояниях.

В. А. Милашев [133] исходит из структурной унаследованности кимберлитовым расплавом черт исходного перидотитового кристаллического субстрата. Аналогичного постулата придерживаются Н. И. Хитаров и А. А. Кадик [80]. В силикатных расплавах даже после перегрева ( $T > T_{\text{ликв}}$ ) «... сохраняются определенные структурные упорядочения, являющиеся наследственными по отношению к дальнему кристаллохимическому порядку в структуре твердых силикатов, подвергнутых плавлению. При охлаждении таких расплавов... в них возникают минеральные образования, в определенной степени воспроизводящие минеральный состав исходных материалов» (кристаллизационная память, по Г. А. Рашину) [67, с. 70].

С точки зрения теории размерностей в природных расплавах возможно существование только четырех качественно различных классов анионных радикалов. Преодоление минералого-топологического «барьера» при определенном количестве означает переход к новому типу магмы. Подобный «барьер» является одновременно генетическим, поскольку совпадает с характеристическим минералом аналоговых физико-химических систем, или эвтектик, или парагенетических ассоциаций: ортосиликат натрия или оливин (щелочной тип магмы, тройная эвтектика альбит — нефелин — дисиликат натрия или система лейцит — оливин — кремнезем) — пироксен [ультраосновной тип, ассоциация ортопироксен — оливин — шпинель или оливин — пироксен — гранат, или ортопироксен(энстатит) — клинопироксен(диопсид) — оливин(хромшпинелид)] — минерал типа алюминиевого слоистого силиката (основной тип) \* — кварц (кислый тип магмы, система альбит — ортоклаз — кремнезем — вода). Минералы, не повторяющиеся в составе эвтектик, систем или ассоциаций и принадлежащие только одной из них, служат модельными характеристическими минералами этих пород, точнее, типов первичных магм (табл. 5).

ТАБЛИЦА 5  
Типы магм и минералого-топологические «барьеры»

Тип магмы	Минералогический «барьер»	Топологический «барьер»
Щелочная	Ортосиликат натрия	0
Ультраосновная	Ортопироксен (метасиликат магния)	1
Основная	Типа слоистого алюминиевого силиката	2
Кислая	Кварц	3

\* Уже имеются данные о большой роли Ti- и Al-флогопита в генезисе щелочных базальтов [222].

Казалось бы, главные породообразующие минералы (их анионные радикалы) горных пород, производных каждого типа магмы, обязаны однозначно соответствовать трех-, дву-, одно- и нульмерным фигурам. Для кислого типа магмы это соответствие налицо: кварц и полевые шпаты, слагающие более 90% объема гранитов, обладают трехмерным структурным «анионным каркасом». У основного типа магмы (базальты, габбро; ср. андезиты и диориты) главные минеральные фазы характеризуются трех- (плаггиоклаз), одно- (клинопироксен, амфибол) и двумерным (биотит) каркасом, т. е. соответствия нет. Для ультраосновного типа магмы (перидотиты, гарцбургиты, дуниты) у орто- и клинопироксенов, а также у амфибола — одномерный кремнекислородный каркас, однако оливин имеет «нульмерное строение». Для щелочных магм (агпаитовые нефелиновые сиениты, щелочно-ультраосновные породы и пр.) фельдшпатоиды и калиевый полевой шпат трехмерны, но оливин — фаза с нульмерной размерностью анионного радикала.

Значит, вопрос не так прост. Тип формирующейся на различных глубинных уровнях магмы определяется не столько массой породообразующих минералов вообще, сколько, во-первых, массой «критических» минералов, являющихся генетическим топологическим барьером между соседними типами первичных магм, и, во-вторых, спецификой магматического развития как эволюционного процесса. На каждой последующей, более высокоорганизованной и сложной стадии, ступени эволюции, кульминационного развития достигают конечные продукты, минералы, фазы предыдущей, более низкоорганизованной стадии, что уже было подмечено Д. В. Рундквистом [163] на примере эволюции видов месторождений.

Обычно наиболее поздними продуктами кристаллизации щелочных пород являются (щелочные) темноцветные минералы — пироксен, амфибол. Они максимально развиты в породах следующей по структурно-вещественной сложности ступени — ультраосновного состава. Последние выделения ультраосновных пород — клинопироксен, слоистые силикаты (слюда), плаггиоклаз. Они типоморфны для еще более высокоорганизованной ступени — пород основного (и среднего) состава. Конечные минеральные фазы кристаллизации средне-основных пород — кислый плаггиоклаз, кварц и щелочной полевой шпат — имеют преобладающее развитие в гранитах — породах самого высокого уровня структурной организации.

Минералого-топологическая модель должна находиться в соответствии с геохимической моделью, описывающей соотношение типоморфных породообразующих катионов и типов магм:

Щелочная	$\text{Na}^+$ , $(\text{Al}^{3+})^*$
Ультраосновная	$\text{Mg}^{2+}$ , $(\text{Fe}^{2+})$
Основная	$\text{Al}^{3+}$ , $(\text{Ca}^{2+})$
Кислая	$\text{Si}^{4+}$

\* В скобках приведены менее характерные катионы.

Согласно теории Дж. Бокриса, уточненной в работах [9, 62, 63], намечается зависимость состава некоторых дискретных анионов от типа катиона-модификатора, или «мономера». По нашим представлениям, в структурных изменениях силикатных расплавов как дискретные анионы, так и катионы играют сравнимую роль. Устойчивость дискретных анионов в силикатных расплавах [62] в значительной мере зависит от природы катиона. В. Н. Анфилов и А. И. Альмухамедов [3] считают, что степень полимеризации радикалов и «число мостиковых ионов кислорода» определяются мольной долей окислов катионов и не зависят от типа катиона. Вряд ли катионы играют решающую роль в подобных структурных перестройках, как склонен считать В. В. Байдов [9].

Для геохимической модели выбраны элементы, которые определяют химический состав характерных горных пород и, следовательно, тип магмы. Выбор кремния в качестве главного катиона кислого типа магмы однозначен, так как отличительной чертой гранитоидных пород является максимальная кремнекислотность, пересыщенность их кремнеземом. Подобная роль кремнезема отчасти определяет и выбор в качестве типоморфного летучего компонента гранитоидной магмы кислорода — комплекс  $\text{SiO}_2$  (см. гл. V).

Основные породы по сравнению с остальными характеризуются повышенной ролью алюминия и отчасти кальция. Тем не менее роль последнего подчиненная.

Щелочные породы относятся к наиболее глиноземистым, однако при переходе к последним на первое место по значимости вступают щелочи.

Средние породы по химическому составу и, следовательно, роли катиона (и летучих компонентов) ближе всего соответствуют основным породам, качественно не отличаясь от последних.

Самой яркой чертой химического состава ультраосновных пород служит их повышенная щелочноземельность, точнее магнезиальность, проявляющаяся в мафическом облике пород и мета-орто-силикатном минеральном составе. Железо в данном случае является изоморфным эквивалентом магния.

В щелочных породах среди натрия и калия на первый план выступает натрий, ибо модельным представителем щелочной магмы являются агаитовые нефелиновые спениты. В таком аспекте из глубин мантии в земную кору осуществляется преимущественный по сравнению с калием вынос натрия. При обсуждении проблемы баланса щелочей в земной коре и гранитообразования часто принимается противоположная точка зрения, вернее, калий, необходимый при образовании гранитов, считается привнесенным из мантии.

Такой набор элементов отвечает спектру компонентов, имеющих максимальную величину термодинамической активности в расплаве в период его образования и формирования соответствующих типов горных пород. Как можно убедиться при

сравнении со средними химическими составами по Р. Дели, С. П. Ноккольдс, С. П. Соловьеву и другим данный спектр элементов близок выборке порообразующих окислов с наибольшими весовыми количествами. Он совпадает с компонентами, ответственными за четыре главных направления дифференциации: обогащение кремнеземом (путь Боуэна), алюминием (анортозитовая тенденция), железом (путь Феннера, магний и железо — эквивалентны) и щелочами (субщелочная тенденция).

Непрерывно-дискретный ряд Na—Mg—Al—Si (третий период, I—IV группы периодической системы) отвечает уменьшению ионно-атомных [113] радиусов элементов (соответственно 1,86—1,60—1,43 и 1,20—1,16 Å), переходу от одновалентных к четырехвалентным ионам, от более сильных щелочей к слабым основаниям, от основных окислов к амфотерным и кислотным.

Если исходить из тезиса о максимальной глубинности образования щелочной магмы, в подкоровых зонах, в местах зарождения щелочных расплавов, несмотря на весьма основной состав вещества окружающей среды, активность щелочей и в первую очередь натрия выше, чем в земной коре. Это положение увязывается с гипотезой глубинного происхождения щелочных, калиево-натриевых, растворов.

Чем больше атомный номер элемента (здесь Na—Mg—Al—Si), тем меньше глубина плавления [21] и, следовательно, глубина образования магмы того или иного типа. Это полностью соответствует общепринятой в настоящее время концепции об уменьшении глубинности производных магм в направлении от щелочной к кислой.

Многие исследователи [3, 145, 146, 171, 203, 231 и др.] рассматривали процессы усложнения кремнекислородных радикалов в период кристаллизации и дифференциации магматических расплавов. Однако до сего времени отсутствовало выделение среди многообразия радикалов определенных топологических классов фигур.

Поскольку в магматических расплавах любых составов существуют только четыре качественно различных класса анионных радикалов, постольку количество первичных магм (магм первого порядка, возникающих в пределах глубинных уровней магмогенерации, долженствующих обладать ввиду их самостоятельности качественными отличиями) ограничено на уровне структурных единиц расплава четырьмя типами. Преодоление генетического барьера — качественный, резкий скачок в дискретной силификации — означает переход к новому типу магмы.

Первыми из расплава обычно выделяются минеральные фазы с меньшей величиной размерности радикалов и, следовательно, наиболее простого строения и состава (оливин и др.). На факт выделения первым из расплава оливина из-за его наиболее простой структуры указывал А. Н. Заварицкий [64, с. 32]. Усложнение строения минералов наблюдается в процессе не только кристал-

лизации, но и дифференциации, особенно в интрузивных сериях с их гомодромной последовательностью, объединенных общностью очага или магматической камеры.

Таким образом, структурно-вещественная сложность типов магм возрастает в направлении щелочная — ультраосновная — основная — кислая. Дискретный ряд общей эволюции обрывается на типе кислой, гранитной, магмы, которая характеризуется максимальной величиной структурно-вещественной сложности.

В аспекте «химической радикальной полимеризации» [3] граниты принадлежат к «предельно полимеризованной» системе, ибо при отношении  $O/Si$  (степень полимеризации силикатного расплава, варьирующая от двух до четырех), равном для гранитов двум, все ионы кислорода становятся мостиковыми, связи — многосторонними и дальнейшее ветвление алюмокремнекислородной решетки невозможно [203].

Главный вывод, вытекающий из охарактеризованных в данной главе моделей, — существование применительно к атомному и минералого-молекулярному уровням организации геологического вещества только четырех типов первичной магмы: щелочная, ультраосновная, основная и кислая. Относительно широко распространенная группа пород семейства андезит — диорит не имеет самостоятельной первичной магмы такого же ранга, резко качественно отличной от четырех названных типов магм. Петрографическая группа андезита — диорита отличается от базальтов и габбро лишь более кислым составом плагиоклаза и большей ролью амфибола по сравнению с клинопироксеном. Но и те (плагиоклазы) и другие (пироксен, амфибол) принадлежат к одним и тем же геометрическим классам минералов по величине размерности анионных радикалов. Нет никаких существенных различий между указанными группами пород и по типу модельного катиона (алюминий, отчасти кальций).

По размерности минералогических барьеров на основе принципа унаследованности структуры кристаллического материнского вещества расплавом («генетический код») можно попытаться теоретически предсказать модельный состав того или иного исходного субстрата. Каждый тип магмы ввиду самостоятельности развития возникал за счет собственного субстрата (по составу, глубине залегания, летучим компонентам, см. гл. V), а ее производные — результат эволюции своего уровня магмогенерации. Таким образом, вертикальная зональность, расслоенность, мантии и земной коры связана с различиями в химическом составе уровней, слоев, при подчиненном значении изменения фазового состава, на что совершенно с других позиций недавно указал Л. Л. Перчук [151].

Вследствие резких различий, во-первых, между типами магм, во-вторых, между геометрией очагов и, следовательно, уровней магмогенерации значимыми отличиями по составу обязаны обладать исходные субстраты, материнские по отношению к магмам.

Наличие подуровней (см. гл. VI) в пределах уровней говорит о заметной мощности (интервал глубин) последних. Четкость различий состава магм, механизм возникновения расплава путем полного плавления при дискретности, прерывистости, уровней субстрата — эти признаки свидетельствуют о необходимости увеличения абсолютных и относительных глубин заложения очагов всех типов первичных магм по сравнению с теми, которые принимаются в настоящее время.

Образование главной массы гранитов при палингенезе происходит за счет плавления осадочно-метаморфического материала, существенной частью которого является кварцевый (кварцево-полевошпатовый) субстрат (песчаники, сланцы, гнейсы), что согласуется с выводом из данной модели.

По формуле В. Вайскопфа [28] минимальная высота столба горных пород, при которой начинает плавиться нижняя часть колонны пород, равна приблизительно 40 км. В этом случае магмообразование может рассматриваться как процесс ожигения твердых горных пород [21]. Глубина образования очагов гранитной магмы сейчас принимается равной 15—20 км [189], так как она ограничена толщиной земной коры, вернее, мощностью осадочно-метаморфического слоя, в пределах которого, считается, возникают очаги. Вследствие этого и появляется проблема дефицита глубины: для размещения громадных очагов гранитной магмы фактически не остается места в пределах слоя [119]. Этим пользуются сторонники автохтонного возникновения гранитов на месте залегания в результате магматического замещения или с помощью иного механизма, считающие, что таким способом они решают не только известную «проблему пространства», но и отмечают выше проблему дефицита глубин.

С учетом приведенных данных и последних гипотез относительно состава пород базальтового слоя [157, 160], фактически имеющего средний состав, единственно логичное решение проблемы заключается в признании, что очаги гранитной (кислой и ультракислой) магмы формируются глубже, чем принято считать в настоящее время, где-то в районе нижних частей осадочно-метаморфического слоя или корней гор (не выше 30—35 км). Андезитовая магма — более глубинная, материнская по отношению к андезитам, диоритам, отчасти гранодиоритам — возникает при плавлении вещества так называемого базальтового слоя — слоя среднего состава где-то в области основания корней гор, т. е. на глубинах порядка 50—70 км и более. Именно этот «андезито-диоритовый слой» и должен считаться «переходным».

Базальтовая магма — продукт аналогичного механизма полного плавления в пределах мантийного слоя основного состава. Модельное вещество исходного субстрата для возникновения основной по составу первичной магмы, — по-видимому, какой-то слоистый гидроксилсодержащий силикат алюминиевого состава. Вследствие двумерности данного уровня магмогенерации (см. гл. V),

наличия водосодержащей фазы, листоватой структуры силиката этот уровень, вероятно, располагается в области волновода Гутенберга, в составе которого предполагают наличие водосодержащей фазы и даже участков расплавленного вещества. Присутствие там слоистого силиката — минерала с анизотропной структурой — может объяснить существование слоя пониженных скоростей, залегающего в океанах на глубинах более 50, а на континентах — не менее 150—200 км. Наличие сиботаксических гидроксилсодержащих группировок со слоистой структурой в изначальном толеитовом расплаве, отчасти сохраняющихся в нем до низких температур и входящих при кристаллизации в состав гелеподобных позднемагматических фаз типа палагонит-хлорофита, обеспечивает долгое удерживание летучих компонентов в связанном состоянии, малую вязкость лав и удивительную текучесть покровов базальтовых лав (траппы) на расстоянии до сотен километров.

Типоморфное вещество субстрата для ультраосновного типа магмы — метасиликат (орто- или клинопироксен). Сейчас большинство петрологов считают, что верхняя мантия сложена ультраосновными породами (гранатовые, шпинелевые перидотиты и пр.). Однако в последнее время уже появились косвенные петрографические данные о возможном преимущественно пироксенитовом составе верхней мантии или ее частей [110 и др.]. Факты получены при изучении состава включений в горных породах глубинного происхождения: наличие обломков шпинелевых и гранатовых пироксенитов в трубках взрыва эссекситового состава Южного Гиссара [143], Восточного Памира [54], Минусинской впадины [110], в камptonитах Южной Джунгарии [55] и других районов мира. Область генерации ультраосновной магмы находится в верхней мантии, по-видимому, от подошвы волновода до границы с нижней частью верхней мантии (иначе, до кровли средней мантии).

Группы «точечных» очагов нульмерного уровня зарождения щелочной магмы, характеризующейся наибольшей глубиной, располагаются в пределах низов верхней мантии\*. В 1972 г. Г. Д. Ажгирей высказал мнение, что континентальная кора образовалась за счет привноса значительной части кремнезема, щелочей и воды, поступавших не из верхней мантии, а из нижних слоев мантии. В. В. Белоусов [13] и А. Д. Щеглов [206, 208] склонны опускать первопричину процессов тектоно-магматической активизации в нижнюю мантию. В соответствии с нашей концепцией, возникновение щелочной магмы — качественное отражение активизации.

Предполагаемый модельный минерал собственно щелочной магмы (формация агпайтовых нефелиновых сиенитов) —

---

\* Нижнюю границу литосферы также следует опустить, причем не до глубины 80—100 км, как предлагают некоторые исследователи, а еще ниже: до уровня, ответственного за проявление максимально глубинных тектоно-магматических процессов, с которыми связана щелочная магма.

ортосиликат натрия  $\text{Na}_4\text{SiO}_4$ . Весьма вероятно, что мантия содержит на глубинах 300—400 км участки, обогащенные щелочами, главным образом натриевыми соединениями ( $+\text{NaF}$ ,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ). Последние служат источником самых глубинных интрателлурических (Э. П. Изох), или трансмагматических, сквозьмагматических (Д. С. Коржинский, Ю. А. Кузнецов), растворов. Избыток натрия в магме щелочного типа обусловлен наличием нормативного (и модалного) нефелина и участием метасиликата натрия  $\text{Na}_2\text{SiO}_3$  в процессе затвердевания расплава. Соединения типа  $\text{Na}_4\text{SiO}_4$ , по-видимому, более метастабильны и распадаются при изменении  $p - T$ -условий.

Чем больший градиент  $p - T$  наблюдается от места зарождения расплава того или иного состава до места становления в виде геологического тела ( $p$  и  $T$  конечного состояния для пород всех составов одинаковы — закристаллизованные, «холодные» тела), тем больше вероятность несохранения модельного минерала исходного расплавленного субстрата в составе кристаллической горной породы. Градиент  $p - T$  увеличивается в соответствии с ростом глубины зарождения магм: кислая — основная — ультраосновная — щелочная. Аналогичным образом ведут себя и модельные соединения: четкая роль кварца для магмы кислого типа, но уже для основной магмы «наследственный признак» не проявлен открыто.

Применительно к типу ультраосновной магмы можно установить, что генетическим кодом служит минерал типа магнезиального пироксена. Однако для щелочной магмы наследственность совсем затусована. «Модельный минал» не сохраняется вовсе. Лишь на основании лейкократового характера, особой роли натрия в валовом составе, наличия в аналоговых физико-химических системах метасиликата натрия, определенного спектра летучих компонентов (см. гл. V) можно допускать существование первичного соединения типа ортосиликата натрия. При отклонении от «нормального» процесса зарождения расплава, когда определяющую роль начинает играть другой минал, возникают более редкие типы горных пород: граниты рапакиви, анортозиты и т. д.

ГЛАВА V

## **СООТНОШЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ И ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ В СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ (модель 5)**

Закономерное изменение количества, а также состава и свойств летучих компонентов, в первую очередь воды, с изменением химического состава магмы [202] и термодинамических условий ее зарождения и дифференциации обосновывает очень важное для петро-

логии положение [12], что летучие играли «одинаковую роль с силикатной частью» расплава. Они находятся «в состоянии химического равновесия с расплавом» [38].

Рассматриваемая модель описывает соотношение определенных комплексов ювенильных летучих и петрогенных (анионные радикалы, катионы) компонентов применительно к характеристическим горным породам, являющихся упрощенными химическими аналогами типов первичной магмы.

Проблема поведения летучих компонентов в мантии и земной коре в связи с уровнями магмообразования включает вопросы о количестве, составе, фазовом состоянии, свойствах летучих компонентов и их динамике в зависимости от состава, глубины залегания и физико-химических параметров субстрата.

Ответы на эти вопросы определяют конкретное содержание модели (табл. 6). Первичным материалом для модели послужило обобщение данных по: а) петрографическим, петрохимическим и физическим особенностям минералов, парагенезисов минералов и расплавов, особенно содержащих элементы переменной валентности — в основном железо, а также воду (гидроксил-ион) и другие летучие; б) определению состава и количества летучих компонентов непосредственно в областях современного вулканизма (лавовые озера, потоки, фумаролы); в) анализу газовой фазы, извлеченной из твердых горных пород и включений в минералах; г) экспериментальному физико-химическому моделированию в минералогии и петрологии (синтез и условия устойчивости водосодержащих фаз, системы типа силикат + летучий и т. д.), а также физическому моделированию поведения летучих в условиях повышенных температур и давлений; д) расчетам термодинамических величин (фугитивность воды, кислорода, водорода и пр.) с учетом факта, что порядок рассчитанных величин фугитивностей кислорода, например для базальта и андезита, совпадает с аналитическими величинами, определенными на природных или искусственных объектах.

В основу модели поведения летучих компонентов положены ранние идеи Ф. А. Летникова и В. А. Нарсеева [118, 145], а также автора [96—98, 101, 202]. Каждый из устанавливаемых четырех типов первичных магм (щелочная, ультраосновная, основная и кислая) вследствие самостоятельности развития и механизма зарождения, близкого к полному плавлению, возникает за счет собственного субстрата. Подобная гетерогенность коровых и подкоровых горизонтов предопределяет существование четырех условных глубинных «уровней» режима летучих компонентов, связанных с областями образования магмы: три в пределах мантии и один в земной коре.

Самостоятельность первичных магм и их субстратов применительно к уровням магмогенерации определяется в основном по геологическим данным. В пользу гипотезы о самостоятельности различных типов магм склоняют: раздельность возникновения

## Модель соотношения петрогенных и летучих компонентов

Анионный радикал	Катион	Типоморфные летучие компоненты	Сквозные летучие компоненты	Горная порода	Тип магмы	Характеристический минерал парагенетической ассоциации (эвтектики, системы)	Предполагаемое соединение модельных катиона и аниона	Предполагаемое соединение (комплекс) летучего и петрогенного компонентов
$[\text{SiO}_3]_0^{4-}$ (0)	$\text{Na}^+$	Фтор, хлор, фосфор, $(\text{CO}_2)$ (0)	Вода, сера, водород, углерод, углеводороды	(Агпайтовые) Нефелиновые сиениты, (карбонатиты) (0)	Щелочная	Ортосиликат натрия (?)	$\text{Na}_4\text{SiO}_4$ (0) (?)	$\text{NaF}$ , $\text{NaCl}$ $(\text{Na}_2\text{CO}_3)$
$[\text{Si}_2\text{O}_6]_\infty^{4-}$ $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_\infty^{6-}$ (1)	$\text{Mg}^{2+}$	Водород, окись углерода, углеводороды (1)	Углекислый газ, вода, сера, фосфор, хлор, фтор	Гипербазиты (1)	Ультраосновная	Ортопироксен	$\text{MgSiO}_3$ (1)	$(\text{Mg}_2\text{SiH}_4\text{O}_6)$
$[\text{Si}_2\text{O}_5]_{2\infty}^{2-}$ (2)	$\text{Al}^{3+}$	Гидроксил-ион, вода (2)	Водород, углекислый газ, сера, фосфор	Базальты (2)	Основная	Слоистый силикат алюминия (?)	Типа $[\text{Al}] \times$ $\times [\text{Si}_2\text{O}_5] \dots$ (2)	$[\text{AlOH}]^{2+}$
$[\text{SiO}_2]_{3\infty}$ (3)	$\text{Si}^{4+}$	Кислород	Вода, бор, хлор, фтор	Граниты (3)	Кислая	Кварц	$\text{SiO}_2$ (3)	$\text{SiO}_2$

Примечание. Цифры в круглых скобках — размерность.

образований в пространстве (на площади) и во времени; частично параллельное эволюционное развитие производных щелочного, ультраосновного, основного и кислого типов магм с необратимо направленным рядом максимумов проявления каждого из них в течение огромных интервалов времени в рамках тектоно-магматического цикла развития геосинклинально-складчатых областей; отличия в глубинности зарождения (по геолого-петрографическим и экспериментальным данным); специфичность «магмоконтролирующих» тектонических структур первого порядка (геосинклинали, платформы, рифтогенали, области активизации) и геометрических классов форм тел и структурных элементов и т. д.

Первым и наиболее важным признаком, отражающим механизм и условия образования того или иного расплава, служит форма очагов. Пространственная структура очагов, как было показано, дискретно изменяется от точечной и линейной через плоскостную, двумерную, к объемной, трехмерной, в направлении щелочная — ультраосновная — основная — кислая магмы.

Отсюда следует важный вывод о том, что геометрия самих уровней магмогенерации, определяемая геометрией совокупности, «множества», очагов магмы известного типа, не остается постоянной, а изменяется с глубиной при переходе от одного типа магмы к другому (рис. 2).

Гранитоидный уровень магмообразования представляет собой серию, «счетное множество», объемно-трехмерных очагов гранитной магмы с тремя составляющими значительных размеров, занимающих определенный интервал по вертикали. На этом основании он должен быть отнесен к трехмерному уровню в пределах земной коры.

Уровень генерации магм основного состава представлен множеством наклонных или субгоризонтальных очагов плоскостной морфологии и поэтому является двумерным: наблюдаются два измерения сходного порядка, тогда как третье (мощность «слоя»)

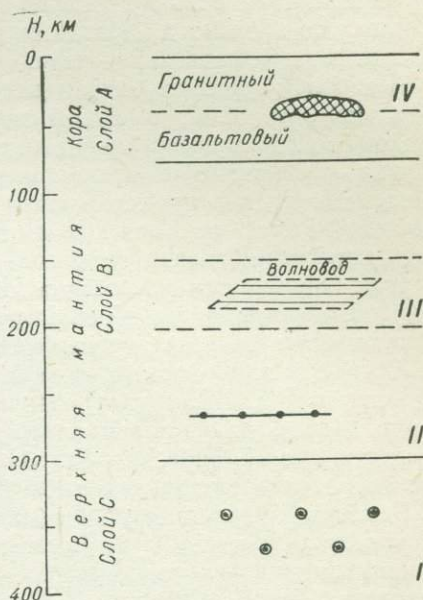


Рис. 2. Изменение геометрии уровней генерации типов родоначальных магм в зависимости от относительной глубины. Разрез верхней части земного шара приводится в соответствии с данными К. Буллена и Б. Гутенберга.

I — щелочная магма, II — ультраосновная, III — основная, IV — кислая.

порядка сотен метров — первых километров имеет подчиненное значение.

Уровень зарождения ультраосновных магм, если исходить из цепочечно-линейно-одномерной формы очагов, топологически одномерный; подавляющее развитие имеет одно измерение — субгоризонтальное, или протяженность уровня. Морфология этого уровня, по-видимому, сравнима с морфологией основания зон разломов глубокого заложения.

Щелочной уровень магмогенерации, как следует из субизометричной, узловой, точечной морфологии материнских очагов, являет собой пример прерывистого, дискретного, нульмерного уровня, состоящего из нескольких групп мелких изолированных очагов. Последние проектируются на поверхность в виде грушевого или кучного распределения интрузий щелочных пород в областях пересечения сверхглубинных (трансформных?) разломов.

Положение о сильно восстановительной обстановке и «сухости» мантийного материала, обосновывающееся очень низкой степенью окисленности железа [меньше 0,1—0,3 (судя по отношению  $Fe_2O_3/FeO$  в наиболее сухих разновидностях базальтов, включая океанические [221], и ультраосновных пород)], малой величиной парциального давления кислорода  $p_{O_2}$  (порядка фугитивности кислорода для буфера  $Fe-Fe_{1-x}O$  [218]), увеличением с глубиной парциального давления углекислого газа и водорода, относительно.

Степень окисленности физико-химической среды генерации и становления расплавов, насколько можно судить, возрастает в направлении ультраосновная — основная — кислая — щелочная магмы (Н. И. Хитаров, Е. Садецки-Кардош и другие). Максимальная окисленность производных щелочного типа магмы не противоречит наибольшей глубинности зарождения этой магмы в наиболее, казалось бы, восстановительной обстановке верхней мантии, ибо своим происхождением она обязана определенному комплексу имманентных летучих компонентов. Этот особый спектр летучих включает главным образом фтор и хлор (фосфор, отчасти углекислый газ), которые являются сильнейшими окислителями по сравнению с летучими компонентами, генетически связанными с остальными типами магмы (табл. 6).

Данные, полученные В. И. Герасимовским, Е. В. Свешниковой и В. В. Даниловой, О. А. Воробьевой [41], Л. Н. Когарко и И. Д. Рябчиковым [85—87], позволяют обоснованно приписать щелочной магме свой комплекс летучих компонентов. Результаты изотопного анализа включений в минералах из щелочных пород (Хибинский, Ловозерский и другие массивы) подтверждают заключение о первично-ювенильном происхождении углерода, углекислого газа и углеводородов [43].

Щелочные породы (агпайтовые нефелиновые сиениты), имея максимальную степень окисленности железа, большую, чем граниты, содержат больше летучих компонентов (фтор, хлор, углекислый газ) по сравнению с гранитами [86]. Последние связы-

ваются в соединения, комплексы преимущественно с натрием, калием и алюминием. Потенциал алюминия, как и его абсолютное содержание, в щелочных породах по сравнению со всеми остальными горными породами наиболее высок, но максимальная активность щелочей ставит именно их, и в первую очередь натрий, в разряд ха-рактеристических, модельных, катионов магмы щелочного типа. Этому же (сильное комплексообразование) способствует заметная концентрация в щелочной магме воды [86]. Подобный набор летучих компонентов с повышенным содержанием галогенов способствует исключительной роли их в магматической и кристаллизационной дифференциации и возникновении явлений расслоенности и несмесимости. Последним объясняется разнообразие петрографических разновидностей, фаций, дифференциатов, фаз, наблюдаемое в действительности.

Данные табл. 6 указывают на преимущественную связь галогенов в щелочных расплавах с катионами (натрий), но не анионными радикалами. Особая ветвь щелочной магмы — карбонатитовая (Са- и Na-карбонатиты) — своим возникновением обязана ювенильному углекислому газу (экспериментальные модели П. Вилли и других).

Вопрос о наличии углекислого газа в газовой фазе мантии исследуется [235]. Эффект углекислого газа в присутствии воды при относительно низких давлениях обратен эффекту воды. Наличие углекислого газа увеличивает температуру плавления не менее чем на  $100^{\circ}\text{C}$ . Однако противоположное действие его уменьшается с повышением давления. При давлении выше  $15\text{ кгс/см}^2$  (давление в опытах Р. Хилла и А. Бетчера [227] не превышало  $30\text{ кгс/см}^2$ ) различие эффектов обоих летучих исчезает из-за резкого повышения растворимости углекислого газа в расплаве.

Геологические факты: связь с особой стадией развития земной коры (области автономной активизации), приуроченность к тектоническим узлам как единицам геоструктур первого порядка, точечная форма массивов центрального типа и материнских очагов — подтверждают реальность самостоятельного дискретного уровня генерации магмы щелочного типа и, следовательно, сопутствующего ему галоидно-углекислого уровня.

Сейчас представляется возможным более последовательное и дробное расчленение двух крупных «полярных» групп магм — кислой (кислородная ветвь) и ультраосновной — основной (водородная ветвь), ранее намеченных Ф. А. Летниковым, В. А. Нарсеевым и автором.

По величинам изобарного потенциала элементов катионы образуют ряды, различающиеся «силой сродства» к кислороду, водороду, гидроксилу, фтору, хлору и сере [145]. Закономерное раз-нопорядковое изменение количества, состава и свойств летучих компонентов в гетерогенных магмах различного состава [202 и др.], строгие вариации отношений  $p_{\text{H}_2}/p_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $p_{\text{H}_2}/p_{\text{O}_2}$  [129, 194], изменение функций воды, углекислого газа и других

летучих с ростом температуры и давления [164, 195, 227] — все эти свойства летучих компонентов дают необходимую основу для возможности различения и остальных типов первичной магмы по генетическому комплексу изначально присущих ей летучих компонентов.

Постепенное ослабление восстановительных условий с переходом от уровня зарождения магм ультраосновного состава через уровень магм основного состава к верхнему гранитоидному уже в пределах земной коры вызвано вариациями в системе С—Н—О. Главное следствие, вытекающее из изучения этой системы [223], заключается в усилении роли углеводородов ( $\text{CH}_4$  и пр.) в мантии за счет исчезновения условий для возникновения воды. Этот факт неоднократно подчеркивался в статьях В. С. Соболева и др. [169], а недавно разобран в работе Э. Б. Чекалюка [195].

По мере роста глубины, температуры, общего и одностороннего давления происходит последовательная смена ведущей роли окислительных соединений, главным образом кислородных восстановительными: кислородные — гидроксил-водные — водород-углеводородные. Естественно, что это находит непосредственное отражение в изменении геометрии очагов и далее форм интрузий, особенно четко выраженное на примере тел центрального типа (трубки взрыва кимберлитов, концентрически-зональные плутоны щелочных пород) и прямо обусловленное различиями в механизме генерации магм. В том же направлении, по-видимому, возрастает доля участия быстрых (взрывоподобных) процессов, вплоть до протекания цепных разветвленных реакций [12] со взрывом между водородом и кислородом, углеродом, водородом и кислородом.

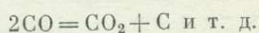
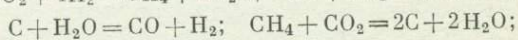
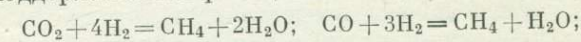
Как подчеркивалось ранее автором [94, 96 и др.], закономерности вариаций состава и степени восстановленности глубинной «атмосферы» в значительной мере определяются обратными соотношениями парциальных давлений водорода и кислорода, а в целом отношениями  $p_{\text{H}_2}/p_{\text{O}_2}$  и  $p_{\text{H}_2\text{O}}/p_{\text{CO}_2}$  (обратные соотношения углерода и кислорода). Это обусловлено реакцией типа  $[\text{H}_2\text{O}] = = [\text{H}]^2 \cdot [\text{O}]$ . Таково важное физико-химическое следствие из состава и строения молекул воды, что вызывает дифференцированное влияние водорода и кислорода на поведение порообразующих минералов и изменение кислотно-основных функций воды с повышением температуры.

Важно подчеркнуть, что каждой магме соответствует свой парагенезис флюидов. Первоначальные различия в спектре летучих на момент формирования расплава предопределяют становление и существование в природе в той или иной степени насыщенных летучими компонентами горных пород: «мокрых» и относительно «сухих». Это более или менее насыщенные водой, углекислым газом, фосфором, водородом и т. п. «базальты и базальты», граниты субсолъвус и гиперсолъвус, «трахибазальты и трахибазальты», «перидотиты и перидотиты», «сухие» гранитоидные батолиты (исходная высокотемпературная магма среднего состава) и «мок-

рые» массивы гранитов (исходная более низкотемпературная магма кислого-ультракислого состава) и т. д.

Модель магматической эволюции применительно к дискретным уровням магомгенерации и, следовательно, условным «газовым уровням» включает, таким образом, четыре самостоятельные ветви расплавов и связанных с ними растворов собственно магматической, поздней и постмагматической стадий: галоидно-углекислая (тип собственно щелочной магмы и карбонатиты), (угле)водородная (тип ультраосновной магмы), гидроксил-водная (тип основной магмы) и кислородная (тип кислой, гранитной, магмы).

Динамическое равновесие в магматических системах нижних уровней поддерживается реакциями [33, 66]:



Как видно из модели (табл. 6), для типа ультраосновной магмы корреляция характеристических анионного радикала (одномерный), катиона (магний), летучих (водород) обосновывает существование генетической связи этих компонентов в глубинной модификации обычных силикатов с цепочечным каркасом радикала, т. е. орто- и клинопироксенов. Первые эксперименты подобного рода уже поставлены. К. Скларом [232] синтезированы пироксены состава  $\text{Mg}_2\text{SiH}_4\text{O}_6$ . Полиморфы гидроксилированных пироксенов изоструктурны энстатиту и клиноэнстатиту. Они устойчивы при давлениях выше 40—100 кгс/см<sup>2</sup> и температурах 500—1200° С. Реакция  $\text{Mg}_2\text{SiH}_4\text{O}_6 \rightleftharpoons \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$  может способствовать появлению заметных количеств воды в верхней мантии.

Ссылаясь на синтез гидроксилированных пироксенов в системе  $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ , показавший, что на глубинах 200 км или более вода может быть связана в синтезированных фазах, И. Ламберт и П. Вилли [228] предлагают оригинальную модель. Зона мантии с «интерстициально обводненной магмой» располагается между двумя «пластинами», слоями, мантии, в веществе которых вода находится в связанном состоянии: сверху в роговой обманке и флогопите, снизу в глубинных модификациях пироксенов.

Данные фазы бароустойчивы по сравнению с обычными силикатами, являясь их своеобразными глубинными эквивалентами. Здесь происходит изоструктурный изоморфизм по схеме  $\text{SiO} \rightleftharpoons \text{OH}$ . Не менее важна возможность образования приблизительно на этом же уровне шпинелевых структур с использованием углерода, основанных на группах  $\text{CO}_4$  [224].

Еще В. И. Вернадский [33] писал, что магма является местом синтеза воды за счет реакций между ювенильным водородом и другими летучими. К признанию этого факта склонялись Д. С. Белякин и И. В. Белов [12].

Приводимые данные позволяют уточнить, что местом синтеза воды служит преимущественно расплав (андезит-) базальтового

состава: гидроксил-водная эволюционная ветвь магмы. Недавно положение об образовании воды «во флюидах мантии» за счет реакций между углекислым газом и углеводородами или водородом снова подчеркнуто В. С. Соболевым и Н. В. Соболевым [173].

Двумерный уровень генерации магм основного типа предположительно приурочен к волноводу Гутенберга, в сложении которого, вероятно, большую роль играет, как следует из моделей, приведенных в табл. 5 и 6, минерал типа алюминиевого силиката с листоватой структурой двумерного анионного радикала, содержащий воду (гидроксил-ион) и обеспечивающий в основном существование зоны пониженных сейсмических скоростей.

Отметим, что Г. С. Йодер [79] допускает наличие в верхней мантии, сложенной, по его представлению, гранатовым перидотитом, гидратированных алюмосиликатов типа  $KAlSi_3O_8 \cdot nH_2O$ , более плотных, чем их безводные аналоги.

Лишь достаточное количество кислорода — высокое  $p_{O_2}$  — способствует образованию соединений с высокой кислородной координацией катионов —  $SiO_2$  [117]. Подобные условия отсутствуют в верхней мантии и появляются только в пределах земной коры, в областях гранитообразования. Падение  $p_{O_2}$  с глубиной и направленность изменения, перестройки, силикатных построек от  $SiO_2$  до радикала  $SiO_4^{4-}$  связаны с уменьшением «среднего числа кислородной координации» от 12 для  $SiO_2$  до 6 у  $SiO_4^{4-}$ , по Б. И. Мархасеву [117].

Косвенными признаками наличия летучих компонентов в мантии [111] помимо присутствия в породах ювенильных (по изотопам) водорода, кислорода, воды, углерода, углекислого газа, углеводородов, серы, а также фтора, фосфора служат находки биотита, первичного (?) флогопита, титанклиногумита [220, 230] в глубинных включениях из базальтов и кимберлитов.

К проблематичным водосодержащим фазам мантии относятся пирофиллит  $Al_2[Si_4O_{10}] \cdot [OH]_2^*$ , серпентин, тальк, брусит, глаукофан, лавсонит, устойчивые при сверхвысоких давлениях [79, 111].

Количество летучих компонентов в верхней мантии равно долям процента — первым процентам. Независимо от процентного содержания летучих в мантии, количество их в образующейся магме близко к достижению состояния насыщения, на что указывал Г. С. Йодер. Состояние воды и прочих летучих в верхней мантии разнообразно [79, 111, 224, 229]. Они присутствуют в диссоциированной форме в решетке минералов или расплавленном веществе; в молекулярно-атомной форме; в свободной фазе во включениях в минералах или в интерстициях (поровая, межгранулярная вода); в комбинированной форме, образуя замещения типа

\* Алюминиевый водосодержащий силикат с листоватой структурой кремнекислородного остова.

$\text{SiO} \rightleftharpoons \text{OH}$ ,  $\text{AlO}_4^{5-} \rightleftharpoons \text{CO}_4^{4-}$ , в виде твердых растворов с высокоплотными минералами.

Двух- и трехатомные молекулы газов типа  $\text{AX}_2$  имеют «линейное» строение; трехатомные типа  $\text{A}_2\text{X}$  — уголковое. Молекулы типа  $\text{CH}_4$  являются плоскими. Чаще молекулы типа  $\text{AX}_4$  имеют связи, ориентированные под тетраэдрическими углами [205; 49, с. 209—210].

Специфика спектра типоморфных летучих компонентов, генетически связанных с четырьмя типами первичных магм, помимо химического состава и типа модельных катионов  $\text{Na}^+ - \text{Mg}^{2+} - \text{Al}^{3+} - \text{Si}^{4+}$ , возможно, дополнительно обусловлена топологическими особенностями молекул газов, иначе говоря, степенью соответствия размерностей молекул газов и кремнекислородных анионных радикалов.

Фтор, хлор и углекислый газ по пространственному расположению атомов в молекулах являются нульмерными (цепочки  $\text{F}-\text{F}$ ,  $\text{Cl}-\text{Cl}$ ,  $\text{O}=\text{C}=\text{O}$  типа «отрезка с двумя концевыми точками», валентный угол их равен  $180^\circ$ ), углеводороды одномерны, а соединения типа  $\text{H}_2\text{O}$ , являющиеся нелинейными молекулами с валентным углом около  $105^\circ$ , могут быть отнесены к двумерным.

Предлагаемая типовая формализованная петрологическая модель согласуется со следствиями из модели «изначально гидридной Земли» [112] и термодинамической модели состава ядра и мантии Земли [179]. В соответствии со значительно более ранними воззрениями В. И. Вернадского [33] и Е. Садечки-Кардоша [165], с глубиной (вплоть до ядра Земли \*) происходит усиление роли водорода и его соединений. О значительной роли водорода и других летучих в верхней мантии при зарождении базальтовой и прочих магм говорят даже петрографические факты, полученные автором [94] и рядом других исследователей, включая непосредственные определения Л. В. Агафоновым, Г. М. Войтовым и другими количества и состава газов в вытяжках из изверженных горных пород разнообразного состава.

Таким образом, анализ взаимосвязи состава, свойств и количества летучих и петрогенных компонентов довольно определенно свидетельствует в пользу геолого-петрологических данных о существовании четырех самостоятельных типов первичных магм

---

\* Будущая корректная модель строения Земли по оболочкам вдоль радиуса, по-видимому, явится синтезом несколько уточненных моделей В. И. Вернадского, В. Н. Ларина, В. А. Твердохлебова, Л. Л. Перчука и А. А. Маракушева. На данный момент правдоподобно допустить следующую сугубо предварительную модель, основываясь на материалах указанных исследователей: внутреннее ядро — водород («металлизированный»); внешнее ядро — водород плюс гелий; нижняя мантия — гидриды лития и других (?) легких металлов; средняя мантия — гидриды тяжелых металлов, карбиды, галюиды ( $\text{NaF}$ ), карбонаты ( $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{CaCO}_3$ ), метан; верхняя мантия — углеводороды, карбиды, сульфиды, металлы (нетяжелые), силикаты; земная кора — силикаты, тяжелые металлы, окислы ( $\text{SiO}_2$ ), кислород.

и в известной мере способствует решению задачи по созданию корректной модели строения и состава мантии.

В неоднородно-слоистом субстрате верхней (и нижней?) мантии и земной коры, в зонах магмогенерации в период возникновения расплавов различается вполне закономерный спектр уровней, характеризующихся определенным составом, содержанием и свойствами летучих компонентов, стремящихся восстановить химическое равновесие с веществом. Естественно, что резких границ они не имеют, выделяются только по относительной роли летучих компонентов, хотя обладают и абсолютными отличиями. Именно дифференцированное влияние указанных летучих компонентов следует принимать во внимание при построении и изучении той или иной физико-химической системы (силикаты + летучий) — аналога определенного типа первичной магмы.

Между базальтами (диабазами), с одной стороны, и андезитами — с другой, не устанавливается резких различий по комплексу ювенильных летучих компонентов. Просто андезитовому расплаву свойственно несколько большее количество воды и углекислого газа по сравнению с базальтовым.

## ГЛАВА VI

### **МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ**

В основу выяснения происхождения парагенезов изверженных пород — магматических формаций — положен тот же метод геометрического моделирования. Набор и условия возникновения главных формационных типов, представленных в природе, выводятся теоретически с использованием ограниченного числа достоверных геологических фактов. Большая часть последних уже приводилась выше. Ниже мы кратко суммируем их применительно к происхождению формаций.

Среди магматических формаций нами различаются формации «чистой» и «переходной» линий. К первым относятся естественные ассоциации горных пород, производные четырех типов родоначальных магм: кислая К, основная О, ультраосновная У и щелочная Щ, возникающие в пределах дискретных глубинных уровней генерации путем плавления вещества земной коры (К) и мантии (О, У и Щ; перечислены в порядке увеличения глубинности зарождения). Ко вторым — производные наиболее распространенных родов (и видов) магм (магмы переходного типа, или второго порядка): щелочно-ультраосновная ЩУ, щелочно-основная (щелочно-базальтоидная, щелочно-габброидная) ЩО, габбро-перидотитовая ОУ, среднего состава С — андезитовая) и щелочно-кислая (щелочно-гранитная или трахилипаритовая) ЩК).

Формации К — позднеорогенные гранитовые (нормально- и ультракислые граниты, эффузивный аналог — липаритовые формации), представлены средними и крупными интрузивными массивами, батолитами (3) \*. Они располагаются в зонах межформационных швов, отслоения, обычно в сводах геоантиклинальных поднятий (3), которые являются основными структурными элементами геосинклинально-складчатых областей ГСО (3).

Формации О (кварц-толеитовая на континентах, оливин-толеитовая в океанах и др.) сложены телами трещинного типа излияния — покровами (2), заполняющими площадные структурные элементы типа синеклиз, антеклиз, мульд (2). Последние служат определяющими составными частями платформ Плт — кратонов и талассократонов (2).

Формации У (альпинотипных гипербазитов, или дунит-гарцбургитовая) образованы поясами мелких интрузий и крутых трещинных плутонов (1), трассируют континентальные швы (1) — зоны разломов глубокого заложения — или приурочены к рифтам срединно-океанических поднятий — георифтогеналям Грг (1).

Формации Ц (формация агапитовых нефелиновых сиенитов типа Хибинской и Ловозерской интрузий на Кольском полуострове) представлены единичными массивами центрального типа внедрения (0) или группами их, которые контролируются тектоническими узлами, структурами зон пересечений (сверх) глубинных разломов (0) — главные элементы строения областей автономной активизации ОАА (0).

Четырем классам качественно и количественно различных геоструктур первого порядка в пределах литосферы, элементов структурного контроля, тел изверженных горных пород отвечают четыре типа родоначальных магм, производные которых образуют магматические формации чистой линии.

Геометрическое представление подобного рода позволяет рассмотреть любые возможные случаи появления типичных магматических формаций, особенно переходной линии, выяснение генезиса которых является одной из важнейших задач формационного анализа (рис. 3). Как видно из рис. 3, существование четырех типов геоструктур и магм первого порядка определенно обеспечивает появление пяти родов магм второго порядка.

При зарождении магмы формаций чистой линии происходит миграция источника энергии в пределах единого, относительно однородного уровня исходного субстрата (некоторого интервала глубин) магмогенерации. Или наоборот: источник энергии неподвижен, а перемещается субстрат, подвергающийся плавлению, или мигрируют оба в противоположных направлениях (см. табл. 3).

Представители названных формаций переходной линии возникают в зонах сочленения тектонических элементов первого порядка, т. е. пространственно связаны со структурами второго

\* Цифры в скобках — размерность.

порядка \*, во временном отношении условно соответствуют периодам смены режимов на границе возрастных стадий геосинклинально-складчатой области. Каждой стадии последней как геоструктуре максимальной структурно-вещественной сложности отвечает свой гомолог в виде тектонического элемента первого порядка более низкой сложности (рис. 1 и 4).

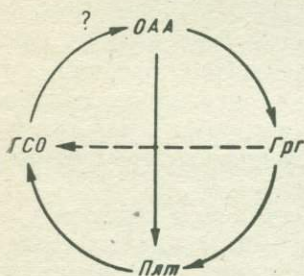
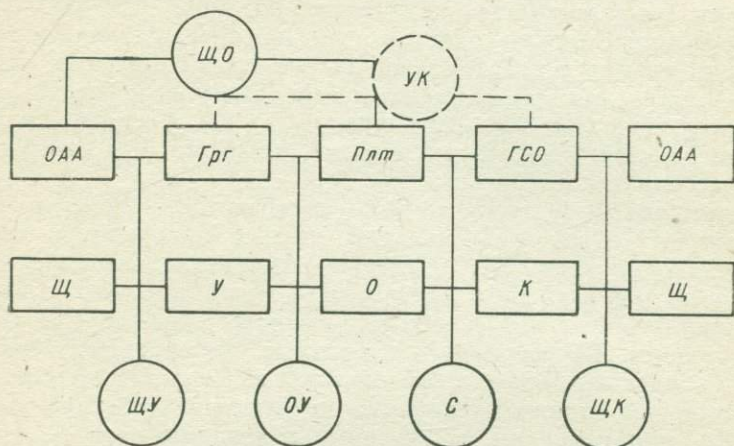


Рис. 3. Взаимосвязь тектонических элементов I порядка, типов и родов магм.

ОАА — область автономной активизации, Грг — георифтогеналь, Плт — платформа, ГСО — геосинклинально-складчатая область. Типы магм: Щ — щелочная, У — ультраосновная, О — основная, К — кислая. Роды магм: ЩУ — щелочно-ультраосновная, ОУ — габбро-перидотитовая, С — среднего состава (андезитовая), УК — ультраосновного — кислого состава, ЩК — щелочно-кислая.

Области автономной и отраженной активизации (нульмерные «фигуры») — соответственно структуры I и II порядков минимальной сложности с присущими им формациями субщелочного и щелочного состава могут возникать: а) в пределах любых остальных геоструктур в виде структур тектонических узлов или континентальных «конечных» рифтов (действительно накладываются на все типы структур); б) на пересечении сверхглубинных — трансформных (?) — разломов (океанические вулканы со щелочными лавами); в) при вхождении георифтогенали в область платформы (типа восточноафриканских и деканских рифтов, находя-

\* В 1958 г. Т. Н. Иванова, выступая в дискуссии на II Всесоюзном петрографическом совещании, говорила, что «... объединение магматических формаций, относящихся к структурам первого и второго порядков по величине, является неправильным» [73, с. 155—156].



к ЩУ добавляется ЩО, а на стыке с геосинклинально-складчатой областью наряду с двумя предыдущими появляется формация ЩК. ЩУ, ЩО и ЩК — типоморфные формации, образующиеся на стыке отмеченных геоструктур областей отраженной активизации ООА, являющихся, следовательно, структурами второго порядка. Отсюда становится понятным возникновение в современных областях активизации геосинклинально-складчатых систем, иначе говоря, в областях активизации отраженного типа (самых сложных из структур отраженного типа), всех трех магматических формаций ЩК, ЩО и ЩУ.

Магматизм областей отраженной активизации, охватывающий спектр формаций (схематично от ранних к поздним) К' — С' — ЩК — О' — ЩО — ОУ' — У' — ЩУ — (Щ) (рис. 4), в действительности представляет собой сжатое отражение всего магматизма геосинклинально-складчатой области в «микромасштабе». Он характеризуется тем же набором, но с обратным порядком, значительно меньшим объемом производных и качественно новым в деталях составом. Подобный спектр есть результат повторного плавления глубинных уровней, пройденных в противоположном относительно геосинклинально-складчатой области порядке (сверху вниз). На смену направленности магматического процесса на противоположную в ряду геосинклиналь — складчатая система указывал еще Ю. А. Билибин.

Из меньшей продолжительности жизни области отраженной активизации по сравнению с остальными геоструктурами следует, что скорость перемещения источника энергии (плавления) в первой значительно выше, чем при протекании тектоно-магматического процесса в других геоструктурах. Возможно, дело не в увеличении скорости, а в уменьшении мощности, утонении, слоев глубинных субстратов. Вторичное прохождение тех же уровней в обратном порядке, естественно, сказывается на облике всех формаций нормального ряда стадии активизации. Поэтому к буквенным обозначениям данных формаций добавлен штрих. С этим же, по-видимому, связана их металлогеническая продуктивность: повышенная концентрация рассеянных элементов-примесей за счет вторичной отгонки.

Более редкие магматические формации щелочно-среднего состава ЩС: трахиандезит-трахидацитовая, щелочно-сиенитовая и другие — возникают при наложении области активизации (щелочные магмы-растворы) на инверсионные (типоморфный магматизм среднего состава) и раннеорогенные структуры. Они являют собой, таким образом, пример производных магм третьего порядка (виды магм) и контролируются структурами аналогичного порядка. Сюда же относятся формации кисло-среднего (гранодиоритовые), основно-среднего составов (андезит-базальтовые) и прочие парагенезы пород, производных видов магм.

Возникновение формаций ЩУ соответствует смене режима (палео)активизации рифтогенальным. Вследствие того что фор-

мации Щ (и ЩУ) как представители самой ранней стадии геосинклинального режима часто не сохраняются (или не выявлены? \*), ЩУ более полно проявлены в платформенных условиях аналогично появлению магмы ЩО там же, в краевых частях платформ (например, северная периферия Сибирской платформы). К этому роду магм условно тяготеет кимберлитовая магма. Несмотря на определенно ультраосновной состав, некоторые черты (наложение щелочных растворов, геоструктурное положение) говорят в пользу именно переходного характера кимберлитовой магмы.

Георифтогенали с поясами формации У располагаются на стыке: а) двух платформ (рифтовые долины срединно-океанических поднятий на границе двух талассократонов); б) геосинклинально-складчатой области и платформы (приуроченность поясов ультраосновных пород, трассирующих древние рифты, к краевым частям эвгеосинклиналей, к зоне их сочленения с палеоплатформой — Дарваз, Урал и т. д.). Не исключено, что георифтогенали формируются также за счет роста «точечной» или «линейной» области активизации по простиранию (с уменьшением глубины заложения).

В зоне перехода от георифтогенали к платформе возникает формация ОУ (габбро-перидотитовая, или дунит-пироксенит-габбровая). Она условно приурочена к тектонической перестройке на границе соответствующих стадий геосинклинального цикла, иначе говоря, параллелизуется со следующей по счету инверсией тектонических движений. Интрузии формации ОУ внедряются после плутонов формации альпинотипных гипербазитов У, становление которой знаменует заложение центральных рифтовых долин срединно-океанических хребтов. Сюда же, вероятно, следует относить магмы пикритовую, океанитовую, меймечитовую (ближе тяготеющие к типу У), а также давшую рудоносные, медно-никелевые, дифференцированные интрузии северо-западной окраины Сибирской платформы. В первую очередь наличие именно этой перестройки — инверсии (естественно, и более поздних) — обеспечивало образование механических протрузий гипербазитов (меланж), столь характерных для геосинклинально-складчатых областей.

Род магмы ультраосновного — гранитового состава УК (стык георифтогенали с геосинклинально-складчатой областью) представляет собой фактически «запрещенный» парагенез горных пород. Ибо эти структуры разделены в ходе эволюционного процесса временем образования платформы, точнее, платформенно-идной стадией эвгеосинклинали (рис. 3 и 4). Указанная ассоциация практически не встречается в природе. Случаи появления так называемой перидотит-габбро-диорит-гранитной формации весьма редки, но и тогда ультраосновные (и основные) породы

\* Выявление остатков древних щелочных образований ввиду их малого объема и масштабов распространения, возможного несохранения в последующие эпохи, слабой изученности магматизма самых ранних стадий геосинклинального цикла представляет значительные трудности.

принадлежат не к первой фазе, а по крайней мере к ксенолитам или обломкам корки массивов или же, скорее всего, к самостоятельной более древней формации.

Платформы с типоморфными формациями О образуются в результате миграции тектонических движений и магматизма от георифтогенали по латерали — видоизмененная концепция тектоники плит (перемещение линии дает поверхность).

Геосинклинально-складчатые области с типоморфными формациями К формируются (если опять-таки смотреть чисто в механико-геометрическом плане) путем перемещения части платформы в вертикальном направлении (прогибание), в частности вдоль линии сочленения кратонов (миогеосинклиналь) и талассократонов (эвгеосинклиналь). Геосинклинальный режим сменяет платформенный в рамках единого мегацикла эволюции.

Заложение геосинклинально-складчатых областей, как правило, по периферии платформ ведет к тому, что морфология первых частично определяется линейными очертаниями края последних. Таковы «фемические» геосинклинально-складчатые области типа вытянутого на тысячи километров Уральского пояса и геосинклинали островных дуг.

На стыке двух или более последовательно развивающихся складчатых систем, т. е. в наклонно-двумерной зоне сочленения трехмерных структур, наблюдаются формации С, тяготеющие к фокальному шву (зона Заварицкого — Беньофа). Эта трактовка их геологического положения не нова [15, 22], но в отличие от других является единственно приемлемой с точки зрения соответствия фактам и формализованной основы. С инверсией тектонического режима (и несколько позже) при смене геосинклинальной стадии орогенной, которые разделены эпохой складчатости [68], связано внедрение интрузий гранитоидных формаций: диорит-(тоналит)-гранодиоритового состава, «пестрых батолитов» или габбро-гранитных серий со значительной и даже преобладающей ролью разнообразных диоритов и гранодиоритов. Условия их появления были подготовлены в конце флишевой стадии, на которую приходится максимум андезитового вулканизма и затем внедрение габбро-плагиогранитных интрузий [68, с. 9].

Приуроченность эффузивных и интрузивных формаций среднего состава именно к инверсионной стадии стала подчеркиваться в самое последнее время [75, 91], хотя на этот важный факт обращалось внимание еще 15—20 лет назад [48, 65, 103].

Первые признаки комагматичности андезитовых и диорит-гранодиоритовой формаций уже получены на примере Восточно-Азиатского вулканогенного пояса [138, 170]. Так называемый переходный слой земной коры между материком и океаном, отвечающий по плотности, составу, скоростным характеристикам «диориту» [137], со смещением трассируется на поверхности вулканоплутоническими поясами.

Возникновение андезитовых, андезит-дацитовых формаций маркирует переход от современной океанической к континентальной коре (так называемая андезитовая линия), поэтому они характерны для стадии островных дуг (например, западной окраины Тихого океана) [8]. Учитывая большую роль андезитов в магматизме островных дуг, андезитовый (или гранодиоритовый) состав земной коры [180], соответствие в известном приближении островных дуг по уровню развития границе эвгеосинклинальной и орогенной стадий геосинклинально-складчатой области, началу формирования гранитного слоя [68], приходим к следующему естественному заключению. Андезиты (и дациты) представляют собой эффузивную фацию родоначальной магмы син- и отчасти раннеорогенных гранитоидных формаций: плагиогранитные, диорит-гранодиоритовые, умереннокислых гранитов, габбро-гранитные серии. Исходные магмы син- и позднеорогенных формаций (С и К) параллелизовались с разными источниками давно [18, 103]. Тем не менее почти все исследователи считали и продолжают считать формации С производными базальтовой магмы, что неверно. Л. П. Зоненшайн [68], пользуясь отличающимся от нашего методом, одним из первых подчеркнул необычайную близость состава габбро-плагиогранитных интрузий андезитам.

Перестройка режима на границе так называемых поздне- и посторогенной (постконсолидационной активизации) стадий маркируется образованием соответственно формаций аляскитовой и ЩК. Последние тяготеют к зоне сочленения собственно подвижного пояса с областью активизации.

Андезитовая магма не является дифференциатом ни основной базальтовой, ни кислой гранитной магмы, так же как щелочно-базальтоидная магма не является непосредственно производной базальтовой магмы и т. п. Отсутствие свойственных им геоструктур первого порядка и приводимые соображения об их связи со структурами второго ранга («инверсионные») заставляют относить андезитовую, щелочно-основную, габбро-перидотитовую, щелочно-ультраосновную и щелочно-гранитную магмы к магмам второго порядка. Таким образом, в отличие от четырех типов магм насчитывается пять главных родов магм и отвечающих им формационных типов, три из которых, исключая ЩК и ЩО, представляют собой производные подуровней между соседними вертикальными уровнями глубинного субстрата. В случае действия механизма последовательного уничтожения, поглощения или растворения, нижних этажей фундамента платформенных и затем геосинклинально-складчатых стадий процессами базификации подобный характер имеют и две исключенные формации. Процессы гранитизации наращивают мощность земной коры, а процессы базификации (океанизации), вероятно, уменьшают ее. Отсюда мощность земной коры пропорциональна структурно-вещественной сложности тектонических элементов первого порядка, и отнесенная роль коры континентального типа по сравнению

с корой океанического типа падает в направлении ГСО — Плт — Грг — ОАА, что подтверждается имеющимися геолого-геофизическими данными.

Непрерывные, по Э. П. Изоху, серии переходной линии характеризуются расположением источника энергии в пределах материнского субстрата на границе различных сред, двух соседних уровней генерации магм первого порядка. Для них логично допустить наличие переходных по химическому составу субстратов, иначе говоря, подуровней, ответственных за появление родов магм. В отличие от них контрастные серии имеют два разобщенных источника энергии в пределах двух уровней исходного субстрата (при близодновременном образовании членов серии) или один источник энергии, мигрирующий по вертикали (при разновременности внедрения контрастных членов).

Становление гетерогенных массивов формаций переходной и реже чистой линии осуществляется не за счет пульсаций очага (полифазные), а путем дифференциации расплава на месте, в интрузивной камере (полифациальные), по принципу последовательного затвердевания зон (фаций) от периферии к центру массива или снизу вверх (сверху вниз) в соответствии с моделями С. А. Лескова [116], Ф. А. Легникова [119] и Л. В. Таусона [178].

В средах с неодинаковыми физико-механическими свойствами, к каковым относятся геосинклинальные толщи, главной причиной образования камерного пространства батолитов служат дифференциальные вертикальные тектонические движения различных амплитуд [209]. Это согласуется с уменьшением относительной роли складчатых элементов структурного контроля магматизма по сравнению с дизъюнктивными в направлении синорогенные (С) — позднеорогенные (К) — активизационные (ЩК) формации.

В модельном представлении тектоническим режимам с преобладанием вертикальных отрицательных (сжатие) и положительных (растяжение) движений и их чередованию в обобщенном цикле геосинклинально-складчатой области \* (рис. 4, табл. 3): растяжение (ОАА) — сжатие (Грг) — растяжение (Плт) — сжатие (ГСО) — растяжение (ОАА) — сопутствуют магматические формации чистой линии (тип магмы). К эпохам смены знака вертикальных движений (инверсий) приурочено возникновение большинства представителей формаций переходной линии: контрастные (два типа магмы) и непрерывные или дифференцированные (обычно род или вид магмы).

Итак, намечается связь щелочной и основной магм с растягивающими напряжениями, ультраосновной и кислой со сжимающими (на уровне типов магм). Именно по этой причине массы гранитоидного расплава (исходная магма среднего состава),

---

\* Еще в 1915 г. Э. Дакэ (E. Dacque) выявил, что «существенной чертой геосинклинали является чередование относительно медленных поднятий и опусканий значительного размаха» [44, с. 147].

а также отчасти умеренно- и нормальнокислого гранитного расплава (тип К) выдавливаются в зоны пониженного давления: своды геосинклинальных поднятий и области структурных швов, отслоения, образовавшиеся в период главной инверсии при смене относительно положительных движений на отрицательные (платформенноидная стадия геосинклинали → складчатая область).

Сходным образом смена эпох сжатия (складчатости, смятия) и растяжения сопровождается сменой типов вулканизма [139, 214 и др.].

Что касается магм второго порядка, то П. Ф. Иванкиным [71, с. 87—89] конкретно отмечался факт становления габбро-плагиогранитных интрузий «в условиях затухания режима растяжений... но полной замены его режимом сжатия... еще не происходит». В отличие от них образованию предшествующего, «эвгеосинклинального», преимущественно основного вулканизма (формации О) сопутствует растяжение (гомолог платформа), а не сжатие. Базитовые формации формируются на фоне тенденции к воздыманию [104, 1, 149]; распространенная до сего времени противоположная точка зрения ошибочна.

Согласно порядку уменьшения распространенности и объема производных формаций чистой линии К — О — У — Щ распространенность пород формаций переходной линии падает приблизительно таким образом: С — ЩК — ЩО — ОУ — ЩУ. Начинает ряд андезитовая магма (С) — самая высокоорганизованная из родов магм, аналогично гранитной среди типов родоначальных магм.

Сущностью геосинклинально-складчатого процесса является чередование эпох растяжения и сжатия участков литосферы на общем фоне преобладания отрицательных движений. Как мы видели, это чередование осуществляется преимущественно за счет вертикальных тектонических движений.

Подобная природа магматических формаций предопределяет основные черты металлогенической специализации их за счет полного плавления материала исходного субстрата («рудные комплексы» [18] или «возможные члены парагенеза горных пород» [198]): формация К (включая формацию аляскистов) — молибден, вольфрам, олово (редкие металлы), уран; формация С — золото, полиметаллы, медь, олово; формация ЩК (включая формацию щелочных аляскистов) — торий, уран, тантал, ниобий, редкие щелочи; формация О и частично ЩО — железо, титан, ванадий; формация ОУ — медь, никель, платиноиды; формация У — платиноиды, хромиты; формации Щ, ЩУ (и карбонатиты) — редкие земли, цирконий, апатит.

Рудоносность магматических формаций зависит от интенсивности суммарной отгонки элемента-примеси, концентрации его перед последовательными фронтами плавления, дифференциации, затвердевания и гидротермально-метасоматического изменения

(волн кислотности — щелочности) в пределах уровня (подуровня) глубинного субстрата, очага, массива и т. д. к концу тектономагматического процесса (цикла).

При внутрикамерной дифференциации того или иного типа или рода магмы образующиеся крайние, с одной стороны, ранние более основные, с другой — более поздние кислые члены серии будут характеризоваться соответственно металлогенией, свойственной двум соседним по ряду типам (родам) магм.

Металлогеническая специализация магматических формаций (типов и родов магм) — функция состава исходного субстрата, подвергнутого полному плавлению. Для формаций гранитоидов С и К, возникающих за счет наименее глубинных уровней магмогенерации, неплохим отражением состава исходного субстрата служат химический и литологический составы блоков фундамента, выведенного на поверхность. Сделанное заключение находит независимое подтверждение на геолого-геофизической модели, описывающей зависимость определенного типа рудных формаций от строения земной коры Центрального и Восточного Забайкалья [131].

Структурно-вещественная сложность тектонических элементов I и II порядков определяется энергетической сложностью — количеством источников энергии, их глубиной, взаимным расположением и величиной запасов энергии. Если условно параллелизовать зарождение какой-либо одной магмы любого типа или рода с единичным источником энергии, сложность геоструктуры, выраженная через количество источников энергии, будет выглядеть следующим образом (рис. 4): геосинклинально-складчатые области (4 + 5), платформы (3 + 3), георифтогенали (2 + 1) и области автономной активизации (1 + 0). Первая цифра означает число типов магм, вторая — число родов магм II порядка, неразрывно связанных с развитием той или иной структуры.

Различия в структурно-вещественной сложности геоструктур предопределяют все характерные черты их металлогении. Полный спектр всех известных месторождений полезных ископаемых должен быть присущ геосинклинально-складчатым областям, так как стадии развития последних (помимо собственной) гомологичны остальным трем тектоническим элементам первого порядка более низкой структурно-вещественной сложности. Практически это означает возможное открытие в ближайшем будущем в геосинклинально-складчатых областях тех месторождений, естественно несколько видоизмененного плана, которые до сего времени считались типичными образованиями платформ, скажем алмазосносных кимберлитов. Первые находки в этом направлении уже появились [161 и некоторые др.].

Этот вывод полностью совпадает со взглядами Ю. А. Билибина на соотношение эндогенной металлогении подвижных поясов, или геосинклинально-складчатых областей, по терминологии Ю. А. Билибина, и платформ, на меньшее разнообразие и более

простой состав месторождений в пределах последних. Для платформ (точнее, их краевых частей) кроме месторождений, связанных с собственно платформенной стадией, характерны месторождения, встречающиеся в областях активизации и георифтогеналях. Перечисление можно было бы значительно расширить. В целом для геоструктур-гомологов свойствен близкий набор эндо- и экзогенных месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.

Смена направления вертикальных тектонических движений с положительного на отрицательное или обратно обусловлена увеличением количества источников энергии, их мощности и (или), главным образом приуроченностью в определенные моменты к границам раздела, пограничным зонам, двух неоднородных сред.

Именно совокупное действие отмеченных выше четырех инверсий («эпох складчатости») обуславливает интенсивное развитие складчатости и складчатых структур как одного из характернейших и отличительных свойств геосинклинально-складчатой области, а не только действие так называемой общей инверсии, «главной фазы складчатости», в период перехода от собственно геосинклинального к орогенному развитию. Три другие инверсии нельзя считать частными. Все инверсии важны и равноправны, но их масштаб, интенсивность, вероятно, возрастают со временем от начала тектоно-магматического цикла к главной инверсии.

Необходима постановка работ для получения дополнительной информации о выявленных периодах смены режимов в формировании лика тектонических элементов I порядка, в частности геосинклинально-складчатой области: первая инверсия — начало заложения георифтогеналя (смена стадии автономной активизации? георифтогенальной), вторая — образование серпентинитового меланжа (стадия срединно-океанических хребтов), третья — главная фаза складчатости (стадия островных дуг), четвертая — переход от орогена к сводово-глыбовой структуре (континентальная стадия).

Каждый тип магмы имманентен своей геоструктуре I порядка, а род магмы — геоструктуре II порядка. Зная глубины зарождения типов магм, по крайней мере относительные, можно определить глубинность заложения геоструктур. По глубине, отвечающей формированию главного качественного свойства той или иной структуры, тектонические элементы I порядка образуют следующий ряд: ОАА — Грг — Плт — ГСО (убывание глубин слева направо). Тектонические элементы II порядка характеризуются глубиной заложения, промежуточной между глубинами заложения двух соседних структур I порядка. Мощность земной коры, сформированной в процессе создания и развития любой геоструктуры, естественно, падает по мере уменьшения сложности геоструктуры — справа налево (см. также рис. 4).

Любая магматическая формация — закономерный продукт развития процесса в пределах глубинных уровней (подуровней) магмогенерации, вследствие чего она занимает вполне определенное

и только ей свойственное положение в геологической, тектономагматической, эволюции геоструктуры. В частности, формации кислых и ультракислых гранитов (тип К) соответствуют «водным, абиссальным» гранитам, а формации гранитоидов среднего и умереннокислого состава (род С) — «маловодным, сухим, гипабиссальным» гранитоидам, в понимании ряда исследователей [150, 188]. Это естественно, так как маловодные гранитоиды образовывались из более глубинной и сухой магмы среднего состава. Таковы основные черты генетической природы главных формационных типов магматических горных пород.

Поскольку вещество (состав) есть содержание любого природного объекта, а структура — форма (два достаточных атрибута для полного описания), постольку предлагается структурно-вещественная классификация формаций, отсутствовавшая до сего времени.

Вещество — химический или количественно-минералогический состав моно- или полипородного парагенеза (естественное сообщество) типоморфных горных пород. Структура — пространственное отношение элементов (тела горных пород), иначе говоря, геометрия пространственной формы геологического тела (формация), являющейся отражением внутреннего строения последнего. В качестве исчерпывающей структурной характеристики взята размерность.

В табл. 7 приведена классификация основных формационных типов (абстрактные магматические формации), впервые построенная на структурно(геометрическо)-вещественной основе, а в табл. 8 дана систематика их на тектонической основе (геоструктуры) с учетом обобщающих работ Ю. А. Кузнецова [104], Ю. А. Библина [18] и «Краткой объяснительной записки к карте магматических формаций СССР» [92].

Принцип классификации абстрактных магматических формаций и отчасти тектонических элементов по структурно-вещественному признаку изложен выше. В вероятностную основу классификации и систематики объектов \* положен принцип частоты встречаемости (большое число случаев появления тех или иных формаций в тех или иных геотектонических условиях). Тем не менее эта основа все-таки детерминирована (причинно-обусловлена), ибо выявляются устойчивые связи событий, обладающих высокой степенью вероятности возникновения в фиксированных условиях (заведомо большей 0,5). Иначе говоря, каждая из формаций занимает достаточно определенное положение в истории развития соответствующей геоструктуры, что неоднократно подчеркивали Н. С. Шатский и Н. П. Херасков. Нередко, особенно в последние годы, раздаются голоса, что попытки создания систематики формационных типов на тектонической основе не дают позитивных результатов. На наш взгляд, подобный факт вызван не тем, что нет

\* Аналогично любой другой геологической модели (классификации).

## Структурно-вещественная классификация главных формационных типов

Структурный признак	Преобладающие фации	Вещественный признак													
		щ	у	о	к	щ+у	о+у	щ+о	щ+к	(у+к)	$\begin{matrix} o+k= \\ =c \end{matrix}$	щ+с	(у+с)	о+с	к+с
		Порядок магм (и тектонических элементов)													
		Тип (первый)				Род (второй)					Вид (третий)				
Нульмерные	Вулкано-интрузивные	Щ				ЩУ			ЩО	ЩК		ЩС			
Одномерные	Интрузивные		У										(УС)		
Двумерные	Вулканические			О						(УК)					
Трехмерные	Плутонические				К						С С'			ОС	КС КС'

Примечание. Горные породы следующего состава (химический или минеральный): щ—собственно щелочного; у—ультраосновного; о—основного; к—кислого; с—среднего и т. д.. Знак «+» означает устойчивую пространственную ассоциацию. В скобки заключены практически «запрещенные» ассоциации, встречающиеся в природе крайне редко. Парагенезы пород, или магматические формации: Щ—агпаитовых нефелиновых сиенитов; У—дунит-гарцбургитовая; О—толеитовая, спилитовая, диабазовая; К—гранитовая, лейкогранитовая; ЩУ—щелочно-ультраосновных пород; ЩО—щелочных габброидов и базальтоидов; ЩК—щелочных гранитов (щелочных аляскитов), гранит-порфир-трахилипаритовая; ОУ—дунит-пироксенит-габбровая, габбро(ворит)-пироксенит-перидотитовая; УК—перидотит-габбро-диорит-гранитовая; С—андезитовая, базальт-липаритовая; С'—плагиогранитовая, диоритовая; ЩС—щелочно-сиенитовая, трахиандезитовая; УС—перидотит-габбро-диоритовая; ОС—андезит-базальтовая; КС—андезит-дацитовая, дацит-липаритовая; КС'—гранодиоритовая, диорит-гранитовая.

Систематика формационных типов на тектонической основе

Парагенезы (серии) формаций, производные магм		Тектонические					
III порядок							
II порядок		ОАА—Грг (ОАА)		Грг—Плт		Плт—ГСО (и средин- ные массивы, щиты)	
I поряд- док	ОАА		Грг		Плт		
	Щ	1		1а?		1	
	ЩУ		2, 3	→			-----
	У			4		4а?	
	ОУ				5, 6, 7	→	
	О					11, 11а	
	С						13, 14?
КС							
	К						
	ЩК						
	ЩО					←	
ЩС							

\* Тектонические элементы II и III порядков — гранично-разломные.

Примечание. Формации: 1—агпаитовых нефелиновых сиенитов и карбонатитов; 4—дунит-гарцбургитовая («альпинотипных гипербазитов»); 4а?—дунитовая (центра медно-никелевых интрузий типа норильских); 7—пикритовая (океанитовая); 8—дунит-кольских; 9а?—перидотит-пироксенитовая; 10—диабаз-пикритовая; 11—кварц-толеи-лишаритовая; 14?—габбро-анортозитовая; 15—андезитовая, андезит-дацитовая; 16—габб-оритовая; 19—гранит-гранодиоритовая (18—19—так называемая формация пестрых бато раннеорогенной подстадии); 20—андезит- и дацит-липаритовая («порфировая»); 21?—анор-гранитов «позднеорогенной подстадии»; 24—гранит-лейкогранитовая; 25—аляскитовая; дочных гранитов; 29—трахилипаритовая; 30—трахибазальтовая; 31—щелочных базальто 34—моффонит(сиенит)-граносиенитовая. Полу жирным набраны номера магматических

элементы \*

				ОАА—ГСО (и средин- ные масси- вы, щиты) (ООА)	ОАА—Плг (ООА)	ОАА—ин- версионные структуры	Инверсион- ные струк- туры—сре- динные мас- сивы, щиты
ГСО							
Началь- ная	Ранняя	Средняя (инверси- онная)	Поздняя				
1а?				1а?	1		
→-----→							
4							
8				9, 9а?, 10			
	12						
		15, 16					
		17	18, 19	20			21?, 22?
			23—26	27			
				28, 28а, 29			
←-----←					{ 30, 31		
					{ 32—34		
←-----←							

1а?—(миаскитовых) нефелиновых сиенитов; 2—кимберлитовая; 3—щелочно-ультраоснов-  
ных ядер интрузий; 5—меймечитовая; 6—базит-гипербазитовая (дифференцированных  
пироксенит-габбровая; 9—норит-пироксенит-перидотитовая (расчлененных интрузий типа  
товая (трашповая); 11а—оливин-толеитовая, 12—спилитовая, диабазовая; 13—базальт-  
ро-плагиигранитовая, плагиигранитовая; 17—кератофирровая; 18—габбро-диорит-грано-  
литов или габбро-гранитные серии, иначе говоря, формация умереннокислых гранитоидов  
тозитовая; 22?—гранитов рапакиви; 23—гранитовая (нормальноокислых и ультракислых  
26—липаритовая; 27—липарит-гранит-порфирровая; 28—щелочно-алюкситовая; 28а—ще-  
идов и габброидов; 32—трахитовая, трахиандезит-трахидацитовая; 33—граносиенитовая;  
формаций, определяющих качественное лицо геоструктур первого порядка.

устойчивой связи типов формаций с типами тектонических структур, а тем, что существующие классификации формаций и тектонических структур несовершенны.

Основным следствием, вытекающим из классификаций (табл. 7 и 8), является возможность дать корректное определение понятия «абстрактная магматическая формация». Магматическая формация — геологическое тело, являющееся парагенезом тел горных пород, по химическому или минеральному составу параллелизующихся с отмеченными типами (родами, видами) магм и находящихся в определенных пространственных отношениях (нуль-, одно-, дву- и трехмерная структура). Это два достаточных классификационных признака. Необходимые признаки — фациальный (вулкано-интрузивные, интрузивные, вулканические или плутонические тела) и тектонический (возникновение формаций на фиксированной стадии развития геоструктуры соответствующего порядка). В данном определении заключена характеристика метода выделения и изучения формаций, что является главным требованием к содержанию определения понятия формации (согласно трудам основоположников учения о геологических формациях).

Для сравнения приведем одно из первых определений понятия «магматическая формация», являвшееся в то время в значительной мере интуитивным, но, как оказывается сейчас, по сути дела, в целом пророчески правильным, хотя и не совсем полным и строгим. «Магматический комплекс (конкретная магматическая формация. — А. К.) — ... совокупность структурно-территориально сопряженных, близких по возрасту магматических пород различного фациального положения... имеющих общие черты специфики вещественного состава, которые обусловлены общностью происхождения этих пород из единого магматического источника в процессе развития определенного этапа тектогенеза» [5, с. 36].

Н. С. Шатский и Н. П. Херасков — представители структурно-вещественного (парагенетического) подхода к анализу геологических объектов — в своих взглядах на «парагенез горных пород» (формация) как на «сонахождение», но не «сопроисхождение» [198, 193, 104, 155, 158, 29], строго говоря, не совсем правы. Именно анализ структуры и вещества непосредственно приводит нас к генезису формаций. Ранее это отмечали А. Н. Кен [83] и Г. Д. Афанасьев [7]. Все-таки сонахождение горных пород свидетельствует об их сопроисхождении, тем самым осуществляется непосредственный переход к «генетическому принципу» выделения формаций через «вещественно-структурный принцип».

Близок к этому выводу Ю. А. Кузнецов, утверждавший еще в 1955 г. [104, с. 18], что «... термину «парагенезис» приходится давать несколько иное по сравнению с обычным толкование, причем не выходящее за пределы смысла этого слова... которое обычно переводится как «сонахождение», но также может быть (и более точно!) переведено как «сопроисхождение». Н. С. Шатский и Н. П. Херасков в своей практической деятельности по анализу формаций

фактически выясняли генезис через изучение парагенеза [198, с. 4].

В 1881 г. в рекомендациях II Международного геологического конгресса подчеркивался генетический смысл, заложенный в термин «формация» [187, с. 47—48]. Генетическое направление в формационном анализе было развито в дальнейшем в трудах Ф. Ю. Левинсона-Лессинга.

Вероятно, образование из одного очага — комагматичность — более присуще представителям магматического комплекса, тогда как формирование из нескольких очагов одного типа (рода) магмы типичнее для представителей магматической формации.

Возникновение продуктов регионального и динамометаморфизма, базификации и гранитизации приурочено в основном ко времени смены эпох растяжение  $\rightleftharpoons$  сжатие в периоды инверсий вертикальных тектонических движений в течение полного тектономагматического цикла. В значительной мере именно отмеченным выше последовательным инверсиям обязаны своим существованием такие мета(апо)породы, как диабазы и спилиты, серпентиниты и протрузии гипербазитов, наконец, порфиробластические граниты (граниты, подвергшиеся воздействию процессов кремневокалиевого метасоматоза).

Если главной чертой, определяющей происхождение и, следовательно, резкость границ между типами магм, служит состав исходных субстратов, то при переходе к родам и особенно видам (третий порядок) магм усиливается роль в их образовании различных механизмов дифференциаций.

Как видно из табл. 8, уровнем организации, следующим за таким уровнем, как формация, и поэтому еще более сложным, является слой (оболочка) литосферы. Слой как геологическое тело есть парагенез осадочных, магматических и прочих формаций, т. е. парагенез парагенезов горных пород [198]. Качественные различия геоструктур I порядка служат отражением процессов формирования «кор», слоев, резко различного состава и геометрии: объемной гранитной в геосинклинально-складчатой области, пластинообразной базальтовой на платформе, линейной ультрабазитовой в георифтогенали и дискретной щелочной в области автономной активизации.

Обратим внимание на то, что относительно редкие магматические формации: сиенитовая, монцонит-сиенит-граносиенитовая, анортозитовая, гранитов рапакиви, по-видимому, связаны с тектоническими структурами третьего порядка. Будем надеяться, что отмеченный факт поможет разобраться в трудной проблеме их генезиса.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Содержание книги, посвященной изучению тектоно-магматического процесса, на наш взгляд, может рассматриваться как предварительное и схематизированное изложение «Введения в геологическую петрологию». Геология — своеобразная геометрия пространственно-временного мира событий, коррелятивно физике, но геометрия особая из-за отличающейся (геологической) формы движения. Опыт моделирования в более широких рамках показал (табл. 9), что структура (в виде числа измерений) выдерживается без изменения на всех без исключения уровнях структурно-вещественной сложности, по крайней мере в рамках геологической формы движения, при изменении, конечно, сложности самих элементов. Мы определенно имеем здесь дело с новым законом природы: природные уровни сложности структурно изоморфны.

Часть из затронутых вопросов только поставлена или решена схематично, а некоторые из них благодаря новым выводам, часто неожиданным по сравнению с известными и привычными, дискуссионны.

Если принять, что нахождение единой основы для моделей позволяет объективно параллелизовать их друг с другом, то основные результаты осуществленного геолого- и петролого-геометрического статического и динамического моделирования тектоно-магматического процесса сводятся к следующим положениям.

Классификация тектонических элементов, первого порядка в пределах литосферы включает четыре и только четыре геоструктуры. При постулировании, что развитие (тектоно-магматический процесс) может быть прогрессивным и регрессивным, но общая эволюция только прогрессивной, следующей по восходящей линии от простого к сложному, и допущении, что структурно-вещественная сложность пропорциональна величине размерности, положение геоструктур в эволюции оказывается таким: область автономной активизации → георифтогеналь → платформа → геосинклиналино-складчатая область\*.

\* Следует еще раз отметить, что данное положение расходится с существующим на этот счет мнением многих (во не всех!) тектонистов. Это расхождение во мнениях, возможно, вызвано неправомерным переносом ими закономерностей, полученных при изучении тектонических процессов, на

Сущностью геосинклинально-складчатого, платформенного, георифтогенального и активизационного процессов является чередование режимов сжатия и растяжения участков литосферы в различном количественном соотношении, обусловленных преимущественно вертикальными тектоническими движениями (опускание  $\rightleftharpoons$  поднятие).

Таким образом, строение главных геоструктур литосферы, и в первую очередь геосинклинально-складчатых областей, значительно сложнее, чем представляется сейчас.

По-видимому, настало время положить конец дискуссиям, следует или не следует области активизации относить к главным тектоническим элементам земной коры. Мы пытались показать, что области автономной активизации занимают вполне определенное место в ряду геоструктур и должны включаться в классификацию вместе с остальными структурами первого порядка как равноправные подразделения. Области отраженной активизации также имеют права гражданства, но права тектонических элементов второго порядка. В развитии геосинклинально-складчатых областей последним соответствуют «конечные этапы», по Ю. А. Билибину.

Не так давно у некоторых исследователей появилась тенденция объединять процессы автономной тектоно-магматической активизации с конечными и даже отчасти поздними стадиями геосинклинально-складчатого процесса. Такое стремление следует расценивать как некоторый шаг назад, так как в этом случае происходит смешение структур первого и второго порядков.

В природе существуют четыре типа родоначальных магм — магм первого порядка, а не одна, не две, не три или множество. Структурно-вещественная сложность типов магм возрастает в направлении: щелочная — ультраосновная — основная — кислая, что полностью соответствует ряду сложности тектонических элементов первого порядка. Подобное решение классической «проблемы родоначальной магмы» проливает дополнительный свет на природу магматических формаций.

Помимо четырех типов магм и соответствующих им формаций «чистой линии» выделяются пять главных родов магм второго

общий ряд эволюции геоструктур литосферы в рамках одного мегацикла («витка спирали» развития). В конце концов определенно установлено, что многогеосинклиналь развивается на континентальной коре (кратоне), эвгеосинклиналь — на смежной океанической. В противоположность этому факту переход: орогенная стадия — субплатформенная (активизационная) стадия и, далее, «молодая» платформа — древняя платформа, во-первых, во многом неясен и проблематичен, во-вторых, скорее всего, он является схематизированным, слишком обобщенным (и неполным) отражением нового, следующего, мегацикла, как, впрочем, и считают некоторые тектонисты. Н. С. Шэтский, Н. М. Страхов, Ю. А. Билибин прямо признают, что «... обычно остается неясным, какой режим существовал в данном участке земной коры до заложения геосинклинали» [18, с. 20]. Тем не менее в модели развития «подвижных поясов» в основании последних кладется «древняя платформа» [18, с. 30, 77, 83].

Структурно-вещественные классы объектов природных уровней сложности

Форма движения	Уровень структурно-вещественной сложности	Ранг объектов	Наука, изучающая объект	Вещественно-топологические классы (систематика) объектов уровней			
				0-мерные	1-мерные	2-мерные	3-мерные
Физическая	Элементный	1	Физика, геохимия	Натрий, фтор *	Магний, кислород	Алюминий, азот	Кремний, углерод
Химическая	Молекулярный	2	Химия, петрохимия	Гексаметилен-тетрамин	Парафин	Нафталин	Камфара
Геологическая	Минеральный	3	Минералогия	Оливин	Пироксен	Слюда	Кварц
То же	Горнопородный	4	Петрография, литология	Нефелиновый сиенит	Гипербазит	Базальт	Гранит
»	Формационный	5	Геологическая петрология	Формация агпитовых нефелиновых сиенитов	Формация дунит-гарцбургитовая	Трапшовая (толеитовая) формация	Гранитовая формация
»	«Слоевой»	6	Геотектоника	Область автономной активизации	Георифтогеналь (срединно-океаническое поднятие с центральным рифтом)	Платформа	Геосинклинально-складчатая область
Планетарная	Геосферный	7	Геофизика	Континентальные рифты	Мировая система «рифтов»	Океаны	Континенты
То же	Планетарный	8	Планетология				

\* Для объектов 1-го—5-го рангов приводятся лишь типичные примеры, полный набор объектов не дается. В качестве примеров объектов 2-го ранга приведены органические соединения. При составлении таблицы использованы материалы Ю. А. Косыгина и др. [7, 153—155, 182, 193, 198, 206].

порядка: среднего состава, габбро-перидотитовая, щелочно-основная, щелочно-ультраосновная и щелочно-кислая. Производные магм второго порядка (формации «переходной линии») развиты в зонах сочленения тектонических элементов первого порядка, т. е. они парагенетически связаны со структурами второго порядка и во времени условно соответствуют периодам смены режимов на границе последовательных стадий развития наиболее сложной, максимально «высокоорганизованной» геоструктуры (геосинклинально-складчатая область)\*.

Построена классификация основных формационных типов впервые на структурно-вещественной основе; приводится также систематика их на тектонической основе. Дается определение понятия абстрактной магматической формации. Магматическая формация — парагенез горных пород, химический или минеральный состав которых определяет выделенные типы (роды, виды) магм и которые находятся в закономерных пространственных отношениях (нуль-, трехмерная структура). Это два достаточных классификационных признака. Необходимые признаки — фациальный (вулкано-интрузивные, интрузивные, вулканические или плутонические тела) и тектонический (возникновение формаций на фиксированной стадии развития геоструктуры соответствующего, I—III порядка). Геометрическая симметрия природных тел — геологических формаций — закономерно изменяется от нуль- до трехмерной, от высшей к низшей, в направлении усложнения их вещества.

Каждый тип (род) магмы (в силу своей независимости и ввиду того, что механизм их зарождения близок к полному, а не селективному плавлению) возникает за счет собственного исходного субстрата. Верхняя мантия, по-видимому, более гетерогенна, «слоиста», чем предполагалось до сих пор, и характеризуется закономерным последовательным изменением химического состава по вертикали наряду с земной корой.

Унаследованность расплавом черт структурного мотива материнского вещества позволяет предсказать модельный состав последнего и приблизиться тем самым к расшифровке содержания одной из главных моделей магматической геологии: строения и состава дискретных глубинных зон земной коры и мантии, ответственных за появление того или иного типа магмы.

Существование самостоятельных эволюционных ветвей родоначальных магм заметно ограничивает роль кристаллизационной, фракционной и магматической дифференциации в генезисе

---

\* Близкие этим взгляды на генезис формаций переходной линии высказаны недавно М. А. Фаворской, у которой они называются «гетерогенными». Ею также сделана попытка параллелизации состава некоторых формаций с тектоническим режимом (сжатие — растяжение), аналогично нашей, правда, М. А. Фаворская делает акцент на горизонтальные движения («Проблемы магматических формаций». М., «Наука», 1974. 202 с).

изверженных пород, сужает рамки так называемых непрерывных серий горных пород.

Полученные результаты могут способствовать дальнейшему пониманию закономерностей формирования разнообразного спектра месторождений полезных ископаемых, служить предпосылкой регионального прогнозирования, использоваться при построении тектонических, структурно-формационных и прогнозно-металлогенических карт, особенно мелкого и среднего масштабов.

Анализ структуры и вещества применительно к совокупности тектонических и магматических явлений и процессов непосредственно выявляет генетическую природу геологических образований. Таким образом, споры о том, каким концепциям стоит отдавать предпочтение в геологии: генетическим или парагенетическим (структурно-вещественным), по сути беспредметны.

Автор высказывает субъективное мнение, что немаловажные аспекты проблем, стоящих перед геологией чуть ли не с начала XX столетия, в известной мере предварительно расшифрованы, во всяком случае найдено их принципиальное решение.

В моделях примечателен факт поразительного совпадения между абстрактным миром геометрии и миром природы, из которого взят фактический материал. Вряд ли последнее является результатом игры случая или плодом воображения. Гармония геологического мира событий, вероятно, может служить лишним подтверждением слов А. Эйнштейна: «Весь предшествующий опыт убеждает в том, что природа представляет собой реализацию простейших математически мыслимых элементов. Я убежден, что посредством чисто математических конструкций мы можем найти те понятия и закономерные связи между ними, которые дадут нам ключ к пониманию явлений природы» [212, с. 184].

## К ПРОБЛЕМЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОСТРАНСТВА И ВРЕМЕНИ

Геологическое пространство — это «земное», «... природное пространство или, вернее, пространство естественных тел и явлений нашей планеты» [34]. Геологическое пространство — объективное пространство, но не физическое, а эквивалентное, изоморфное ему [см. 2]. Аналогично геологическое время — объективное время, изоморфное физическому или биологическому времени, т. е. подобное, но не полностью тождественное им.

В 30-х—40-х годах в основу предложенного учения о геологическом, биологическом пространстве-времени В. И. Вернадским были положены постулаты: 1) пространство обладает двумя состояниями — правым и левым [34]; 2) «Время есть одно из основных проявлений вещества» [32, с. 512].

С одной стороны, геологическое пространство и время реальны, если существует геологическая форма движения материи, введенная в 1959 г. Б. М. Кедровым, поскольку каждой форме движения материи соответствуют свои специфические пространственно-временные формы. Определяющим доводом в пользу реальности геологической формы движения может служить степень соответствия геологических, минеральных, и органических процессов. В случае гомеоморфизма ответ будет положительным, так как наличие биологической формы движения неоспоримо.

С другой стороны, желательнее определить физическую природу понятий, лежащих в основе постулатов В. И. Вернадского. Последние являлись объективно-формальными ввиду отсутствия в то время необходимой теоретико-экспериментальной базы. Сейчас появились предпосылки для их более строгого анализа в результате успехов микрофизики (физика высоких энергий).

Циклически направленный и необратимый характер геологической эволюции с развитием процессов от простых к сложным через появление качественно новых форм (видов) находит отражение в увеличении структурной и вещественной сложности неорганических образований во времени — возрастание величины их топологической размерности от нуля до трех. Это доказывается фактами изменения: а) спектра магматических горных пород от ультраосновных и основных к кислым — гомодромная последовательность развития первого порядка в геосинклинально-складчатых областях в отличие от антидромной и гомодромной направленности развития магматизма второго — четвертого порядков, свойственной платформам и другим геоструктурам; б) «генетических видов» месторождений, их усложнение во времени [162] и т. д. На более низком уровне структурно-вещественной сложности (минеральном) наблюдаем следующее: силикаты — высокомолекулярные соединения типа неорганических гетерополимеров. Последнее также свидетельствует о единстве органического и неорганического мира [144]. В необратимом процессе формирования расплава происходят усиление степени полимеризации кремнекислородных анионных радикалов и, таким образом, их структурно-вещественное усложнение во времени, что фиксируется закономерным увеличением размерности группировок от нуля до трех в ряду силикаты с изолированными тетраэдрами — цепочечные — слоистые — карбасные.

Сюда можно добавить процессы «саморазвития» (различные пути дифференциации) в относительно закрытых, например во многих магматических, системах; осуществление обмена веществом с окружающей средой в открытых метасоматических системах; отсутствие резкого отлчия между асимметрией живого и симметрией неорганического мира (Г. Ф. Гаузе) в понимании Л. Пастера и В. И. Вернадского, точнее, существование у биологических объектов всех основных видов симметрии, возможных в геометрии (В. Б. Касинов); наконец, осуществление «абсолютного асимметрического синтеза» искусственным путем (Е. И. Клабуновский).

Все эти факты однозначно свидетельствуют о гомеоморфизме явлений, процессов и эволюции органического и неорганического мира, их равноправии (естественно, при существенно отличной материальной основе: органические соединения, с одной стороны, и минеральные вещества — с другой) \* и, следовательно, правомочности положения о реальности геологической формы движения и присущих ей пространственно-временных форм.

Время обладает [141] аспектами количественным, выражающимся в наборе основных метрических свойств (длительность, одновременность), и качественным, т. е. наличием ряда топологических свойств (одномерность, упорядоченность, однонаправленность, необратимость).

Любой периодический процесс [210, с. 146; 212, с. 207], например процесс радиоактивного распада атомов, может быть положен в основу определения меры физического времени. В теории относительности, являющейся современной физической теорией пространства — времени, рассматриваются вопросы порядка и длительности, но не направленности физического времени [197]. Одним из основных свойств геологического времени является именно направленность, точнее, необратимость. Последнее подчеркивалось в трудах В. И. Вернадского, С. Н. Бубнова, Н. А. Козырева и других.

Понятие «твердого тела» лежит в основе определения пространства [212, с. 207]. Собственно геология оперирует последовательностью «твердых тел» — стратифицированные горизонты (порядок) с ископаемыми остатками фауны и флоры (однонаправленность — от низшего к высшему) — и периодичностью (геологические ритмы — циклы). Намечается еще одно топологическое различие в свойствах физического и геологического времени. В этом смысле геологическое время более «пространственно», чем физическое.

Теория относительности, рассматривающая в основном метрические и лишь отчасти топологические свойства пространства и времени, не раскрывает внутренние свойства пространства и времени, их микроструктуру, динамические модели, учитывающие дискретные симметрии. К последним относятся пространственное отражение и временная инверсия; теория инвариантна относительно собственных преобразований Лоренца, которые не содержат пространственной и временной инверсий.

Объективная, т. е. отвечающая существовавшему в то время уровню знаний, ограниченность геометрического моделирования времени в теории относительности (времени макропроцессов) сводится к следующим основным положениям: а) представление модели времени в виде линейно упорядоченного одномерного многообразия, «одномерного континуума мгновений» [141]; б) односторонний анализ необратимости времени; в) недостаточное рассмотрение соотношения однородности и неоднородности и прерывности-непрерывности — время теории относительности однородно и непрерывно, континуально; г) замкнутость времени некоторых космологических моделей [197], базирующихся на теории относительности. Прямая типа стрелы, кривая типа окружности, четвертое пространственное измерение и т. п. как модели времени и их выражения не описывают фундаментальное свойство

\* Сходный вывод — «дивергенция доорганической природы (физическая и химическая формы движения) на два независимых «симметричных ряда»: неорганические и органические формы движения — содержится в статье Б. М. Кедрова [82]. Этот вывод получен иным путем, но с использованием метода сопоставления биологических и геологических явлений. Аналогичное заключение сделано в работе [155].

времени, его асимметрию, необратимость, тогда как необратимость (геологического) времени — фундаментальное свойство, находящее отражение в природных явлениях и процессах.

Есть ли серьезные экспериментальные основания для отказа от классической геометрической модели времени, использующейся теорией относительности на домолекулярном уровне сложности вещества, при переходе к анализу явлений микромира?

Корректность постановки вопроса по проблеме моделирования пространства — времени усугубляется последними достижениями физики высоких энергий: результатами изучения элементарных частиц — заряженных и нейтральных  $K$ -мезонов.

Асимметрия правого и левого, неэквивалентность прямого и обратного направлений времени, давно известные применительно к явлениям макромира (куда относятся и геологические явления), в настоящее время установлены на объектах микромира [148]. Эксперименты с заряженными  $K$ -мезонами привели в 1956—1957 гг. к установлению факта несохранения  $P$ - (пространственной) и  $C$ - (зарядовой) четности в области слабых взаимодействий [120, 147, 215]. Опыты по изучению распада нейтральных  $K$ -мезонов позволили в 1964 г. установить нарушение более общей так называемой  $CP$ -инвариантности (комбинированная четность) и вплотную подойти к отсутствию  $T$ - (временной) инвариантности при условии выполнения  $CPT$ -теоремы [148 и др.]. Все это доказывает, по признанию самих физиков, во-первых, абсолютность различий правого и левого, считавшихся ранее относительными понятиями; во-вторых, может свидетельствовать об абсолютном, а не относительном различии прошедшего и будущего, т. е. о несобратимости времени.

Очень важно, что «квантовомеханическое истолкование левых и правых органических соединений применимо также и к состояниям нейтрального  $K$ -мезона» [35, с. 463]. Тем более, что мы имеем гомеоморфизм органической и минеральной форм движения.

Весь опыт физики свидетельствует, что реальный мир трехмерен. Три-виально утверждение, что все явления и процессы совершаются в пространстве и времени, иначе говоря, пространство и время несомненно взаимосвязаны, едины, но противоположны, не тождественны. Это категории одинаковой степени фундаментальности, общности. Чтобы «уместить» пространство и время в трехмерном мире остается прибегнуть к отражению.\*

Так как интервал собственного времени фотона равен нулю ( $v = c$ , где  $c$  — скорость света в вакууме), то фотон движется, вообще говоря, как бы со временем. Последнее прямо свидетельствует о возможности в предельных случаях говорить о независимом существовании пространства и времени. Противоположность знаков пространства и времени в уравнении квадрата пространственно-временного интервала специальной теории относительности, которую логично параллелизовать с отражением, дискретностью, является, по А. Эйнштейну, свидетельством глубокого различия природы пространства и времени, несмотря на объединение в четырехмерное псевдоевклидово пространство — время Эйнштейна — Минковского. При операциях отражения пространство и время заняли бы каждое «свое» место, не выходя за рамки трехмерного пространственно-временного континуума, описываемого тем не менее четырехмерным формализмом специальной (и общей) теории относительности\*\*.

Ниже даются условные геометрические модели, автоматически описывающие следствия нарушения  $CP$ - и  $T$ -инвариантности, непосредственно,

\* Четвертое измерение не наблюдаемо, его проявление нельзя зафиксировать с помощью физических приборов, уже отсюда четырехмерный континуум представляет собой не более чем удобный математический аппарат для описания пространства — времени.

\*\* Подробнее на вопросе о соотношении пространства и времени и пространства-времени недавно остановился Р. А. Аронов, см. кн.: «Проблемы истории и методологии научного познания». М., «Наука», 1974, с. 267—281.

как видели, затрагивающие свойства пространства и времени. Основной метод — раздельное рассмотрение пространства и времени и введение кручения как свойства, имманентного пространству и времени. Иными словами, кручение истолковывается как отражение внутренней, динамической, асимметрии, свойств самих пространства и времени.

Абсолютность различия правого и левого или их существование, независимое от нас, ведет к возможности отображения абсолютных состояний пространства — право- и левозакрученное. Пространственные формы, противоположные по закрученности, реально существуют в природе. Асимметрия правого и левого состоит в несовместимости объекта со своим зеркальным изображением. Асимметрия заключается также в большем развитии, выделенности, одной какой-либо, правой или левой, формы при реальном существовании обеих форм. Отсюда один шаг до постулирования состояний пространства через различие двух противоположных направлений кручения. Условный механико-геометрический обзор, модель, в пространстве — три однонаправленные (параллельные) спирали: две правозакрученные, одна левозакрученная. Абсолютность правого и левого означает различные вероятности (в смысле квантовой механики) пребывания любого материального объекта в том или ином состоянии.

Сущность абсолютного различия прошедшего и будущего, или неэквивалентности двух — прямого и обратного — направлений времени, условно отображается в отличие от пространства в виде модели, состоящей из двух антипараллельных спиралей с одинаковым направлением кручения (левозакрученные). Такая модель с «врожденной асимметрией» представляет собой единственное в своем роде отображение абсолютного различия прошедшего и будущего. Неинвариантность времени при отражении вынуждает ввести, как и для пространства, кручение для двух неэквивалентных направлений времени. Кручение определяет направленность времени, однозакрученность — его необратимость. Антипараллельность спиралей отражает симметрию времени по отношению к перемене знака (последняя операция не имеет ничего общего с необратимостью времени). Употребление выражения «спираль» оправдано необходимостью представления, по Н. Бору, понятий квантовой механики в классических терминах.

В природе существуют правые и левые формы, состояния на всех уровнях организации материи: в мега-, макро- и микромире. Однако природа и ее законы предпочитают или правое, или левое, т. е. эти состояния разновеютны. Точнее, величина вероятности пребывания в каком-либо одном состоянии возрастает при переходе от микромира к макромиру.

Выявление двух состояний пространства на первый взгляд означает возврат к относительности правого и левого, восстановление существования симметрии в природе. Но этот возврат кажущийся, поскольку, во-первых, нередки случаи, когда вероятности двух противоположных состояний просто близки к 0,5, и, во-вторых, они абсолютны, существуют независимо от субъекта.

Таково в известной мере строгое обоснование постулатов, теперь уже, можно сказать, не формальных: 1) пространство в своей «микроструктуре» обладает двумя дискретными абсолютными состояниями — правым и левым; 2) время характеризуется одним состоянием — левым.

В намеченных качественных моделях сделана попытка совместить аспекты геометризации (непрерывность поступательного движения и вращения), квантования (дискретные состояния отражения) и фундаментальной асимметрии (абсолютность различий правого и левого, прошедшего и будущего), т. е. черты корпускулярно-волнового дуализма.

Согласно падежной величине константы взаимодействия в области физических явлений имеет место следующий ряд процессов: сильные, или ядерные, взаимодействия — электромагнитные — слабые — *CP*-неинвариантные (сверхслабые) — гравитационные. Первым трем и пятому типам взаимодействий соответствуют собственные физические поля. Выше мы постулировали, что процессы нарушения *CP*- и *T*-четности непосредственно ответственны за свойства пространства и времени. Отсюда нетрудно сделать вывод о суще-

ствовании пространственно-временного поля, которое, естественно, обладает энергией. Гравитационное наиболее энергетически слабое поле находит отображение во внешних, метрических, свойствах пространства-времени — «искривленное» пространство — время. Тогда как кручение характеризует топологические, «внутренние», свойства пространства и времени.

Оправдано, на наш взгляд, предположение, что отмеченный выше ряд из типов взаимодействий представляет собой временной ряд последовательного возникновения и эволюции типов физических полей (в направлении от конца ряда к его началу). В этом случае границей между гравитационным и пространственно-временным полями служит сингулярный момент, сингулярная точка:  $T$  (время) = 0. Только после этого момента  $T$  становится больше нуля, иначе говоря, проявляется как физическая субстанция (и пространство тоже).

Как обстоит дело с псевдоримановым пространством — временем с четырехмерной метрикой и ненулевой кривизной общей теории относительности?

Один из наиболее выдающихся физиков XX столетия П. Дирак заявил [69, с. 530—531], «... что, по его мнению, следует покинуть четырехмерную форму описания мира... и вернуться к трехмерной, так как четырехмерная симметрия не является, по его мнению, фундаментальным свойством мира!» Его главные доводы: а) достаточно шести компонент тензорного поля вместо десяти для описания гравитационного поля; изъятие четырех компонент «нарушает четырехмерную симметрию теории»; б) в случае «четырёхмерной симметрии уравнений» «... теорию тяготения невозможно приспособить к тем физическим представлениям об измерениях, которые неизбежно следуют из квантовой теории, не описывая при этом явление намного сложнее, чем этого требуют физические условия. ... При отказе от нее (четырёхмерной симметрии. — А. К.) в некоторых случаях описание природы упрощается» [51, с. 125—126].

Реальный пространственно-временной континуум как с позиций предлагаемой трактовки, так и общей теории относительности, в интерпретации П. Дирака, трехмерен. Топологическая размерность макроскопического пространственно-временного континуума равна не четырем, а трем ( $3 \times 1 = 1$ ) (топологическое произведение). Требования моделирования и критерий простоты говорят в пользу размерности, равной трем. «Мнимое время», «псевдовремя» Минковского становится более действительным в том смысле, что «мнимость» ( $\tau = ict$ , где  $i = \sqrt{-1}$ ;  $c$  — скорость света;  $t$  — время) должна быть заменена на реальный процесс отражения, переход к отрицательной системе отсчета.

Следует различать размерность реального мира и математический формализм, к которому прибегают в стремлении к максимально точному описанию этого мира\*. Специальная и общая теория относительности — физико-математические модели реального трехмерного пространственно-временного континуума. Сам А. Эйнштейн [211, с. 344] писал, что «цель» общей теории относительности «...построить модель реальности в виде четырехмерного континуума...». Таким образом, размерность реального мира и размерность пространства-времени в «моделях реальности» Эйнштейна не совпадают.

Выдающийся американский физик-теоретик Дж. А. Уилер писал, что «...эйнштейновская геометродинамика описывает динамику трехмерной геометрии, а не четырехмерной...» [184, с. 30].

На спинорную структуру пространства и времени указывает Р. Пенроуз. Необходимость раздельного описания пространства и времени для более углубленного анализа их сущности введением систем отсчета в отличие

\* Для наглядности это положение можно проиллюстрировать следующим. При укрупнении масштаба любой карты (топографической, геологической и т. д.) — плоской двумерной проекции — или учете большего числа признаков и переходе к двумерному, трехмерному, макету, или, наконец, при построении действующей, динамической, модели достигается лучшее приближение моделей к природному объекту. Однако топологическая размерность изучаемого объекта от этого не изменяется.

от систем координат подчеркивается Н. В. Мицкевичем [136]. Осуществленное теорией относительности объединение пространства и времени привело к введению четырехмерных координат.

Таким образом, можно высказать предположение, что Г. Минковский, заявивший в знаменитой лекции в 1908 г. [134, с. 303]: «Отныне пространство само по себе и время само по себе низводятся до роли теней и лишь некоторый вид соединения обоих должен еще сохранить самостоятельности, с изложенных позиций был неправ относительно «теней» и «самостоятельности вида соединения». Наша точка зрения полностью согласуется с мнением М. фон Лауэ относительно последнего высказывания Г. Минковского: «это — только очень ценный и искусный математический прием; в противоположность существующему мнению, ничего более глубокого здесь не скрывается» [136, с. 301].

Полная, т. е. учитывающая метрические и топологические свойства, геометрия микропространства и микровремени, таким образом, интуитивно определяется псевдоевклидовой метрикой ( $3 \leftarrow + \rightarrow 1 = 3$ ), ненулевой кривизной и ненулевым кручением и метрически описывается четырехмерным формализмом специальной и общей теории относительности. \* Геометрической модели микровремени подобного рода лучше всего соответствуют свойствам, по-видимому, фотоны (голдстоуновские бозоны), т. е., вероятно, следует поставить вопрос о реальности существования «временных» и «продольных» фотонов наряду с имеющими место «поперечными». Может быть в этом случае станет понятнее сущность одного из постулатов, положенного в основу специальной теории относительности — принципа предельности скорости света, использованного А. Эйнштейном для установления относительности времени. Разложение пучка фотонов на световую (поперечная) и временную (продольная) составляющие, возможно, объяснит корпускулярно-волновую природу света. Электромагнитная природа света (и как будто бы времени) согласуется с обнаружением в последних экспериментах так называемых нейтральных токов.

Расшифровка природы пространства и времени, создание их динамических моделей ознаменовало бы новую революцию в естествознании, чему должен способствовать отказ от «здорового смысла» в отношении по существу классической геометрической модели (макро)времени применительно к микромиру.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 2

### К ТОПОЛОГИИ АТОМОВ

Периодическая система элементов Д. И. Менделеева, согласно А. Н. Заварицкому [64, с. 15], «...наглядно выражает... основной геохимический закон: ...нахождение химических элементов в земной коре зависит от строения атомов этих элементов».

В гл. IV был дан перечень модельных катионов (атомов). В соответствии с полученными результатами (табл. 5, 6) предположим, что размерности модельных катионов и соответствующих им модельных кремнекислородных анионных радикалов численно равны. Отсюда вроде бы мы можем приписать атому натрия размерность, равную нулю, магния — 1, алюминия — 2 и кремния — 3. Напрашивается вывод, что число измерений того или иного атома, как геометрической фигуры, равно  $(n - 1)$ , где  $n$  — число внешних электронов, для элементов I—IV групп периодической системы (соответственно один, два, три и четыре электрона) или  $8 - (n + 1)$  для элементов V—VII групп (соответственно пять — семь электронов), или  $n - (8 + 1)$  для элементов, являющихся вторыми (девять электронов) и третьими (десять электронов) членами известных триад. Цифра 8 соответствует числу внешних

\* Наиболее близки к этому выводу, но не тождественны ему, построения физиков Б. А. Арбузова и А. Т. Филиппова.

электронов атомов типа инертных газов. Последним приписывается нулевая размерность. Наличие одного электрона (или недостаток одного электрона по отношению к заполненному, равному 8) соответствует нульмерной фигуре («точка»), двух электронов — одномерной («прямая»), трех электронов — двумерной («треугольник»), четырех электронов — трехмерной («тетраэдр»). С таких позиций геометрия атомов фактически определяется формой, конфигурацией, облака внешних электронов, что имеет точки соприкосновения с квантовомеханическим описанием атома.

Электронное состояние описывается волновыми функциями. Физический смысл волновой функции  $\psi_{nlm_l}$  состоит в том, что квадрат ее модуля есть плотность вероятности нахождения электрона на том или ином расстоянии от ядра. Вероятность пребывания электрона в элементе объема различна в окрестностях ядра, т. е. имеет место различие электронной плотности в окружающем ядро электронном облаке. Иначе говоря, установление волновой функции ведет к выяснению формы электронных облаков [205, с. 21—23].

Приближенно форма атомных орбиталей (пространственные волновые функции) определяет существование *s*-, *p*-, *d*- и *f*-состояний атомов, отвечающие соответственно значениям  $l = 0, 1, 2$  и  $3$ . — Здесь  $n$  — главное квантовое число ( $n = 1, 2, 3, \dots$ );  $l$  — орбитальное, или азимутальное, квантовое число:  $l = 0 \div (n-1)$ ;  $m_l$  — магнитное квантовое число:  $m_l = 0 \div \pm 1$ .

Электронное облако *s*-состояния сферически симметрично (нульмерно). Упрощенно его можно представить как одну сферу (шаровой слой) с радиусом, равным расстоянию, на котором наиболее вероятно нахождение электрона.

Электронное облако *p*-состояния имеет осевую, одномерную, симметричную распределения электронного заряда (форма гантелей, «восьмерки»). Для *p*-функции характерна одна узловая плоскость (плоскость с плотностью электронного облака, равной нулю). Она проходит через две «свободные» оси координат.

Электронное облако *d*-состояния характеризуется формой розеток из четырех лепестков и обладает двумерной симметрией. Любая *d*-функция имеет две узловые плоскости. Облако *f*-состояния, вероятно, имеет трехмерную симметрию.

Заманчиво предположить, что с числом топологических степеней свободы электронов (атомов) связана дискретность их состояний (в смысле квантовой теории — постулатов Бора: дискретность орбит и пр.). Электроны, находящиеся в пределах нуль-трехмерных «слоев», не излучают энергию (стационарные состояния атомов.) При переходе электронов на другой уровень, т. е. слой с отличной топологией (размерностью), происходит качественное изменение состояния атома. Континуальность (непрерывность) имеет место только внутри, в пределах, нуль-, одно-, дву- и трехмерных «фазовых пространств». Разрыв континуальности происходит при переходе границ топологических «барьеров». Это и есть дискретность.

В аспекте изложенного, перефразируя известное высказывание Э. Резерфорда по поводу модели атома и постулатов Н. Бора, можно, по-видимому, фантазируя, говорить, что электрон действительно заранее знает, на какой уровень перейти.

Отсутствие в данный момент следствий из модели, могущих быть непосредственно проверенными на практике, за исключением стереохимии атомов и молекул, заставляет считать высказанные соображения гипотетическими.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ \*

1. Авдейко Г. П. Эволюция и структурные позиции геосинклинального вулканизма Камчатки. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 132—134.
2. Андреев Э. П. Пространство микромира. М., 1969. 88 с.
3. Анфилогов В. Н., Альмухамедов А. И. Дифференциация силикатных расплавов с позиций химической радикальной полимеризации. — «Геохимия», 1970, № 5, с. 552—559.
4. Апрельков С. Е., Жеталов Ю. В. О вулканических поясах Камчатки. — «Геотектоника», 1972, № 2, с. 102—109.
5. Афанасьев Г. Д. Проблема гранитоидов и некоторые вопросы связанной с ними металлогении. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископ. М., 1955, с. 32—51.
6. Афанасьев Г. Д. Проблемы магматической геологии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 11, с. 14—29.
7. Афанасьев Г. Д. Некоторые вопросы геологической петрологии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 9, с. 5—15.
8. «Базальтовый» слой земной коры в западной части Тихого океана. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 201, № 6, с. 1433—1436. Авт.: А. В. Пейве, А. Л. Книппер, М. С. Марков, Н. А. Богданов.
9. Байдов В. В. Ультразвуковые исследования и микроструктура силикатных расплавов. — В кн.: Свойства и структура шлаковых расплавов. М., 1970, с. 23—38.
10. Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л., 1963, 243 с.
11. Баскина В. А. К тектонической позиции Исландии. — «Геотектоника», 1972, № 2, с. 24—36.
12. Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., 1963. 371 с.
13. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., 1966. 123 с.
14. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., 1968. 255 с.
15. Белый В. Ф., Тильман С. М., Шило Н. А. Глубинное строение и тектоническое положение Охотско-Чукотского вулканического пояса. — В кн.: Вулкан. и вулкано-плутон. формации. М., 1966, с. 282—286.
16. Берковский А. Н., Дедеев В. А., Кратц К. О. О некоторых общих аспектах основного и ультраосновного магматизма восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийск. щита. Л., 1971, с. 136—139.
17. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., 1961. 540 с.
18. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Л., 1955. 86 с.
19. Блум Г., Бокрис Дж. Расплавленные электролиты. — В кн.: Новые проблемы соврем. электрохимии. М., 1962, с. 173—283.

\* Опубликованные данные учтены на начало 1973 г., к моменту завершения работы над рукописью.

20. Бобриневич А. П., Соболев В. С. Кимберлитовая формация северной части Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Вост. Сибири. Т. 1. М., 1961, с. 341—416.
21. Богацкий В. В. Магмообразование как глубинное ожигение. — В кн.: Вопросы геологии Сибири. Томск, 1971, с. 229—230.
22. Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геол.», 1963, т. 38, вып. 3, с. 3—32.
23. Болтянский В. Г., Ефремович В. А. Очерк основных идей топологии. — В кн.: Мат. просвещение. Вып. 2, 3. М., 1957, с. 3—34; 1958, с. 5—40.
24. Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.—Л., 1934. 324 с.
25. Буданов В. И. Основные черты истории развития магматизма Памира. — В кн.: Мат-лы по геологии Памира. Вып. 2. Душанбе, 1964, с. 174—194.
26. Булин Н. К. О мощности земной коры на Памире. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 1, с. 167—170.
27. Бутакова Е. Л. Формации щелочных пород складчатых областей Советского Союза. — В кн.: Магматизм, формации кристал. пород и глубины Земли. Ч. 1. М., 1972, с. 109—113.
28. Вайскопф В. Современная физика в элементарном изложении. — «Успехи физ. наук», 1971, т. 103, вып. 1, с. 155—179.
29. Васильев В. И., Драгунов В. И., Рундквист Д. В. «Парагенезис минералов» и «формация» в ряду образований различных уровней организации. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1972, ч. 101, вып. 3, с. 281—289.
30. Велинский В. В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования. — «Геология и геофизика», 1970, № 1, с. 10—21.
31. Велинский В. В., Пинус Г. В. Об эволюции химического состава вещества верхней мантии. — В кн.: Проблемы петрологии и генет. минералогии. Т. 1. М., 1969, с. 143—182.
32. Вернадский В. И. Проблема времени в современной науке. — «Изв. АН СССР. Отд-ние мат. и естеств. наук», 1932, сер. 7, № 4, с. 511—541.
33. Вернадский В. И. История минералов земной коры. Вып. 1, т. 2, ч. 1. — В кн.: История природных вод. М., 1933. 202 с.
34. Вернадский В. И. Проблемы биогеохимии. Т. 2, 4. М.—Л., 1939. 34 с.; 1940. 16 с.
35. Вигнер Ю. Нарушение симметрии в физике. — «Успехи физ. наук», 1966, т. 89, с. 453—465.
36. Вклад геологической петрологии в решение общегеологических проблем. — В кн.: Петрология. М., 1972, с. 6—17. Авт.: Г. Д. Афанасьев, Б. П. Беликов, А. М. Борсук и др.
37. Власов Н. Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л., 1969, с. 82—95.
38. Волков В. П., Рузайкин Г. И. О газовых равновесиях и методах их расчета в связи с проблемами петрогенезиса. — «Геохимия», 1969, № 8, с. 976—990.
39. Воробьева О. А. Главные типы нефелиновых щелочных пород, их возраст и особенности минерализации. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезн. ископ. М., 1960, с. 431—436.
40. Воробьева О. А. Главные особенности размещения и формирования щелочных пород. — В кн.: Проблемы геологии минер. м-ний, петрологии и минералогии. Т. 2. М., 1969, с. 62—81.
41. Воробьева О. А. О химизме нефелин-сиенитовых магм. — В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелоч. пород. М., 1971, с. 7—16.
42. Галактионов В. А., Белов Н. В. Граница Моховичича и строение силикатов. — «Геохимия», 1967, № 12, с. 1411—1417.
43. Галимов Э. М., Петерсилье И. А. Об изотопном составе углерода углеводородных газов и  $\text{CO}_2$ , содержащихся в щелочных

- изверженных породах Хибинского, Ловозерского и Иллимауссаковского массивов. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 4, с. 914—917.
44. Геологический словарь. Т. 1. М., «Недра», 1973. 486 с.
45. Гиллули Дж. Тектоника плит и магматическая эволюция (1971). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 10, с. 158—161.
46. Гоньшакова В. И. Закономерности эволюции магматизма на древних платформах, — В кн.: Петрогр. формации и проблемы петрогенезиса. М., 1964, с. 57—65.
47. Гоньшакова В. И., Корзун В. П. Особенности проявления щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтоидного вулканизма на древних платформах в связи с проблемой верхней мантии (на примере Русской и Сибирской платформ). — В кн.: Кора и верх. мантия Земли. М., 1968, с. 156—168.
48. Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Главнейшие формации рудоносных глыбовых зон. — В кн.: Магмат. формации. М., 1964, с. 75—85. (Труды 3-го Всесоюз. петрогр. совещ.).
49. Григорович В. К. Периодический закон Менделеева и электронное строение металлов. М., 1966. 288 с.
50. Гришко А. И., Капсамун В. П. О форме интрузивных тел Их-Хайрханского рудного узла (Центральная Монголия). — «Геология и геофизика», 1968, № 5, с. 94—98.
51. Дирак П. А. М. Эволюция физической картины природы. — В кн.: Над чем думают физики. Вып. 3. М., 1965, с. 122—139.
52. Дмитриев Л. В. К вопросу о происхождении ультраосновных пород рифтовых зон Индоокеанского хребта. — «Геохимия», 1969, № 10, с. 1179—1187.
53. Дмитриев Э. А. Геология и петрография щелочных пород Сарыкольского хребта на Восточном Памире. — «Труды Ин-та геологии АН ТаджССР. Петрография и минералогия», 1964, т. 8, с. 35—59.
54. Дмитриев Э. А. Ксенолиты эколгитов в трубках взрыва щелочных пород на Памире. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 6, с. 1425—1428.
55. Добрецов Г. Л., Добрецова Т. Г. Глубинные включения в камптонитах Южной Джунгарии и их генетическое значение. — В кн.: Ксенолиты и гомогенные включения. М., 1969, с. 40—50.
56. Егоров Л. С. Глубинные разломы и закономерности размещения интрузивных тел в Маймеча-Котуйской провинции щелочных ультраосновных пород. — В кн.: Глубинные разломы. М., 1964, с. 166—178.
57. Егоров Л. С., Сурина Н. П. О пространственно-временной связи различных типов платформенного магматизма (на примере Маймеча-Котуйской провинции). — В кн.: Мат-лы IV Всесоюз. петрогр. совещ. Баку, 1969, с. 169—171.
58. Елисеев Э. Н. Вариационный физико-химический анализ процессов кристаллизации многокомпонентных систем. Л., 1971. 128 с.
59. Есин О. А., Гельд П. В. Физическая химия пирометаллургических процессов. Ч. 2. Изд. 2-е. М., 1966. 703 с.
60. Ефимов А. А. Проблема мирового дунита. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., 1968, с. 169—178.
61. Жданов В. В. Черты магматизма глубинных разломов подвижных поясов. — В кн.: Глубинные разломы. М., 1964, с. 121—127.
62. Жмойдин Г. И. Взаимосвязь транспортных свойств со структурой ассоциированных расплавов. — В кн.: Свойства и структура плаков расплавов. М., 1970, с. 38—66.
63. Жмойдин Г. И. Структура алюминатных расплавов с позиций теории дискретных анионов. — Там же, с. 73—93.
64. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. 2-е. М.—Л., 1950. 400 с.
65. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., 1956. 479 с.
66. Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., 1961. 383 с.

67. Затвердевание и кристаллизация каменного литья. Киев, 1969. 164 с. Авт.: Б. Х. Хан, И. И. Быков, В. П. Кораблин, С. В. Ладохин.
68. Зоненшайн Л. П. Геосинклинальный процесс и «новая глобальная тектоника». — «Геотектоника», 1971, № 6, с. 3—26.
69. Иваненко Д. Д. Планковские торжества в Берлине и Лейпциге. — «Успехи физ. наук», 1958, т. 66, вып. 3, с. 523—534.
70. Иванкин П. Ф. Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей. М., 1970. 288 с.
71. Иванкин П. Ф. О соотношениях мантийных и коровых магм и направленности тектоно-магматического развития Алтае-Саянского региона. — В кн.: Закономерности размещ. магмат. формаций Алтае-Саян. склад. обл. Новосибирск, 1971, с. 84—95.
72. Иванкин П. Ф., Фотиади Э. Э., Щеглов А. П. Модели тектоносферы подвижных поясов. — В кн.: Тектоника. М., 1972, с. 76—80.
73. Иванова Т. Н. Выступление в дискуссии на II Всесоюзном петрографическом совещании. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезн. ископ. М., 1960, с. 155—156.
74. Иванова Т. Н. Роль глубинных разломов в формировании структурно-фациальных зон юга Алтае-Саянской складчатой области и распространении в их пределах магматических образований. — В кн.: Глубинные разломы. М., 1964, с. 134—139.
75. Иванова Т. Н., Унксов В. А. Формации гранитоидов в различных типах структурно-формационных зон подвижных поясов СССР (закономерности геосторического и пространственного размещения). — В кн.: Петрология. М., 1972, с. 144—149.
76. Изох Э. П., Пономарева А. П. Об опыте формационного анализа гранитоидов в Западном Узбекистане. — В кн.: Проблемы магмат. геологии. Новосибирск, 1973, с. 188—212. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 213).
77. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезн. ископ. М., 1960, с. 169—195. Авт.: В. С. Коптев-Дворников, И. Ф. Григорьев, Л. В. Дмитриев и др.
78. Ицксон М. И., Красный Л. И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР. — «Геотектоника», 1970, № 2, с. 121—135.
79. Йодер Г. С., мл. Изучение системы  $Di-Alp-H_2O$  при давлениях 5 и 10 кбар в связи с проблемами эксплозивного вулканизма. — В кн.: Эксперимент. петрология и минералогия. Пер. с англ. М., 1971, с. 215—222.
80. Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., 1971. 266 с.
81. Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., 1972. 240 с.
82. Кедров Б. М. Взаимосвязь форм движения материи и их классификация. — В кн.: Пространство, время, движение (статья 1). М., 1971, с. 284—325.
83. Кен А. Н. Формационный анализ — основа металлогенических исследований. — В кн.: Геол. формации. Л., 1968, с. 134—136.
84. Книппер А. Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969, с. 116—132.
85. Когарко Л. Н. Магматические равновесия в природных системах повышенной щелочности. — В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелоч. пород. М., 1971, с. 57—71.
86. Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Содержание галоидных соединений в газовой фазе в зависимости от химизма магматического расплава. — «Геохимия», 1961, № 12, с. 1068—1076.

87. Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Особенности дифференциации богатых летучими щелочных магм. — «Геохимия», 1969, № 12, с. 1439—1450.
88. Козеренко В. Н. Главные особенности эндогенной металлогеники зон активизации земной коры. — В кн.: Эндоген. руд. м-ния. М., 1968, с. 251—259.
89. Конкретные магматические формации Северного Кавказа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 7, с. 3—27. Авт.: Г. Д. Афанасьев, А. М. Борсук, Л. А. Кондаков и др.
90. Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. М., 1972. 152 с.
91. Краткая объяснительная записка к атласу литолого-палеогеографических карт СССР. Л., 1972. 64 с.
92. Краткая объяснительная записка к карте магматических формаций СССР. Ред. Д. С. Харкевич, В. Н. Москалева. М-б 1 : 2 500 000. Л., 1971. 88 с.
93. Ксенолиты алмазонасных пироповых серпентинитов из трубки «Айхал», Якутия. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 5, с. 1141—1143. Авт.: В. С. Соболев, Б. С. Най, Н. В. Соболев и др.
94. Кузнецов А. А. О роли парциального давления водорода в генезисе трапшопов. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 158, № 1, с. 123—125.
95. Кузнецов А. А. Роль летучих компонентов в генезисе трапшопов некоторых районов северо-запада Сибирской платформы. — В кн.: Тезисы докл. Всесоюз. конф. «Петрология трапшопов и связанное с ними оруждение». Л., 1965, с. 77—79.
96. Кузнецов А. А. Некоторые закономерности петрогенезиса трапшопов (на примере отдельных районов северо-западной части Сибирской платформы). Автореф. дис. Л., 1967. 16 с.
97. Кузнецов А. А. Геолого-топологическая модель соотношения магматизма и структурных элементов. — В кн.: Мат-лы совещ. «Давления и механ. напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы». Л., 1969, с. 27—30.
98. Кузнецов А. А. К проблеме моделирования пространства и времени. — В кн.: Симметрия в природе. Л., 1971, с. 85—87.
99. Кузнецов А. А. Геометрическое моделирование и тектономагматический процесс. — В кн.: Краткие тезисы докл. к совещ. «Математизация и автоматизация в геол. исследованиях», 20—25 ноября 1972 г. Л., 1972, с. 42—44.
100. Кузнецов А. А. К проблеме общей динамики магматического процесса. — В кн.: Краткие тезисы докл. к Всесоюз. совещ. по внутрен. геодинамике, 27—30 ноября 1972 г. Вып. 2. Л., 1972, с. 74—77.
101. Кузнецов А. А. Модель поведения летучих компонентов в верхней мантии в связи с уровнями магмогенерации. — Там же. Вып. 3. Л., 1972, с. 16—18.
102. Кузнецов А. А., Шинкарев Н. Ф. К проблеме общей динамики магматического процесса. — «Вестн. Ленингр. ун-та. Геология и география», 1973, № 6, с. 14—25.
103. Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификации магматических формаций. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезн. ископ. М., 1960, с. 93—103.
104. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. 387 с.
105. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций и размещение их в основных структурах земной коры. — В кн.: Петрогр. формации и проблемы петрогенезиса. М., 1964, с. 7—16.
106. Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. — «Геология и геофизика», 1970, № 9, с. 3—24.
107. Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма

- и магмообразования. — В кн.: Проблемы петрологии и генет. минералогии. Т. 1. М., 1969, с. 7—20.
108. К у н о Х. Серии изверженных пород. — В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., 1964, с. 107—121.
109. К у т о л и н В. А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М., 1969. 142 с.
110. К у т о л и н В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, 1972. 208 с.
111. К у ш и р о И. Состояние  $H_2O$  в верхней мантии. — В кн.: Проблемы петрологии и генет. минералогии. Т. 1. М., 1969, с. 21—28.
112. Л а р и н В. Н. О роли водорода в строении и развитии Земли. — В кн.: Науч. собр. Ин-та минералогии, геологии и кристаллохимии редких элементов. Вып. 6. М., 1971, с. 3—67.
113. Лебедев В. И. Новые представления о строении кристаллического вещества и магматического расплава. — В кн.: Мат-лы по минералогии Кольск. п-ова. Л., 1971, с. 201—214.
114. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. М., 1963. 448 с.
115. Леонтьев О. К. Типы планетарных морфоструктур Земли и некоторые черты их динамики в кайнозое. — «Геоморфология», 1971, № 3, с. 3—13.
116. Лесков С. А. Кинетика затвердевания интрузивных тел на примере «монзонитов» гор Каракор (Северный Тянь-Шань). — В кн.: Мат-лы Второго среднеаз. регион. петрогр. совещ. Душанбе, 1971, с. 140—142.
117. Летников Ф. А. К вопросу об использовании экспериментальных данных по синтезу стиповита для геофизических построений. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 3, с. 138—140.
118. Летников Ф. А. Особенности магмообразования на различных термодинамических уровнях земной коры. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., 1968, с. 200—206.
119. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Автореф. дис. Иркутск, 1972. 73 с.
120. Ли Цзян-дао. Слабые взаимодействия и несохранение четности. — «Успехи физ. наук», 1958, т. 66, вып. 1, с. 89—97.
121. Лучицкий И. В. О кислых магматических породах океанов. — «Геотектоника», 1973, № 5, с. 22—34.
122. Малиновский О. В. К вопросу о математическом моделировании в биологии. — В кн.: Методол. проблемы взаимосвязи и взаимодействия наук. Л., 1970, с. 325—336.
123. Манилов Ф. И., Брянский Л. И., Саксин Б. Г. Глубинное строение и характер проявления в геофизических полях некоторых палеовулканических построек на примере Малого Хингана. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 191—192.
124. Маракушев А. А. Теплоемкость, энтропия и химическая связь в минералах. — В кн.: Очерки физ.-хим. петрологии. Т. 1. М., 1969, с. 172—242.
125. Марков М. С. К проблеме формирования «гранитного слоя» островных дуг. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969, с. 228—242.
126. Масайтис В. Л. Магматические циклы Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы связи магматизма и тектоники. М., 1969, с. 201—212.
127. Масайтис В. Л. Проблемы трапного магматизма Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы петрологии и генет. минералогии. Т. 1. М., 1969, с. 247—256.
128. Масайтис В. Л. Состав толеитовых базальтов платформ и геологическое время. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1970, т. 99, вып. 2, с. 192—199.
129. Мацудо С. О происхождении вулканических газов. — В кн.: Геохимия соврем. поствулкан. процессов. Пер. с франц. М., 1965, с. 61—77.

130. Мезозойский вулканизм в истории Земли. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 99—102. Авт.: М. С. Нагибина, В. Ф. Белый, Е. В. Быковская и др.
131. Менакер Г. И. Строение земной коры и закономерности пространственного размещения рудных месторождений в Центральном и Восточном Забайкалье. — «Геология руд. м-ний», 1972, т. 14, № 6, с. 3—16.
132. Месхи А. М. Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира. — В кн.: Мат-лы. по геологии Памира. Вып. 2. Душанбе, 1964, с. 195—213.
133. Милашев В. А. Физико-химические условия формирования кимберлитов. Л., 1972. 176 с.
134. Минковский Г. Пространство и время. — «Успехи физ. наук», 1959, т. 69, с. 303—318.
135. Михайлов Н. П., Щеглов А. Д. Магматизм областей тектонической активизации. В кн.: Магматизм, формации кристал. пород и глубины Земли. Ч. 1. М., 1972, с. 45—50.
136. Мицкевич Н. В. О различии понятий «система отсчета» и «система координат». — В кн.: Физ. наука и философия. М., 1973, с. 300—306.
137. Моисеенко Ф. С. Диоритовый слой земной коры. — В кн.: Земная кора складч. обл. юга Сибири. Вып. 2, ч. 1. Новосибирск, 1971, с. 74—102.
138. Молчанова Т. В. Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса. — «Геотектоника», 1973, № 1, с. 81—95.
139. Моралев В. М., Ельянов А. А. Эволюция тектонических обстановок щелочно-базитового магматизма в истории Земли. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 170—171.
140. Морфология и строение Калба-Нарымского плутона. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 3, с. 57—65. Авт.: Г. Н. Щерба, В. В. Лопатников, П. В. Сериков и др.
141. Мостепаненко А. М. Проблема универсальности основных свойств пространства и времени. Л., 1969. 230 с.
142. Муратов М. В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969, с. 78—103.
143. Мушкин И. В. Гипербазитовые включения в трубках взрыва Южного Гиссара как индикаторы состава верхней мантии. — «Сов. геология», 1972, № 9, с. 146—149.
144. Нарсеев В. А. Спонтанная полимеризация и ее роль в вулканическом процессе. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. Т. 3. М., 1966, с. 98—102.
145. Нарсеев В. А., Летников Ф. А. Об эволюции расплавов и гидротерм на различных уровнях вулкано-плутонической системы. — В кн.: Теорет. проблемы вулкано-плутон. формаций и их рудоносность. М., 1969, с. 187—192.
146. Ниггли П. Магма и ее продукты. Пер. с нем. М.—Л., 1946. 434 с.
147. Новые свойства симметрии элементарных частиц. Пер. с англ. М., 1957. 98 с.
148. Окунь Л. Б. Нарушение *CP*-инвариантности. — «Успехи физ. наук», 1968, т. 95, с. 402—414.
149. Основные особенности вулканизма на разных стадиях развития эггесинклиналей (по данным палеовулканологических исследований на Урале). — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 16—18. Авт.: С. Н. Иванов, Г. Ф. Черняковский, В. М. Нечухин, Т. В. Дианова.
150. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитов. Свердловск, 1971, с. 3—33. Авт.: Д. С. Штейнберг, Г. Б. Ферштатер, Н. С. Бородина и др.
151. Перчук Л. Л. Проблема термодинамических условий минеральных равновесий в глубинных зонах земной коры и верхней мантии. —

В кн.: Магматизм, формации кристал. пород и глубины Земли. Ч. 1. М., 1972, с. 169—176.

152. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита. Л., 1967. 264 с. Авт.: Т. В. Билибина, А. Д. Дашкова, В. И. Донаков и др.

153. Попов В. И. Определение формационных единиц и их положения в основном ряду вещественных геологических образований. — В кн.: Мат-лы Новосиб. конф. по учению о геол. формациях. Т. 1. Новосибирск, 1955, с. 57—74.

154. Попов Г. М., Шафрановский И. И. Кристаллография. М., 1972. 352 с.

155. Проблемы развития советской геологии. — «Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1971, т. 177. 335 с.

156. Пучков Е. П., Бороздин Ю. Г. Морфология некоторых гранитоидных массивов Казахстана и Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Земная кора складч. обл. юга Сибири. Новосибирск, 1969, с. 116—155.

157. Резанов И. А. Базальтовый слой земной коры. — «Сов. геология», 1972, № 9, с. 12—25.

158. Резолюция конференции по учению о геологических формациях (31 января — 6 февраля 1953 г.). Новосибирск, 1953. 22 с.

159. Решение совещания по осадочным породам. М., 1953. 32 с.

160. Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эглогит и некоторые геофизические выводы. — В кн.: Петрология верхней мантии. Пер. с англ. М., 1968, с. 78—117.

161. Ротман В. К., Марковский Б. А. Новая ультраосновная вулканическая провинция на Камчатке. — «Природа», 1971, № 10, с. 69—71.

162. Рундквист Д. В. Накопление металлов и эволюция генетических видов месторождений в истории развития земной коры. — В кн.: Эндеген. руд. м-ния. М., 1968, с. 212—225.

163. Рундквист Д. В. Эволюция рудообразования в истории геологического развития и вопросы изучения филогенеза генетических типов месторождений. — В кн.: Мат-лы Годич. и юбил. сес. Учен. Совета ВСЕГЕИ, 1967 г. Л. 1971, с. 312—332.

164. Рябчиков И. Д., Когарко Л. Н. Влияние замены анионов на кислотность магматического расплава. — «Геохимия», 1963, № 3, с. 305—311.

165. Садецкий-Кардэш Е. Структуры пород и изменение режима летучих в ходе эволюции Земли. — В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., 1964, с. 22—35.

166. Салтыковский А. Я. Об эволюции мезо-кайнозойского вулканизма некоторых районов Восточной Азии. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 124.

167. Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрография магматических и метаморфических пород. Л., 1967. 324 с.

168. Свешникова Е. В. Вулкано-плутонические формации щелочных магм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 9, с. 36—47.

169. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндоген. минералообразования. Л., 1967, с. 170—182. Авт.: В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов.

170. Сеславинский К. Б. Вулканизм в развитии северной части Омолонского массива. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 107—109.

171. Силификация, силикоз, полимеризация, алюминоз в геокристаллохимии силикатов и алюмосиликатов. — «Вестн. Моск. ун-та. Геология», 1970, № 4, с. 8—25. Авт.: Н. В. Белов, Е. Н. Белова, Г. П. Литвинская, Ю. А. Харитонов.

172. Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. «Труды Арктического ин-та», 1936, т. 43. 210 с.
173. Соболев В. С., Соболев Н. В. Природа границы Моховичича и минеральный состав верхней части мантии по петрографическим данным. — В кн.: Природа сейсм. границ в земной коре. М., 1971, с. 112—116.
174. Сперанская И. М. О формах связи вулканизма и интрузивного магматизма в плутоно-вулканических поясах. — В кн.: Теорет. проблемы вулкано-плутон. формаций и их рудоносность. М., 1969, с. 126—135.
175. Спизарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР. Л., 1973. 240 с.
176. Страхов Л. Г. О генезисе трубок взрыва. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 52—55.
177. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 10, с. 3—27. Авт.: А. П. Виноградов, Г. Б. Удинцев, Л. В. Дмитриев и др.
178. Таусон Л. В. О механизме кристаллизации гипабиссальных интрузий. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, вып. 2, с. 447—450.
179. Твердохлебов В. А. Вероятная теплоемкость и состав ядра и мантии Земли. — В кн.: Мат. методы в петрологии и геохимии. М., 1970, с. 149—157.
180. Тейлор С. Геохимия андезитов. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. Пер. с англ. М., 1972, с. 16—39.
181. Удинцев Г. Б. Новые данные о строении дна Индийского океана. — «Океанология», 1965, т. 5, вып. 6, с. 993—998.
182. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., 1972. 394 с.
183. Удинцев Г. Б., Чернышева В. И., Дмитриев Л. В. Магматизм океанов в связи с их тектоникой. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969, с. 223—228.
184. Уилер Дж. А. Предвидение Эйнштейна. Пер. с англ. М., 1970. 112 с.
185. Урманцев Ю. А. Симметрия. — В кн.: Пространство, время, движение. М., 1971, с. 126—166.
186. Устиев Е. К. Настоящее и будущее петрологии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 9, с. 19—25.
187. Устиев Е. К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 4, с. 47—68.
188. Ферштатер Г. Б. Петрология главных формационных типов гранитоидов Урала. Автореф. дис. М., 1972. 35 с.
189. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов. — В кн.: Геохим. критерии потенц. рудоносности гранитоидов. Ч. 1. Иркутск, 1970, с. 216—261. Авт.: Л. В. Таусон, В. Н. Анфилов, В. И. Коваленко и др.
190. Фокс П. Дж., Шрейбер Э., Хицен Б. К. Геология коры Карибского бассейна: третичные осадки, гранитные и основные породы хребта Авес (1971). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 6, с. 132—134.
191. Франк-Каменецкий Д. А. Глубокофокусные землетрясения и тепловые взрывы. — «Природа», 1970, № 1, с. 117—118.
192. Хайн В. Е. Общая геотектоника. М., 1973. 512 с.
193. Херасков Н. П. Тектоника и формации. Избр. труды. М., 1967. 403 с.
194. Хитаров Н. И. Вопросы петрогенезиса в свете экспериментальных данных. — «Геохимия», 1958, № 6, с. 524—534.
195. Чекалюк Э. Б. Термодинамические основы теории минерального происхождения нефти. Киев, 1971. 253 с.
196. Четвериков Л. И. Теоретические основы моделирования тел твердых полезных ископаемых. Воронеж, 1968. 152 с.

197. Чудинов Э. М. Геометрическое моделирование времени в теории относительности. — «Вопросы философии», 1968, № 9, с. 57—66.
198. Шатский Н. С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избр. труды. Т. 3. М., 1965. 348 с.
199. Шейнманн Ю. М. О связи щелочных магматических формаций с крупнейшими структурами материков. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960, с. 436—446.
200. Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., 1968. 232 с.
201. Шерман С. И. Глубинные разломы и магматизм (на примере вулcano-плутонических поясов и зон). — «Труды Иркут. политехн. ин-та», вып. 42, 1968, с. 64—67.
202. Шинкарев Н. Ф., Кузнецов А. А. О гетерогенности магматических расплавов в отношении летучих компонентов. — «Вестн. Ленингр. ун-та. Геология и география», 1970, № 12, с. 42—49.
203. Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). М., 1968. 215 с.
204. Шолдо В. Н. К методике количественных оценок режима вертикальных колебательных движений. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 1, с. 91—94.
205. Шусторович Е. М. Химическая связь. М., 1973. 232 с.
206. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., 1968. 180 с.
207. Щеглов А. Д. Главные типы областей тектоно-магматической активизации. — «Сов. геология», 1970, № 3, с. 26—36.
208. Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., 1971. 147 с.
209. Щерба Г. Н. Вертикальные движения как главная причина образования камерного пространства некоторых интрузивов Казахстана. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1951, вып. 13, с. 56—60.
210. Эйнштейн А. Принцип относительности и его следствия в современной физике. — В кн.: Собр. науч. трудов. Т. 1. М., 1965, с. 138—164.
211. Эйнштейн А. О современном состоянии общей теории относительности. — Там же. Т. 2. М., 1966, с. 344—346.
212. Эйнштейн А. Физика и реальность. — Там же. Т. 4. М., 1967, с. 200—227.
213. Эйриш Л. В. Межформационные гранитные интрузии Буреинского массива. — В кн.: Геоморфология, палеогеография, геология, полезн. ископ. Приамурья. Хабаровск, 1964, с. 39—47.
214. Эрлих Э. Н. Общие черты тектоники вулканических поясов. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 163—164.
215. Янг Чжень-нин. Закон сохранения четности и другие законы симметрии. — «Успехи физ. наук», 1958, т. 66, вып. 1, с. 79—87.
216. Ярошевский А. А. Физико-химическое моделирование процесса дифференциации Земли. — В кн.: Пути познания Земли. М., 1971, с. 178—192.
217. Vockris J. O'M., Mackenzie J. D., Kitchener J. A. Viscous flow in silica and binary liquid silicates. — Trans. Faraday Soc., 1955, v. 51, № 12, p. 1734—1748.
218. Brett R. The earth's core: speculations on its chemical equilibrium with the mantle. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1971, v. 35, № 2, p. 203—221.
219. Challis G. A. Discussion on the paper «The origin of ultramafic and ultrabasic rocks» by P. J. Wyllie. — Tectonophysics, 1969, v. 7, № 5—6, p. 495—505.
220. Dawson J. B., Powell D. G. Mica in the upper mantle. — Contributions Mineral. Petrol., 1969, v. 22, № 3, p. 233—237.
221. Engell A. E., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, v. 76, № 7, p. 719—734.

222. Flower M. F. J. Evidence for the role of phlogopite in the genesis of alkali basalts. — Contributions Mineral. Petrol., 1971, v. 32, № 2, p. 126—137.
223. French B. M., Eugster H. P. Experimental control of oxygen fugacities by graphite — gas equilibrium. — J. Geophys. Res., 1965, v. 70, № 6, p. 1529—1539.
224. Fyfe W. S. Lattice energies, phase transformations and volatiles in the mantle. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1970, v. 3, p. 196—200.
225. Gretener P. E. On the mechanics of the intrusion of sills. — Canad. J. Earth. Sci., 1969, v. 6, № 6, p. 1415—1449.
226. Hamilton W., Myers W. B. The nature of batholiths. — Geol. Surv. Prof. Paper, 1967, № 554-c. 30 p.
227. Hill R. E., Boettcher A. L. Water in the earth's mantle: melting curves of basalt — water and basalt — water — carbon dioxide. — Science, 1970, v. 167, № 3920, p. 980—982.
228. Lambert I. B., Wyllie P. J. Stability of hornblende and a model for the low velocity zone. — Nature, 1968, v. 219, № 5160, p. 1240—1241.
229. Martin R. F., Donnay G. Hydroxyl in the mantle. — Amer. Miner., 1972, v. 57, № 3—4, p. 554—570.
230. McGetchin T. R., Silver L. T., Chodos A. A. Titanoclinohumite. A possible mineralogical site for the water in the upper mantle. — J. Geophys. Res., 1970, v. 75, № 2, p. 255—259.
231. Ramberg H. Chemical bonds and distribution of cations in silicates. — J. Geology, 1952, v. 60, № 4, p. 331—355.
232. Sclar C. B. High pressure studies in the system  $MgO-SiO_2-H_2O$ . — Phys. Earth Planet. Inter., 1970, v. 3, p. 333.
233. Shinkarev N. F., Kuznetsov A. A. Heterogeneity of magmas in relation to their volatile constituents. — Inter. Geol. Rev., 1971, v. 13, № 8, p. 1251—1256.
234. Waskom J. D., Butler J. R. Geology and gravity of the Lilesville granite batholith, North Carolina. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, v. 82, № 10, p. 2827—2844.
235. Yoder H. S., jr. Phlogopite —  $H_2O-CO_2$ : an example of the multicomponent gas problem. — Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst., 1968—1969. Washington, 1970, p. 236—240.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора . . . . .	3
Введение . . . . .	5
Глава I	
Тектонические структуры литосферы и типы родоначальных магм (модель 1) . . . . .	14
Глава II	
Соотношение магматических образований (состав, морфология) и структурных элементов (модель 2)	30
Глава III	
Направленность и интенсивность тектонических движений и химическая эволюция серий изверженных пород (модель 3) . . . . .	44
Глава IV	
Структура расплавов (модель 4) . . . . .	56
Глава V	
Соотношение петрогенных и летучих компонентов в силикатных расплавах (модель 5) . . . . .	68
Глава VI	
Моделирование генетических типов магматических формаций . . . . .	78
Заключение . . . . .	96
Приложение 1	
К проблеме моделирования пространства и времени	101
Приложение 2	
К топологии атомов . . . . .	106
Список литературы . . . . .	108

*Анатолий Александрович Кузнецов*

**ТЕКТОНО-  
МАГМАТИЧЕСКИЙ  
ПРОЦЕСС**

**(геометрическое моделирование)**

Научный редактор *Н. Ф. Шинкарев*

Редактор издательства *Э. М. Бородинская*  
Обложка художника *Ю. И. Прислецова*  
Технический редактор *И. П. Старостина*  
Корректор *Н. Д. Баримова*

ИБ № 7112

Сдано в набор 1/VI 1976 г. Подписано в печать 29/XI 1976 г. М-30595.  
Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага тип. № 2. Печ. л. 7<sup>1/2</sup>. Уч.-изд. л. 8,49. Тираж 2100 экз.  
Заказ № 1041/380. Цена 86 коп.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171,  
ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете  
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

86 коп.

2

2111



~НЕДРА~