

ГЕОДИНАМИКА,
МАГМООБРАЗОВАНИЕ
И ВУЛКАНИЗМ



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
DEPARTMENT OF GEOLOGY, GEOPHYSICS AND GEOCHEMISTRY
PETROGRAPHICAL COMMITTEE
FAR EASTERN SCIENTIFIC CENTRE
INSTITUTE OF VOLCANOLOGY
MINISTRIES OF GEOLOGY OF THE USSR AND THE RSFSR
KAMCHATKA GEOLOGICAL OFFICE
MINISTRIES OF HIGHER AND SECONDARY SPECIAL EDUCATION
OF THE USSR AND THE RSFSR
FAR EASTERN POLYTECHNICAL INSTITUTE

GEODYNAMICS, MAGMA-FORMING AND VOLCANISM

PETROPAVLOVSK-KAMCHATSKI
1974

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР И РСФСР
КАМЧАТСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ СССР И РСФСР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

551.24.
551.21.
552.11

5073

ГЕОДИНАМИКА, МАГМООБРАЗОВАНИЕ И ВУЛКАНИЗМ

ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКИЙ
1974



ГЕОДИНАМИКА, МАГМООБРАЗОВАНИЕ И ВУЛКАНИЗМ

Рассматривается геодинамическая обстановка проявлений разных типов вулканизма, динамика процессов в коре и мантии вулканических областей по геофизическим данным, проблема эволюции вулканизма и его цикличности. Обсуждаются вопросы происхождения и эволюции магматических расплавов, проблемы эволюции теплового потока в пределах Тихоокеанского кольца и его связи с вулканическими и гидротермальными процессами, а также необратимость развития гидротермального процесса в ходе развития вулканизма складчатых областей.

РЕДКОЛЛЕГИЯ:

Л. Н. Барабанов, Г. Е. Богоявленский, М. М. Василевский, И. И. Гущенко, Г. А. Карпов, Г. Н. Ковалев, Н. Н. Кожемяка, Ю. П. Масуренков, С. И. Набоко, К. Н. Рудич, В. М. Сугробов, С. А. Федотов (главный редактор), Г. М. Фремд, Э. Н. Эрлих.

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:

М. М. Василевский, Ю. П. Масуренков, Г. М. Фремд

Предисловие

Состояние и дальнейшее развитие наук о Земле в значительной степени определяется тем, насколько при исследованиях используется основной принцип диалектического познания — принцип, содержащий в своей основе понятие о движении, о нестатичности природы, о прерывистонепрерывном направленном и необратимом развитии геологических процессов и закономерной эволюции форм переноса вещества и энергии. В науках о Земле исследуются самые разнообразные энергетические уровни и формы этого движения — от атомно-молекулярного до планетарного или астрономического. При этом создалось удивительное противоречие. Оно состоит в том, что при наличии все более глубоко развивающихся теорий и моделей процессов на микро- и мегауровнях познания наблюдается почти, если не совсем, полный «интуитивизм» в представлениях о моделях и механизмах геологических процессов на макроуровне — геодинамическом. Причина этого видится нами в специфике предмета исследования, для которого невозможен подход на основе одного метода. Сложность и многоплановость природного процесса диктует большое разнообразие способов познания.

Возникновение каждой новой идеи в геологии вызывается и стимулируется обычно новыми фактами, вовлекаемыми в научный арсенал прогрессом в области методов или соединением традиционных приемов исследования. Такова, в частности, судьба идеи о мантийном питании вулканов, сложившейся на основе геофизического метода «просвечивания» корневых зон вулканов. Технический прогресс обеспечил создание петрологической модели мантии — эксперименты при высоких давлениях и температуре. Глобальная тектоника в современном ее виде стала возможной после проведения магнитометрических работ на огромных площадях океанов, после комплексного изучения срединно-океанических хребтов и т. д. Дальнейшая эволюция представлений о составе, свойствах и роли мантии в развитии верхних горизонтов планеты, в том числе вулканизме, базировались на использовании тонких методов геохимического изучения мантийных пород, широком развитии экспериментальных исследований, зондировании глубин Земли в разных структурах геофизическими методами.

Совершенно естественно, при этом, специализация новых методов на преимущественно «мантийные параметры» стала сказываться на некоторой специализации теоретических представлений: предмет исследования часто вытесняет из поля зрения все, что находится за его пределами. Здесь, однако, очень важным, если не определяющим, является то, насколько глубоко и последовательно соблюдается принцип соответствия научного поиска и обобщения диалектики природного процесса. Ослабление геологического направления в комплексе методов наук о Земле может рассматриваться как одна из основных причин отмеченного выше противоречия. Между тем, очевидно, что геология, включающая в себя наивысший синтез традиционных и новых методов и опирающаяся на изучение исторической последовательности событий, способна обеспечить наиболее полное приближение к научной реальности.

Уровень развития вулканологии в этом смысле еще не обеспечивает целостного представления о вулканизме как о планетарном явлении. Предлагаемый сборник достаточно наглядно отражает мозаичную картину ее современного состояния. Исследования ведутся на разных уровнях с применением разных инструментов познания и теоретических подходов: от детальных физико-химических исследований возможных вариантов течения природного процесса до глобальных обобщений и предсказаний. Зачастую разные уровни совмещаются в одной работе, одновременно отражая и некоторую непоследовательность и естественный бег опережающей мысли. Созданы вероятностные модели очагов магмообразования, систем типа «очаг — вулкан», «очаг — интрузия». Обсуждаются механизмы движения магмы, причины, способы ее возникновения, приводятся различные мотивировки изменения состава и эволюции вулканитов в связи с геодинамической обстановкой, развиваются представления о формах и энергетике извержений.

Отмеченное выше противоречие в степени представительности наших знаний на геодинамическом уровне проявляется, конечно, далеко не равномерно. Более ощутимые успехи наблюдаются в тех областях, где возможно применение надежных методов исследования геодинамических характеристик. С одной стороны, это методы петрографические (в тех случаях, когда петрография освобождается от статичности), с другой, — глобальная тектоника и глубинное строение Земли, опирающиеся на комплекс геофизических методов. Наиболее слабым оказывается опять-таки звено среднее, к которому и относится большинство из перечисленных выше направлений.

Помимо отмеченных причин, по нашему мнению, это объясняется также недостаточностью физических мотивировок для многочисленных категорий и понятий, употребляемых как в региональной магматической геологии и петрологии, так и в вулканологии. Разработка непротиворечивых физических (геологических) моделей исследуемых процессов является одной из основных задач вулканологии.

Материалы настоящего сборника и предшествующий опыт петрографии, геохимии, геотермии и учения о рудных месторождениях свидетельствуют, как нам кажется, о том, что одна из наиболее представительных моделей складывается на основе представлений о глубинном потоке вещества и энергии как важнейшем механизме дифференциации первичного вещества планеты. Вулканизм в качестве одной из форм этого потока тесно связан с другими его проявлениями — метаморфизмом, интрузивным процессом, рудообразованием и общей геодинамической обстановкой, которые в совокупности отражают направленное развитие Земли как геологического тела. Создание модели такого процесса выходит однако за рамки задач вулканологии как, впрочем, и любой другой специализированной отрасли знаний. Она может быть построена только на достижениях широкого круга наук о Земле.

Подготавливая сборник к печати, мы стремились сохранить все особенности стиля изложения авторами своих представлений как по существу, так и по форме, считая, что такой подход в наибольшей мере позволит читателям приблизиться к путям и методам исследований и размышлений авторов.

Редколлегия

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА

С. А. Федотов

**О СВЯЗИ ВУЛКАНОВ С ТИХООКЕАНСКИМ ФОКАЛЬНЫМ СЛОЕМ,
МЕХАНИЗМЕ ПОДЪЕМА МАГМ И ВОЗМОЖНОМ ПОЛОЖЕНИИ
МАНТИЙНЫХ ОБЛАСТЕЙ ПИТАНИЯ ВУЛКАНОВ**

Зарождение магм в верхней мантии и земной коре, механизм их подъема к поверхности и дифференциация магм на пути от источника до поверхности являются ключевыми проблемами вулканологии. Для их решения необходимы данные многих отраслей наук о Земле, в наибольшей мере петрологии и геофизики. Задача сильно усложняется тем, что состав вещества мантии, концентрация летучих в ней, температура и давление, существующие в области частичного плавления мантии, не известны достоверно. Такая неопределенность дает простор гипотезам. Предложены разные схемы вулканического процесса, (Ритман, 1964), (Рингвуд, Грин, 1968), (Белоусов, 1968), (Раст, 1972), (Перчук, 1973) и другие. Из-за недостатка фактических данных многие схемы носят качественный характер.

В последние годы при сейсмологических, геотермических и других геофизических исследованиях на Камчатке получены новые данные, используя которые, можно пытаться получить более определенные выводы о механизме вулканического процесса в области островных дуг и сходных с ними структур. В настоящем сообщении рассматриваются связь активных вулканов Восточного вулканического пояса Камчатки с сейсмофокальным слоем, силы вызывающие подъем магм к поверхности, и возможное положение областей, питающих магмой вулканы. Для того чтобы выводы были более ясными и не предопределялись петрологическими или иными концепциями, в качестве исходных данных берутся только немногие надежные результаты геофизических наблюдений и лабораторных измерений свойств горных пород. Независимые результаты могут оказаться более полезными при последующем сопоставлении с данными о петрологии и энергетике вулканического процесса.

**1. О связи вулканов Восточного вулканического пояса Камчатки
с тихоокеанским фокальным слоем**

Активные вулканические пояса Восточной Камчатки и Курильских островов вытянуты вдоль геоструктурной дуги радиуса 1884 км, (Токарев, 1970). Среднее квадратическое отклонение действующих вулканов от этой дуги составляет ± 22 км, таким образом, почти 70% действующих вулканов Камчатки и Курильских островов лежит в полосе шириной, примерно, 45 км.

Глубины очагов землетрясений, происходящих в тихоокеанской фокальной зоне под этой полосой, определены на Камчатке при детальных сейсмологических наблюдениях. Данные этих наблюдений с 1962 года публикуются в ежегодниках (Землетрясения в СССР) в статьях

о сейсмичности Камчатки и Командорских островов, (Федотов, Токарев, Годзиковская, Зобин, 1972) и др. Оказалось, что землетрясения происходят на глубинах от 120—130 км до 180—190 км под осью геоструктурной дуги. Интервал глубин для северо-западной границы полосы, содержащей 70% действующих вулканов, примерно на 25 км больше, а для обращенной к Тихому океану юго-восточной границы этой полосы — примерно на 25 км меньше.

Еще в тридцатые годы нашего века было выяснено, что землетрясения с глубиной очага 100—200 км в тихоокеанском сейсмическом поясе происходят по большей части в тех областях, где имеются активные вулканы. Было естественно предположить, что между этими явлениями существует зависимость. Однако до сих пор по этому поводу высказываются противоположные мнения. По Н. Кипо (1966 и др.), магматические очаги вулканов островных дуг расположены в фокальном слое, и глубина фокального слоя определяет петрохимию базальтов. Э. Н. Эрлих (1973) отрицает «сопряженность и наличие парагенетической связи» между сейсмофокальными зонами и вулканическими поясами.

Наиболее убедительные данные о существовании такой зависимости были получены при детальном сейсмологическом наблюдении на Камчатке. П. И. Ткаревым было обнаружено, что действующие вулканы Камчатки проектируются по вертикали вниз на ту узкую полосу в фокальном слое, в которой происходит резкое уменьшение сейсмической активности с глубиной, (Токарев, 1974), (Fedotov, Tokarev, 1974). Такое совпадение показывает, что местоположение действующих вулканов Камчатки определяется процессами, происходящими в тихоокеанском фокальном слое.

Современная вулканическая деятельность прекращается на Камчатке примерно в 20—25 км к востоку от оси вулканической дуги. Тихоокеанский фокальный слой выходит на дно океана еще восточнее — примерно в 70—100 км от оси вулканической дуги. Очевидно, что магма поднимается из области ее образования к поверхности по кратчайшему пути вверх, а не вдоль гигантских разломов тихоокеанского фокального слоя.

В общем случае наклонные фокальные слои с землетрясениями на глубинах 100—200 км не являются необходимым условием для появления вулканов. Таких землетрясений нет, например, под срединными океаническими хребтами или вулканическими областями континентальных рифов. Поэтому, хотя связь между вулканами островных дуг и землетрясениями с глубинами очагов 100—200 км не вызывает сомнений, она не может экстраполироваться на другие структуры, где условия, порождающие вулканизм, могут быть иными. По этой же причине одних сейсмологических данных недостаточно для того, чтобы определить, находится ли область плавления мантии и образования первичной магмы на глубинах 100—200 км под вулканами Камчатки либо на меньших глубинах. Выясняя этот вопрос, надо в первую очередь рассмотреть возможные причины подъема магмы.

2. Силы, вызывающие подъем магм к поверхности

В настоящее время у большинства исследователей нет сомнений в том, что наиболее распространенные базальтовые магмы, а также ультраосновные магмы зарождаются в мантии, (Соболев, 1973) и др.

Причины подъема магмы около 100 лет обсуждаются вулканологами, но до конца еще не выяснены (Лучицкий, 1971), (Магницкий, 1965), (Раст, 1972), (Кутюлин, 1972) и др. Вероятно, что магма поднимается под действием различных сил, соотношение между которыми меняется в зависимости от условий, в которых находится магма. Ниже разбираются существующие представления о механизме подъема магм.

В. А. Магницкий (1965, глава VIII) рассматривал возможность подъема магм в условиях, сходных с зонной плавкой. Была взята такая модель: расплавленный слой в глубине Земли, градиент температур выше адиабатического, над расплавленным слоем температуры ниже кривой плавления и эта разница увеличивается по мере приближения к поверхности. В таких условиях конвекция в расплавленном слое будет приводить к плавлению кровли слоя и кристаллизации на его подошве. Слой будет перемещаться вверх утоньшаяся, до тех пор, пока не выродится. Согласно оценкам, сделанным для континентов, расплавленный слой, расположенный первоначально на глубинах 100—160 км, может подняться, утоньшаяся до нуля, к глубине 20 км за 10^7 — 10^8 лет со скоростью от 0,1 до 1,0 см·год⁻¹. Такой механизм, объясняет выплавление земной коры из мантии. Он, вероятно, действует при проплавлении кровли закрытых магматических камер. Однако, он вряд ли применим для питающих каналов вулканов, где кровля уже проплавлена.

В обзорной статье (Раст. 1972) рассматриваются четыре другие силы, которые могут поднимать магму: плавучесть магмы, вскипание содержащихся в ней газов, тектоническое давление и избыточное давление, возникающее при плавлении вещества мантии или коры.

Вскипание газов, несомненно является мощной движущей силой вулканических извержений. Некоторые петрологи полагают, что выделение газов способствует подъему магм не только в земной коре, но и в мантии. Например, по Перчук (1973), миграция расплавов по разуплотненным зонам в верхи мантии может осуществляться по принципу газового бура, т. е. непрерывного выделения газов (сквозьмагматического флюида Коржинского), избыточных по отношению к равновесной растворимости их в магме, на фронте внедрения водонасыщенных расплавов. При этом жидкие массы магмы поднимаются с высокой скоростью в вязкой породе верхней мантии в виде гигантских капель, окружающих «флюидным облаком». Только этот механизм, по мнению Л. Л. Перчука, может объяснить образование трубок кимберлитов, уходящих на «огромные глубины». Глубокофокусные землетрясения вулканических областей, по мнению того же автора, вызываются взрывными явлениями, нарушением сплошности вследствие высокого газового давления.

Эти предположения вызывают сомнения. Горными выработками установлено, что кимберлитовые трубки довольно быстро переходят в жиллообразные тела (Лучицкий, 1971 и др.). Данные о механизме очагов землетрясений показывают, что движения в очагах глубокофокусных землетрясений имеют характер сдвигов, а не всестороннего расширения при взрыве. Растворимость газов сильно возрастает под давлением. Это препятствует выделению газов в мантии, где давление от подошвы коры до глубин 150 км меняется от ~10 до ~50 кбар. Согласно (Харрис и др., 1972), даже очень богатые летучими магмы диатремовых ассоциаций недосыщены ими глубже 35 км.

Более вероятно, что подъем магм в мантии происходит не из-за выделения содержащихся в них газов, а под действием других сил. Во всяком случае, мы не располагаем геофизическими данными, которые подтверждали бы существование механизмов «газового лифта» или «газового бура» в мантии.

В своем обзоре Н. Раст (1972) сообщает, что неизвестны случаи формирования интрузивов под действием тектонического выжимания и что этот механизм не может объяснить подъем относительно тяжелых основных и ультраосновных магм. К этому можно добавить, что, по убеждению тектонистов, вулканизм проявляется в условиях растяжения, а не сжатия. С другой стороны, при толщине коры 30 км, средней плотности коры 2,65—2,85 г/см³ и плотности базальтовой магмы 2,85 $\frac{\text{г}}{\text{см}^3}$,

длительно действующие избыточные тектонические напряжения величиной превышающей $3 \cdot 10^3 \cdot (2.85 - \rho_1)$ бар, где ρ_1 — плотность коры, могут поднять базальтовую магму к поверхности. Представляется, что роль этого фактора пока что не вполне ясна.

Н. Раст (1972), вслед за Дж. Робертсом (1972), отдает решительное предпочтение избыточному давлению, возникающему при плавлении первичных магм в месте их зарождения. С этим трудно согласиться, так как оба автора не принимают в расчет вязкость.

Оценим ее влияние.

Если вещество астеносферы вязко-упругое, то зависимость между напряжением и деформацией в нем выражается известным уравнением Максвелла:

$$\frac{d\sigma}{dt} + \frac{G}{\eta} \sigma = G \frac{d\Theta}{dt}; \quad (1)$$

где σ — напряжение, Θ — деформация, t — время, G — модуль упругости, η — вязкость.

При этом напряжения будут поддерживаться на некотором постоянном уровне ($\frac{d\sigma}{dt} = 0$), если $a = \frac{d\Theta}{dt} = \frac{\sigma}{\eta}$. Вязкость астеносферы оценивается величиной $10^{21} - 10^{22}$ пуаз (Магницкий, 1965). Под вулканическими поясами она может быть несколько порядков меньше. Избыточные напряжения, необходимые для подъема базальтовой магмы сквозь кору толщиной 30 км, при $\rho_1 = 2.75 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ должны превышать 300 бар или $3 \cdot 10^8$ дин см^{-2} . При этих условиях скорость относительной деформации

$$a \approx 3 \cdot (10^{-13} - 10^{-14}) \text{ сек}^{-1} \approx (10^{-5} - 10^{-6}) \cdot \text{год}^{-1}.$$

Восточный вулканический пояс Камчатки существует более 10^6 лет. При плавлении вещества мантии его объем увеличивается, примерно, на 5% (Робертс, 1972 и др.), а линейные размеры, примерно, на 1,5%. Маловероятно, что все вещество области выплавления первичных магм расплавилось за 10^6 лет, поэтому реальная средняя скорость линейной деформации должна быть меньше $1,5 \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$.

Отсюда следует, что избыточные напряжения, необходимые для подъема базальтовой магмы сквозь кору, могут поддерживаться на достаточном уровне только тогда, когда скорость плавления мантии под вулканическим поясом превышает среднюю скорость более, чем в 100 раз. При меньшей скорости плавления и деформации вещество мантии успевает растекаться.

Таким образом, избыточное напряжение, возникающее при плавлении, не может быть постоянно действующим фактором, вызывающим подъем первичных магм из мантии. Однако, оно по-видимому, может эффективно действовать при плавлении замкнутых магматических камер в коре, где вязкость выше ($\sim 10^{23}$ пуаз). Не исключается также полностью возможность того, что рассматриваемый механизм имеет отношение к вспышкам вулканизма длительностью порядка нескольких тысяч лет и менее.

Рассмотрим пятый возможный механизм подъема магм — плавучесть. Существование архимедовых сил в очагах давно не вызывает сомнений, так как расплавы легче исходных горных пород И. В. Лучицкий (1971) перечисляет много работ, авторы которых считали, что расплав поднимается под действием гидростатического давления. Первые из них относятся еще к 1877 году. По мнению McVigney (1963), силы, вызывающие подъем магмы к поверхности, плохо понятны, но несомненно, что для того, чтобы магма достигла поверхности, литостатическая нагрузка

ка должна превышать вес магматической колонны и силы трения. Н. Раст (1972) видит слабые места этой гипотезы в том, что она не может объяснить подъем основных магм и непригодна для объяснения эволюции магматических камер небольшого размера. С утверждениями Н. Рафта можно согласиться лишь отчасти. Действительно, гидростатические силы не могут выжать основную магму к поверхности из очага, расположенного в земной коре. Однако, они могут быть достаточными, если магматический очаг находится в более плотной мантии.

Более сложен вопрос о том, в какой мере вязкость магмы препятствует ее движению по каналам. При очень высокой вязкости магмы оно может практически прекратиться.

Объемный расход вязкой жидкости, вытекающей из трубы, определяется известной формулой Пуазейля:

$$V = \frac{\pi \cdot R^4}{8 \cdot \eta \cdot l} \cdot \Delta P; \quad (2)$$

где V — объемный расход жидкости, R — радиус трубы, l — ее длина, ΔP — падение давления на участке, η — вязкость (Яворский, Детлаф, 1971), (Ландау, Лифшиц, 1953, гл. 1). Скорость истечения жидкости из трубы равна:

$$V = \frac{R^2 \cdot \Delta P}{8 \cdot \eta \cdot l}; \quad (3)$$

Радиусы магматических каналов, судя по размерам кратеров и кальдер, могут меняться от 10 м до 10 км. Как отмечалось выше, гидростатическое давление, необходимое для подъема базальтовой магмы из мантии к поверхности через кору, должно превышать 300 бар, т. е. ΔP может быть больше 300 бар. Максимальная длина каналов, если они начинаются в фокальном слое, равна 100—200 км.

К сожалению, плохо известна вязкость магм в глубинах Земли. При нормальном давлении вязкость силикатных расплавов меняется от 10^3 до 10^8 пуаз, причем вязкость 10^8 — 10^{10} пуаз наблюдаются только для стеклообразных состояний. По экспериментальным данным, увеличение давления до 7 кбар (давление вблизи подошвы коры на Камчатке) увеличивает вязкость гранитных расплавов только на порядок. Предполагается, что давление мало влияет на вязкость (Лучицкий, 1971, гл. II).

Вязкость астеносферы оценивается величиной 10^{21} — 10^{22} пуаз вне вулканических областей. Величину 10^{21} пуаз можно считать верхним пределом вязкости магмы в фокальном слое. Так как плавление сопровождается резким падением вязкости, то вероятно, что реальная вязкость магмы в фокальном слое гораздо меньше.

Судя по объемам изверженных пород, скорость движения магмы вдоль больших каналов, питающих вулканы должна быть порядка $1 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$ или более того.

Подставляя названные значения R , ΔP , l и η в (2) и (3), легко убедиться, что гидростатические движения несомненно возможны у поверхности и в вулканических постройках.

Если $V = 1 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$, $\eta = 10^{10}$ пуаз, $l = 30$ км и $\Delta P = 300$ бар, то R равно только 5 см. Очевидно, что течение магмы возможно даже по тонким трубкам в земной коре и верхних слоях мантии под ней.

При $R = 10$ км, $l = 100$ км, $\Delta P = 500$ бар и $\eta = 10^{21}$ пуаз получается, что $V \sim 0,2 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$, или же $2 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$ при $\eta = 10^{20}$ пуаз. Так как вязкость может быть еще на несколько порядков меньше, то нельзя отвергать возможность течения магмы по каналам под действием гидростатических сил не только в коре и нескольких десятках км мантии под ней, но и в фокальном слое на глубинах 100—200 км. В фокальном слое

Область, соответствующая наиболее вероятным значениям ρ_2 и ΔV для ультраосновных пород мантии, обозначена на рис. 1 заштрихованным четырехугольником I. Для нее $\rho_2 = 3,3-3,4 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ и $\Delta V = 4,5-5,0\%$. Оказывается, что при таких значениях ρ_2 и ΔV гидростатическое давление может поднять магму к поверхности только в том случае, если область питания или основание магматической колонны находится на глубине не менее 100—130 км. (При $\rho_1 = 2,65 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ те же глубины были бы несколько больше — 120—145 км).

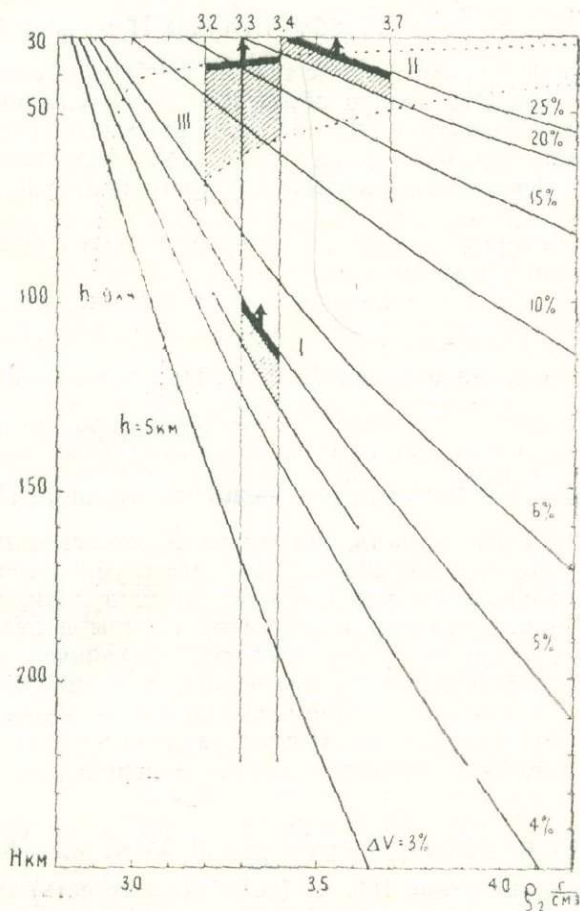


Рис. 1. Оценка минимальных глубин, с которых расплавленное вещество мантии может быть поднято гидростатическими силами к поверхности Земли (при толщине коры 30 км и ее средней плотности $2,75 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$).

H — глубина, ρ_2 — средняя плотность мантии до глубины H , $\Delta V\%$ — увеличение объема вещества мантии при плавлении. I — область диаграммы, соответствующая плавлению ультраосновных пород мантии; II — то же для эглогитов; III — область диаграммы для очагов базальтовой магмы, питающих вулканы высотой от 0 до 5 км.

Глубины области I на рис. 1 практически точно совпадают с наименьшими глубинами кровли фокальной зоны под активным вулканическим поясом: ~100 км под восточным краем вулканического пояса и

120—130 км под осью вулканической дуги. Вероятность случайного совпадения этих интервалов глубин меньше 10%. Это совпадение представляется важным фактором. На его основании, учитывая, что положение действующих вулканов Камчатки определяется процессами в фокальном слое и что в нем возможно вязкое течение магмы можно считать, что магма этих вулканов действительно поднимается из фокального слоя главным образом, гидростатическими силами. Вероятность этого вывода представляется большой. Из него вытекает ряд следствий.

Вулканы Камчатки связаны с фокальным слоем питающими каналами. (возможно, системами вытянутых вверх сообщающихся каналов), которые образуют магматические колонны высотой 100 и более км.

При $\rho_2 = 3,3-3,4 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ и $\Delta V < 6\%$ глубины H меньше 95 км, рис. 1.

Но над участком фокального слоя с такими глубинами очагов землетрясений нет вулканов. Это можно объяснить двумя способами: (1) при плавлении ультраосновных пород мантии в фокальном слое происходит увеличение объема меньше, чем на 6%; (2) ΔV больше 6%, но магмы выплавляются в фокальном слое только строго под вулканическим поясом.

Имеются некоторые данные, по которым можно судить о границах области образования первичных магм.

Избыточное давление магмы достигает величин, достаточных для ее подъема на высоту до 5 км над уровнем моря (высота очень активного Ключевского вулкана равна 4750 м). При $\rho_2 = 3,3-3,4 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ и $V = 5\%$ основание соответствующей магматической колонны должно находиться глубже, чем это получается по минимальным оценкам рис. 1, на величину $\Delta H \approx \frac{h}{\Delta V} 100$ км, где h — высота вулкана. При таких условиях получается, что область, питающая Ключевские вулканы, простирается до глубин порядка 220—230 км. Эта глубина точно совпадает с подошвой фокального слоя под Ключевскими вулканами.

Три действующих вулкана Ключевской группы и вулкан Опала в наибольшей мере удалены на запад от оси вулканического пояса (до 40—50 км). Нет действующих вулканов над той частью фокального слоя, в которой очаги землетрясений располагаются глубже 220—230 км. На основании всех этих данных можно предполагать, что нижняя граница области плавления вещества мантии и первичных магм близка к 220—230 км.

Судя по рис. 1, при $\rho_2 = 3,3-3,4 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ и $\Delta V \leq 5\%$ магматические очаги, расположенные выше 100 км (если таковые есть) способны поднять магму только до некоторого уровня в земной коре, но не до поверхности Земли. Такие очаги магмы не должны были бы вызывать вулканическую деятельность и тем самым обнаруживать себя.

Возможно, что некоторые сведения о характере границ дает асимметрия вулканического пояса. Его восточная граница, обращенная к океану, гораздо более отчетливая, чем западная граница. Нет вулканов на расстоянии более 20—25 км к юго-востоку от оси вулканического пояса ($\sigma = 22$ км). В то же время, есть вулканы, удаленные на 40—50 км к северо-западу от этой оси. Такое различие могло бы возникнуть в том случае, если бы верхняя граница области плавления ультраосновных пород мантии была бы более резкой, чем нижняя, и располагалась бы на глубине около 100 км. Асимметрию вулканического пояса вряд ли можно объяснить только тектоникой, так как пояс вулканов Восточной Камчатки и долины реки Камчатки налагается на разные тектонические структуры более мелкого заложения.

В целом положение верхней границы вероятной области первичных магм остается неясным.

Вернемся снова к рис. 1. До сих пор рассматривались явления, связанные с плавлением ультраосновных пород с удельным весом $3,3-3,4 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ и $\Delta V < 6\%$. Расширение диапазона ρ_2 до $3,2-3,5 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ не внесло бы существенных изменений в рассуждения. Значения $\Delta V\% = 6-9$ уже характерны для средних и кислых, а не основных пород. Поэтому область диаграммы на рис. 1, заключенная между кривыми $\Delta V = 6\%$ и $\Delta V = 20\%$, вряд ли соответствует каким-либо породам мантии.

Выше нее на рис. 1 располагается область, отвечающая переходу эклогит-базальт. По (Рингвуд, Грин, 1968), плотность неизмененных эклогитов находится в пределах $3,4-3,7 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$, равняясь в среднем $3,50-$

$3,55 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$. По (Войткевич и др., 1970), (Лучицкий, 1971) и др. превращение эклогитов в базальтовое стекло сопровождается увеличением объема, достигающим $24,4\%$. Область этих значений ρ_2 и ΔV показана на рис. 1 заштрихованным многоугольником II. При этих значениях ρ_2 и ΔV минимальные глубины $H = 30-45$ км. При $\rho_2 = 3,55 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ и $\Delta V = 25\%$ величина $H = 35$ км.

Таким образом, если бы верхние слои мантии состояли из одних эклогитов, то при их плавлении возникали бы большие гидростатические силы, способные поднять возникшую базальтовую магму к поверхности уже с глубин всего $30-45$ км.

По данным петрологии, верхние слои мантии сложены, в основном, более обычными ультраосновными породами. Их смесь с эклогитами должна была бы иметь плотность $3,4-3,5 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$. При такой плотности мантии базальтовая магма из эклогитов могла бы быть поднята к поверхности с глубин $30-35$ и более км.

Очевидно, что очагов базальтовой магмы такого происхождения нет на любых глубинах в верхней мантии к востоку от вулканического пояса.

Неясна нижняя граница возможной области подобных очагов. Сравнивая поле устойчивости базальтов и эклогитов (Июдер, Тилли, 1965), (Рингвуд, Грин, 1968) с оценками температуры в мантии под островными дугами (Смирнов, 1968, 1972) можно предполагать, что плавление эклогитов возможно здесь до глубины ориентировочно 60 км. Однако эта оценка ненадежная.

Обсуждая возможность существования магматических очагов, возникших при плавлении эклогитов в мантии, полезно иметь ввиду, что их магмы могут быть подняты к поверхности силами плавучести с любых глубин, в отличие от магм, возникших при плавлении ультраосновных пород с $\Delta V 5\%$.

Существует другая гипотетическая возможность образования очагов базальтовой магмы в мантии. Фракционное плавление вещества мантии с последующей сегрегацией расплава может дать базальтовые магмы разного состава. Гидростатические силы могут поднять возникшую базальтовую магму к поверхности, если их очаги расположены достаточно глубоко в мантии. Минимальное — значение этих глубин показывает точечная линия на рис. 1, помеченная значком $h=0$ км. При ее расчете было принято, что толщина земной коры равна 30 км, средняя плотность в ней $\rho_1 = 2,75 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$, а плотность базальтовой магмы



$\rho = 2,85 \pm \frac{\Gamma}{\text{см}^3}$. Глубина определялась из соотношения $\rho H = h_1 \rho_1 + (H - h_1) \rho_2$.

В верхних слоях мантии под вулканическим поясом возможно ее разуплотнение на $0,1-0,2 \frac{\Gamma}{\text{см}^3}$ и средняя плотность может быть равна $3,2-3,4 \frac{\Gamma}{\text{см}^3}$. При таких значениях минимальные глубины питающих очагов равны ~ 35 км. Базальтовые лавы Ключевского вулкана поднимаются на высоту ~ 5 км над уровнем моря. Минимальные глубины очагов, способных поднять базальтовую магму на такую высоту, указывает точечная линия, помещенная значком $h=5$ км. Если принять ее за приближенную нижнюю границу области базальтовых питающих очагов камчатских вулканов, то при $\rho_2 = 3,2-3,4 \frac{\Gamma}{\text{см}^3}$ их глубины лежат в пределах $35-70$ км, область III на рис. 1.

Как уже отмечалось, на Камчатке нет вулканов над той частью тихоокеанского фокального слоя, которая лежит на глубинах $40-100$ км. Очевидно, что здесь, к востоку от вулканического пояса, в верхней мантии не происходит образования базальтовых магм ни над фокальным слоем, ни в нем, ни под ним.

Сегрегирование, отделение базальтовой магмы подразумевает выжимание вверх легкоплавких компонентов и погружение тяжелого остатка. Если бы такое отделение базальтовых магм началось бы в фокальном слое на глубине около 100 км и происходило бы под всем вулканическим поясом, то механизм, характер процессов и движений в фокальном слое резко изменились бы на глубине примерно 100 км, причем появившиеся особенности должны были бы сохраниться до глубины $220-230$ км. По сейсмологическим данным этого не наблюдается. Сомнительно, чтобы в фокальном слое под вулканическим поясом происходило в большом масштабе фракционное выплавление базальтовой магмы из вещества астеносферы. Рассматривавшееся выше предположение о том, что здесь плавится ультраосновное вещество мантии, сопровождающееся увеличением объема примерно на 5% и дающее первичную магму с удельным весом около $3,2 \frac{\Gamma}{\text{см}^3}$, является более вероятным.

Что же касается магм среднего и кислого состава, то они могут быть подняты гидростатическими силами в верхние слои коры с любых глубин в мантии. Отсюда можно заключить, что, если такие магмы образуются в мантии, то это происходит по-видимому только под вулканическими областями*.

Сопоставление полученных нами выводов с обширными и неоднозначными результатами петрологических исследований выходит за пределы этой работы. Ограничимся несколькими замечаниями по этому поводу.

В известной работе Грина и Рингвуда (1968), (Green, Ringwood, 1969) о происхождении базальтов дается такая схема вулканического процесса.

Из астеносферы с глубин, не превышающих $200-300$ км, при благоприятных реологических условиях поднимаются большие диапиры пиролита. Глубже 100 км начинается фракционное плавление вещества

* Напомним, что существуют разные точки зрения на происхождение таких магм. В частности, по (Соболев, 1973) кислые магмы получаются практически только при плавлении пород коры, а андезитовые — при ее переплавлении основными магмами. По (Эрлих, Мелекесцев, 1973) средние и кислые вулканы Камчатки являются продуктами мантии.

этих диапиров, при котором первоначально существует равновесие между расплавом и кристаллическим остатком и сегрегация расплава не происходит. На глубине порядка 100 км возможна сегрегация пикри-
товых магм, редко достигающих поверхности без фракционирования, а различные базальтовые магмы отделяются от пиролита на глубинах 35—70 км.

Наши выводы о вероятном положении области питающих базальтовых очагов вулканов на тех же глубинах 35—70 км и о том, что фракционное выплавление базальтов вряд ли происходит в фокальном слое под вулканами, глубже 100 км основаны на сейсмологических данных и допущении о гидростатическом механизме подъема магмы. Совпадение независимых данных геофизики и петрологии увеличивает доверие к гипотезе гидростатического подъема магм из мантии и описанной схеме Грина-Рингвуда. Однако при этом надо отметить, что мы ничего не находим в наших данных в поддержку их предположения о плавлении эклогитов в фокальном слое.

Из работ (Грин, Рингвуд, 1968, Перчук, 1973) следует, что андезитовые и дацитовые магмы могут образовываться в фокальном слое и являются более глубинными, чем базальтовые. Это плохо объясняется с наших позиций. Вопрос остается открытым.

Заключение

Совместный анализ данных детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке и возможных механизмов подъема магм приводит к таким вероятным заключениям.

Современная вулканическая деятельность Восточного вулканического пояса Камчатки (и, в силу единства процессов, всей Курило-Камчатской дуги) вызвана плавлением ультраосновного вещества мантии в фокальном слое на глубинах от приблизительно 100 до 220—230 км. При образовании первичной магмы здесь не происходит фракционного выплавления базальтов из вещества астеносферы. Магма поднимается отсюда к поверхности гидростатическими силами. Вулканы Восточного пояса связаны с фокальным слоем не одним предполагаемым потоком флюидов, а вертикальными питающими каналами, «магматическими колоннами», высотой более 100 км.

Если существуют мантийные базальтовые очаги вулканов, возникшие при фракционном плавлении ультраосновного вещества мантии или плавлении эклогитов, то такие очаги располагаются, скорее всего, на глубинах от 30—35 до 60—70 км.

Подъем магмы под Восточным вулканическим поясом Камчатки происходит под действием разных сил. В фокальном слое в астеносфере, видимо, преобладают подъем крупных тел под действием умеренных по силе, но постоянных гидростатических сил и, может быть, проплавление кровли со скоростями порядка 1 см в год. В верхних 50 км (такова толщина литосферы под Восточной Камчаткой по сейсмологическим данным) возрастающую роль начинают играть расширение при плавлении или разогреве магмы и тектонические напряжения. В земной коре появляются дополнительные мощные силы, обусловленные выделением растворенных летучих. Их действие усиливается по мере уменьшения глубины, достигая максимума у поверхности во время извержений вулканов.

Средний уровень верха мантийных магматических колонн за промежутки времени, измеряемые тысячами и десятками тысяч лет, определяется, судя по приведенным оценкам, гидростатическими силами.

Пулсации активности вулканического пояса в целом или его больших участков наиболее простым образом объясняются изменениями тектонических напряжений.

Описанная схема процессов может быть верна для активных вулканических поясов большинства дуг, но нельзя целиком переносить ее на вулканические области других типов (в частности, даже на вулканическую область Срединного хребта Камчатки).

Схема удобна тем, что позволяет рассчитывать ряд характеристик вулканического процесса, хотя источник его энергии остается неясным.

Имеются возможности дополнить результаты настоящей работы и проверить некоторые ее дискуссионные места, используя другие геофизические и геологические данные, полученные на Камчатке.

ЛИТЕРАТУРА

- БЕЛОУСОВ В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. «Наука», М., 1968.
- ВОПТКЕВИЧ Г. В., МИРОШНИКОВ А. Е., ПОВАРЕННЫХ А. С., ПРОХОРОВ В. Г. Краткий справочник по геохимии. Изд. «Недра», М., 1970.
- Землетрясения в СССР. «Наука».
- ГРИН Д. Х., РИНГВУД А. Э. Происхождение базальтовых магм. «Мир», М., 1968.
- ГРИН Т. Х., РИНГВУД А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. «Мир», М., 1968.
- ПОДЕР Г. С., ТИЛЛИ К. Э. Происхождение базальтовых магм. Изд. «Мир», М., 1965.
- КУТОЛИН В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. «Наука», Новосибирск, 1972.
- ЛАНДАУ Л. Д., ЛИФШИЦ Е. М. Механика сплошных сред. ГИТТЛ, М., 1953.
- ЛУЧИЦКИЙ И. В. Основы палеовулканологии, т. 1. «Наука», М., 1971.
- МАГНИЦКИЙ В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд. «Недра», 1965.
- ПЕРЧУК Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. «Наука», М., 1973.
- РАСТ Н. Зарождение, подъем и становление магм. В сб. «Механизм интрузий магмы». Изд. «Мир», М., 1972.
- РИНГВУД А. Э., ГРИН Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. В сб. «Петрология верхней мантии». Изд. «Мир», М., 1968.
- РИТМАН А. Вулканы и их деятельность. Изд. «Мир», М., 1964.
- РОБЕРТС Д.ж. Внедрение магмы в хрупкие породы. В сб. «Механизм интрузий магмы». Изд. «Мир», М., 1972.
- СМИРНОВ Я. Б. Связь теплового потока со строением и развитием земной коры и верхней мантии Геотектоника, № 6, 1968.
- СМИРНОВ М. Б. Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали. В сб. «Энергетика геологических и геофизических процессов». Изд. «Наука», М., 1972.
- СОБОЛЕВ В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. «Наука», М., 1973.
- Справочник физических констант горных пород. Изд. «Мир», М., 1969.
- ТОКАРЕВ П. И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. Изв. АН СССР, «Физика Земли», № 3, 1970.
- ТОКАРЕВ П. И. Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом. В сб. «Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом Камчатки». «Наука», Новосибирск, 1974.
- ФЕДОТОВ С. А., ТОКАРЕВ П. И., ГОДЗИКОВСКАЯ А. А., ЗОБИН В. М. Землетрясения Камчатки и Командорских островов. В сб. «Землетрясения в СССР в 1968 году». «Наука», М., 1972.
- ХАРРИС П., КЕННЕДИ У., СКАРФ К. Соотношения вулканизма и плутонизма в свете вариации химического состава горных пород. В сб. «Механизм интрузий магмы». Изд. «Мир», М., 1972.
- ЭРЛИХ Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части тихоокеанского кольца. «Наука», Новосибирск, 1973.
- ЭРЛИХ Э. Н., МЕЛЕКЕСЦЕВ И. В. Четвертичный кислый вулканизм западной части тихоокеанского кольца В сб. «Кислый вулканизм», «Наука», Новосибирск, 1973.
- ЯВОРСКИЙ Б. М., ДЕТЛАФ А. А. Справочник по физике. Изд. «Наука», М., 1971.
- FEDOTOV S. A., TOKAREV P. I. Earthquakes, properties of the upper mantle of Kamthaitka and their connection with volcanism.—Bull. Volc., vol. XXXVII, 1974.
- GREEN D. H. and RINGWOOD A. E. The origin of basalt magmas.—The Earth's crust and Upper Mantle. Geophysical Monograph 13, Amer. Geoph. Union, Washington, 1969.
- KUNO H. Lateral variations of basalt magma type across continental margins and island arcs.— Bull. Volc., vol. 29, No. 2, 1966.
- McBIRNEY A. R. Factors governing the nature of submarine volcanism.—Bull. Volc., vol. XXVI, 1963.

НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА И ВУЛКАНИЗМ

«Новая глобальная тектоника» или «тектоника плит» оформилась, как научная гипотеза, в 1967—1968 годах. В основе этой концепции лежит представление о расширении морского дна (seafloor spreading), высказанное впервые в начале 1960-х годов одновременно Р. Дитцем и Х. Хессом (Dietz, 1961; Hess, 1962). По этим представлениям срединно-океанические хребты являются зонами дивергенции, где формируется новая океаническая кора, а краевые желоба — зонами конвергенции, где кора погружается в мантию. Океаническая кора как бы расширяется от хребтов к окраинам или передвигается подобно ленте конвейера. В основе этого движения, согласно Дитцу и Хессу, лежит термальная конвекция в больших ячейках мантии, обусловленная радиоактивным распадом.

Исходя из этой гипотезы, было высказано предположение об относительной юности дна океанов (не старше палеозоя или даже мезозоя).

Гипотеза расширения морского дна основывалась на интерпретации батиметрии дна океанов и, как указывал Дитц (Dietz, 1961) была, в общем, интуитивной.

Серьезным доводом в пользу гипотезы расширения морского дна было выявление билатеральной симметрии линейных магнитных аномалий относительно срединно-океанических хребтов (Vine, 1966).

Массы глубинного магматического вещества, поднимаясь в зоне срединных океанических хребтов к поверхности, охлаждаются, и, при переходе через точку Кюри, намагничиваются в направлении земного магнитного поля. Расходясь от зоны генерации в стороны, вновь образованные участки земной коры сохраняют приобретенную ими намагниченность и, в соответствии со сменой полярности земного магнитного поля, образуются парные полосы со сменой прямой и обратной намагниченности. Такие линейные аномалии были обнаружены вдоль всех океанических хребтов; порядок чередования аномалий оказался одинаковым не только на разных склонах одного и того же хребта, но и на различных хребтах (рис. 1).

По ширине одноименных аномалий и расстоянию между соседними аномалиями была определена скорость расширения морского дна, которая для различных участков хребтов лежит в пределах от 1 до 4—5 см/год. Дно океанов оказалось как бы гигантской магнитофонной лентой, на которой в смене положительных и отрицательных аномалий записана история его расширения. (Heirtzler et al., 1968).

Согласно «тектонике плит» вся поверхность Земли рассматривается в виде нескольких жестких плит, а все тектонические коллизии имеют место только на границе отдельных блоков (McKenzie and Parker, 1967, Morgan, 1968, Le Pichon, 1968). Насчитывается 6 крупных плит или блоков и несколько более мелких (рис. 2).

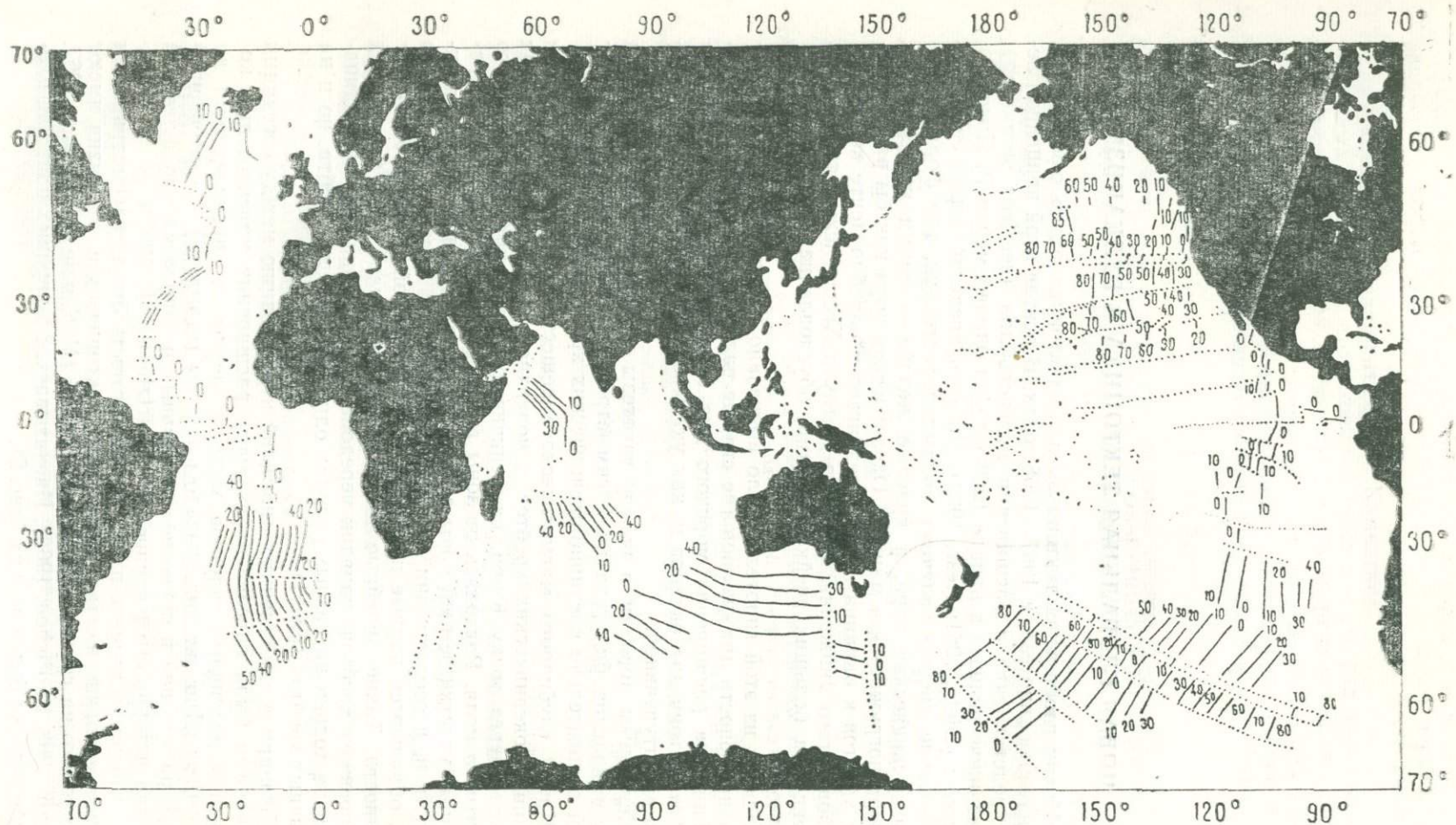


Рис. 1. Карта изохрон океанического дна, составленная по магнитным аномалиям. Цифры у изохрон дают возраст в миллионах лет. Точками показаны трансформные разломы. (Heirtzler et al., 1968).

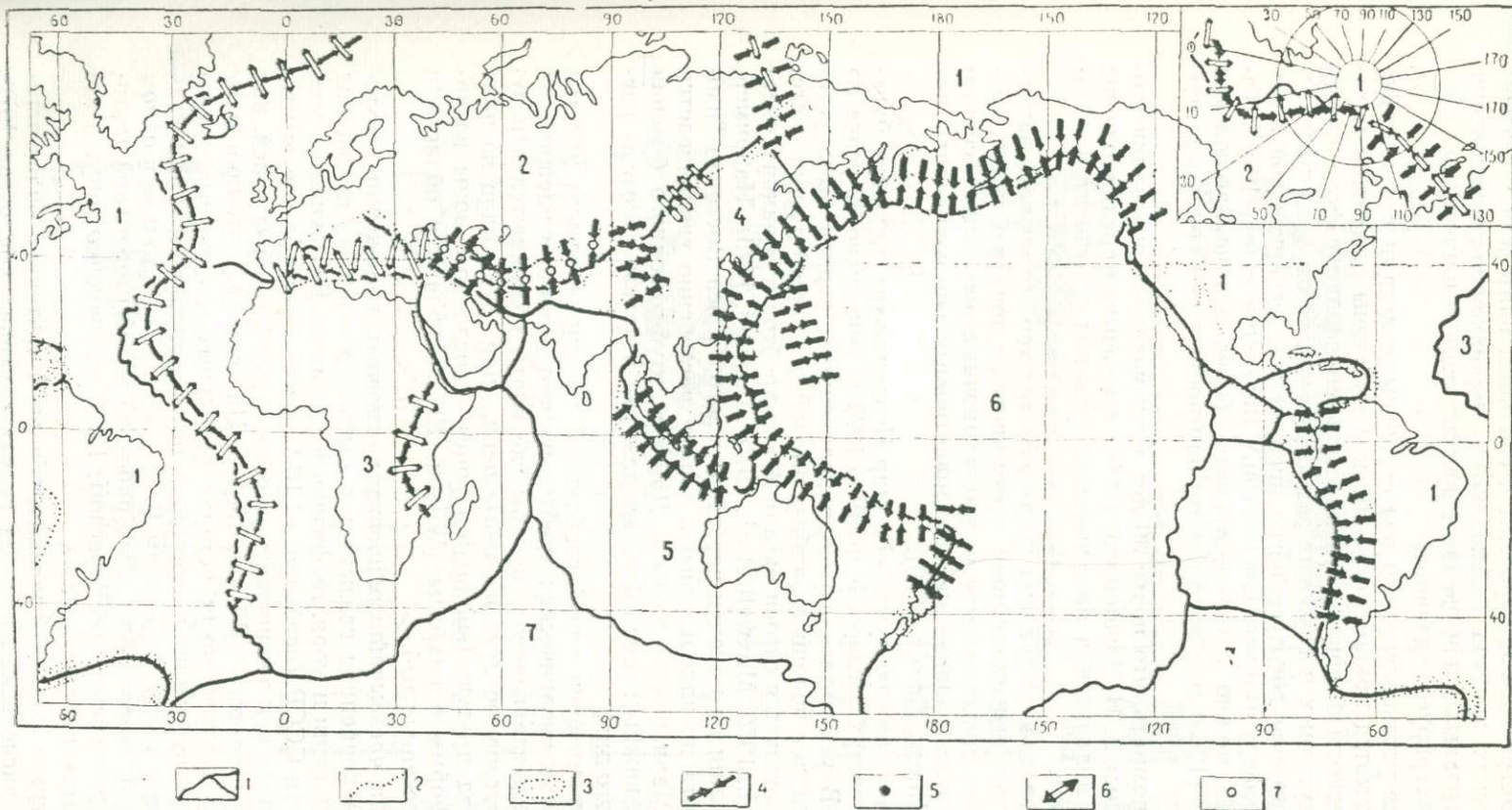


Рис. 2. Разделение земной коры на крупные плиты и ориентация главных осей напряжений в очагах землетрясений (Кропоткин, 1973).
 1 — границы плит, 2 — границы пояса альпийской складчатости, 3 — зоны формирования структур сжатия в кайнозойском складчатом поясе, 4 — оси наибольшего сжатия, ориентированные горизонтально или с наклоном менее 45° , 5 — оси наибольшего сжатия, ориентированные вертикально или с наклоном более 45° , 6 — оси наибольшего растяжения, ориентированные горизонтально или с наклоном менее 45° , 7 — оси наибольшего растяжения, ориентированные вертикально или с наклоном более 45° .

Цифрами обозначены плиты: 1 — Американско-Атлантическая, 2 — Северной Евразии и Северо-Восточной Атлантики, 3 — Африканская, включающая части Индийского и Атлантического океанов, 4 — Юго-Восточной Азии, 5 — Индо-Австралийская, 6 — Тихоокеанская, 7 — Антарктическая. Более мелкие плиты цифрами не отмечены.

Распределение землетрясений и напряжений в их очагах оказалось важным доводом в пользу новой глобальной тектоники (Isacks et al., 1968). Все землетрясения приурочены к границам плит; в области срединно-океанических хребтов наблюдаются напряжения растяжения, а в области островных дуг и океанических желобов — напряжения сжатия. Рис. 3 иллюстрирует сказанное.

Было также установлено, что под островными дугами в астеносфере косо погружаются мощные (70—100 км) пластины с высокой механической добротностью, причем эти пластины совпадают с фокальными зонами промежуточных и глубоких землетрясений. Этот факт рассматривается, как прямое доказательство погружения океанической литосферы в астеносферу (Oliver, Isacks, 1967; Barzangi et al., 1972). Таким же образом можно интерпретировать более ранние наблюдения М. Х. Лившица (1965) над аномалиями плотности под Курильской островной дугой.

Можно напомнить, что почти 30 лет тому назад на основании геологических данных А. Н. Заварицкий (1946) высказывал предположение о возможности поддвигания океанического дна под континент в области островных дуг.

Поддвигание дна океана под континент должно оказывать заметное влияние на геофизические поля, в том числе на тепловой поток, времена пробега сейсмических волн и гравитационные аномалии. Теоретический подсчет этого влияния вполне удовлетворительно совпадает с наблюдениями (Minear, Toksöz, 1970).

С 1968 г. специальное судно «Гломар Челленджер» проводит бурение в глубоких частях океанов. К ноябрю 1973 г. выполнено 32 рейса по всем океанам. В результате изучения полученных кернов было установлено, что возраст подошвы надбазальтовой осадочной толщи систематически увеличивается от оси океанических хребтов к окраинам океанов (Fisher et al., 1970; Maxwell et al., 1970; Лисицин, 1973). Например, возраст этой толщи от плиоцен-плейстоценового у оси Восточно-Тихоокеанского хребта по направлению к западу постепенно увеличивается до юрского у Марианского желоба. Данные глубоководного бурения являются очень важным геологическим доводом в пользу гипотезы расширения морского дна.

Основные положения новой глобальной тектоники весьма просты: области срединных океанических хребтов являются зонами расширения морского дна и раздвижения плит; там где плиты сближаются образуются желоба, островные дуги и горные цепи, при этом одна из плит поддвигается под другую (*subduction zones* — дословно — зоны поглощения); трансформные разломы (Wilson, 1965) являются областями взаимного скольжения глыб.

Несмотря на чрезвычайную простоту основных положений «тектоники плит», эта концепция связывает в стройную систему целый ряд фактов геологии, суши и моря, геофизики и геохимии. Большинство ученых за пределами СССР (особенно в США) рассматривают новую глобальную тектонику, как законченную теорию и даже говорят о ней, как о «революции в геологии» (Wilson, 1968). На основе тектоники плит рассматривается геологическая история отдельных конкретных регионов. Число таких публикаций огромно и нет возможности упомянуть даже главнейшие из них. По данным В. Е. Ханна (1973) только в одном 1971 г. было опубликовано более 350 работ по новой глобальной тектонике. Критические замечания (Meyerhoff, 1972) совершенно тонут в потоке «глобальных» публикаций.

В нашей стране подход к новой глобальной тектонике более осторожный, в том числе высказывается резкая критика (Белоусов 1970, 1973). Специальная сессия Отделения Геологии, Геофизики и Геохимии

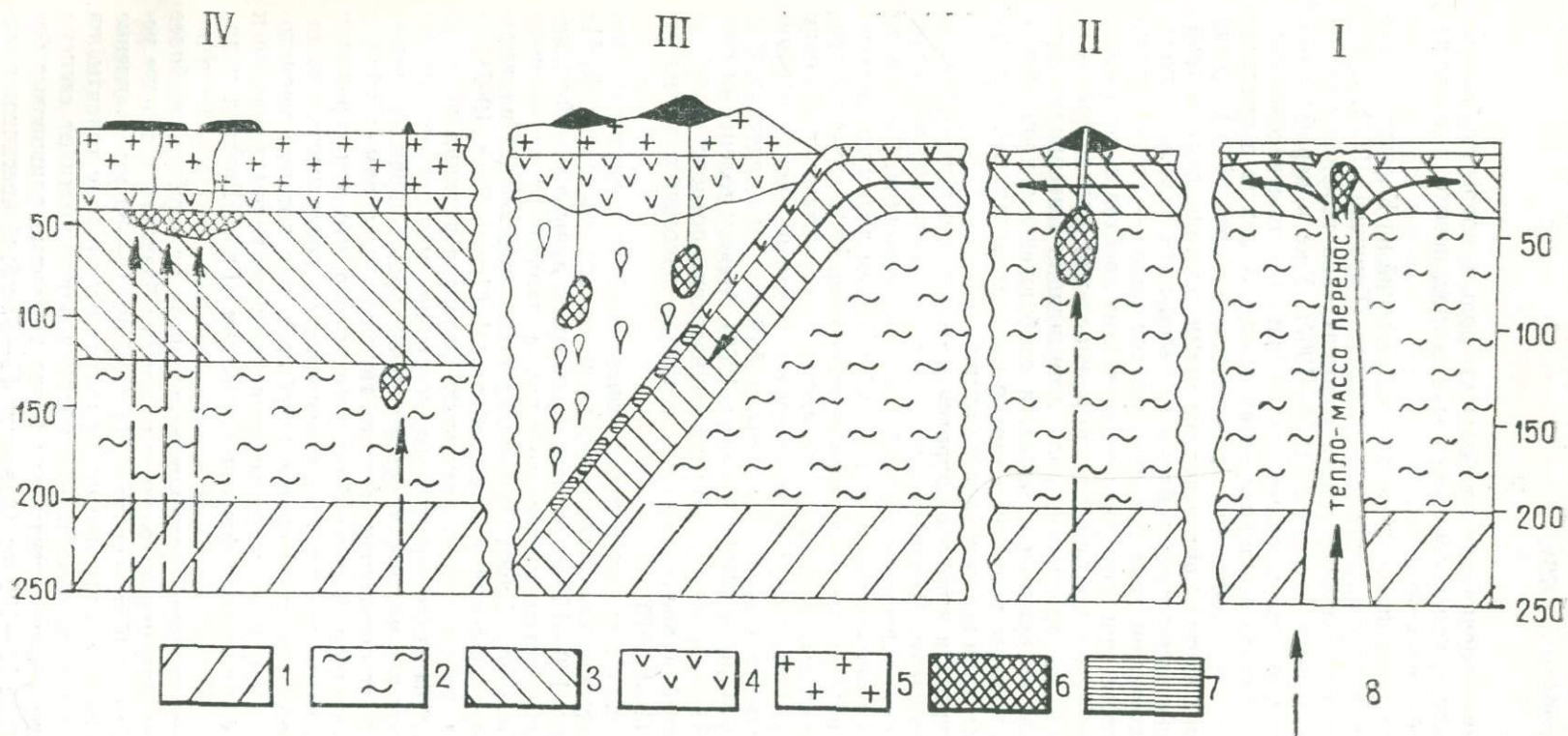


Рис. 3. Схема развития вулканизма в главных тектонических областях Земли. I—области срединно-океанических хребтов, II—внутриокеанические острова, III—островные дуги и активные края континентов, IV—внутриконтинентальные области. 1—подастеноферные области мантии, 2—астеносфера, 3—надастеноферные (литосферные) части мантии, — базальт, 5—гранит, 6—области генерации магм, 7—эклогит, 8—дополнительный тепловой поток.

АН СССР в 1972 г. отразила различные точки зрения на тектонику плит в СССР (Проблемы, 1973).

II

Вулканические явления играют большую роль в новой глобальной тектонике, но прежде, чем рассмотреть этот вопрос, необходимо напомнить некоторые общие положения.

В 1956 г. на основании сейсмических наблюдений на Камчатке была высказана идея о мантийном питании вулканов (Горшков, 1956). С тех пор эта идея была развита на основе сопоставления геофизических и петрохимических данных (Горшков, 1958—1967). Уже в первых работах были сформулированы основные положения: а) магматические очаги (в том числе известково-щелочного вулканизма) лежат в пределах верхней мантии в слое пониженных сейсмических скоростей; б) состав и строение верхних частей мантии под океанами, континентами, островными дугами и океаническими хребтами различны: эти различия проявляются в существовании двух главных классов пород — континентального и океанического, при этом лавы океанических хребтов принадлежат не к океаническому, а к континентальному классу; в) вулканизм является «сквозькорovým» процессом, роль ассимиляции материала коры очень ограничена; г) вулканизм является отображением процессов в верхней мантии, поэтому вулканизм можно рассматривать, как индикатор состава и состояния верхних частей мантии.

Эти идеи встретили в начале сопротивление, однако теперь они являются общепринятыми. Мантийный характер лав большинства вулканов подтвержден анализом отношений изотопов стронция. Только во внутренних частях континентов наряду с мантийными лавами изливаются также лавы, испытавшие процессы контаминации. Некоторые внутриконтинентальные лавы, возможно, являются продуктами плавления нижних частей земной коры. Систематическое различие между океаническими и континентальными толеитовыми базальтами подтверждено статистически с помощью ЭВМ (Кутолин, 1969). Между толеитами срединно-океанических хребтов и внутриокеанических островов найден целый ряд отличий в распределении редких и рассеянных элементов (Hubbard, 1969; Gast, 1970).

Переход от пород срединно-океанических хребтов к внутриокеаническим в петрохимическом отношении, по-видимому, постепенный. На склонах хребтов в 100—150 км от оси изливаются лавы в какой-то мере промежуточного петрохимического типа, а дальше от оси — чисто океанические (Gorshkov, 1969). Отмечается также уменьшение параметра Ниггли по мере удаления от оси хребтов (McBirney, Gass, 1967).

В последнее десятилетие в результате развития техники эксперимента и аппаратуры стало возможным изучение многокомпонентных силикатных систем и, в частности, естественных горных пород при высоких давлениях и температурах, соответствующих условиям глубин в 100 и более километров. В итоге было установлено, что при первичном перидотитовом составе характер изливающихся на поверхность лав зависит главным образом от давления (глубины), при котором происходит отделение магмы, и от скорости последующего перемещения ее к поверхности, т. е. от степени фракционирования (Грин, Рингвуд и др., 1968).

При фракционировании оливиновых толеитов на глубине не более 15 км образуются кварцевые толеиты; щелочные базальты в тех же условиях дают ряд: гавайит — трахит. На глубине 15—30 км (давление 5—9 кбар) формируются высокоглиноземистые оливиновые толеиты, на глубине 35—70 км (давление 13—18 кбар) в зависимости от степени плавления — оливиновые толеиты или более щелочные оливиновые базальты. На глубине 70—100 км (давление 18—27 кбар) частичное плав-

ление перидотита может дать начало толеитовому пикриту с фракционированием в сторону более щелочных разновидностей. Таким образом, с увеличением глубины фракционирования магмы ее щелочность повышается.

Известково-щелочные породы, в частности андезиты, могут образовываться различными путями: при частичном плавлении кварцевого эклогита на глубине 80—150 км, при частичном плавлении амфиболита во влажных условиях на глубине 15—80 км и при фракционной кристаллизации базальта на небольших глубинах. (Green, Ringwood, 1966). Видимо в различных конкретных условиях возможны различные пути генезиса андезитов.

На основе своих экспериментов Д. Грин и А. Рингвуд (1968; Рингвуд, 1972) полагают, что вблизи окраин материков в погружающейся ветви океанической литосферы базальт превращается в амфиболит, а затем в эклогит, из которых при повышении температуры на глубине 80—150 км выплавляется известково-щелочной андезит.

По мнению Рингвуда (1972) лавы срединно-океанических хребтов и внутриокеанических вулканов имеют один и тот же источник, а различия состава обусловлены только глубиной фракционирования. Внутриконтинентальный вулканизм им не рассматривается вообще.

Механизм генерации известково-щелочных магм, предложенный Грином и Рингвудом, хорошо согласуется с принадлежностью лав срединно-океанических хребтов и островных дуг к одному и тому же — континентальному — петрохимическому классу (Горшков, 1963). Однако явные петрохимические и геохимические отличия континентального и океанического класса пород не позволяют отнести магмы океанических хребтов и внутриокеанических островов к единому источнику. Очевидно наряду с глубиной формирования магмы и глубиной ее фракционирования существенную роль играет состав исходных пород. Можно полагать, что под океанами и континентами состав мантии различен, что и приводит к систематическому различию выплавляемых магм. Это различие очень резко проявляется затем в ходе поверхностной фракционной кристаллизации. Недавно Е. В. Артюшков (1970) высказал интересную гипотезу о глубинной дифференциации вещества Земли, вплоть до границы ядро — мантия. По этой гипотезе в верхние горизонты мантии выносятся большие количества глубинных легких дифференциатов и тепла. Может быть именно этот механизм, а не тепловая конвекция, приводят к возникновению океанических хребтов и расширению морского дна.

Исходя из всего вышесказанного можно дать общую глобальную схему вулканизма, которая согласуется с новой глобальной тектоникой и дополняет ее (Горшков, 1972; Gorshkov, 1972, 1973).

I. В области срединно-океанических хребтов идет интенсивное поступление тепла и, по всей видимости, вещества из более глубоких частей мантии (м. б. от границы с ядром). Магма генерируется на очень высоких уровнях — порядка 15—20 км. Образуются высоко-глиноземистые толеиты и даже кварцевые толеиты. Здесь формируется океаническая кора. Для этих областей характерен очень высокий тепловой поток и напряжения растягивания.

II. Весьма заманчива идея генерации известково-щелочных магм островных дуг за счет эклогитов в погружающейся ветви океанической литосферы, сформированной в океанических хребтах. С этим согласуется принадлежность тех и других пород к континентальному классу. В этой зоне идут процессы формирования континентальной коры и мантии.

Не исключена возможность, что помимо пассивного погружения и плавления океанической коры здесь идут так же какие-то активные процессы в верхней мантии.

Латеральная вариация щелочности магм (Горшков, 1960; 1963; Кипо, 1966) скорее всего обусловлена погружением геоизотерм по направлению от океана к континенту. В связи с этим во внутренних частях вулканических дуг магмы фракционируются на более глубоких уровнях, что приводит к повышению щелочности.

III. Источником вулканизма в тектонически мало активных областях океанических плит является слой пониженных скоростей, в котором вещество находится в состоянии близком к плавлению или даже частично расплавлено. В областях местного, относительно небольшого разогрева в глубинах мантии, в верхних частях слоя пониженных скоростей (60—70 км для океанов) и возникают условия для выплавления и отделения магм. На Гавайских островах и на многих других островах Тихого океана образуются оливиновые толеиты, а к концу вулканического цикла — щелочные оливиновые магмы. Можно полагать, что магматический очаг, расположенный в низах литосферы или на границе астеносферы, отрывается от источника тепла, переходит к меньшей степени выплавления и соответственно состав магм изменяется от оливиновых толеитов до щелочных оливиновых базальтов. Последние на заключительной стадии застывания дают ряд сильно щелочных дифференциатов, обычно венчающих Гавайские вулканы.

На некоторых островах (Таити, Кука) известны сильно щелочные базальты, а толеиты отсутствуют или скрыты более поздними щелочными лавами. В этом случае можно предполагать более глубокие уровни генерации магм в слое океанической астеносферы.

IV. Области внутриконтинентального вулканизма наиболее многообразны и хуже всего изучены. В тектонически относительно спокойных районах (вне рифтовых зон) при небольшом увеличении поступления тепла генерация магм происходит, как и в области океанических плит, у кровли слоя пониженных скоростей (120—140 км для континентальных областей). Большая глубина обуславливает генерацию магм повышенной щелочности.

В рифтовой зоне Байкала мощность земной коры уменьшена, тепловой поток повышен и слой низких скоростей залегает на более высоком уровне. Здесь, по-видимому, генерация магм происходит на более высоких уровнях, но все же на глубинах, обеспечивающих выплавление щелочных базальтов, т. е. в интервале глубин 35—70 км. Несмотря на глубину, сходную с глубиной генерации внутриокеанических магм, состав базальтов здесь иной, что обусловлено различием исходного состава континентальной и океанической мантии.

Траппы имеют толеитовый или слабо-щелочной химизм континентального класса. В траппах Декана отношение изотопов стронция $Sr^{87/86}$ несколько повышено по сравнению с мантийными магмами. Возможно траппы образуются в самых верхних горизонтах мантии или нижних горизонтах земной коры за счет эклогитов в условиях значительно-го регионального увеличения температуры.

V. Основой вулканической деятельности является тепломассоперенос в верхней мантии. Первичные источники тепла могут быть очень глубокими и, в частности, могут быть связаны с гравитационной дифференциацией на границе ядро — мантия.

Различие состава верхней мантии под океанами и континентами и обусловленное этим различием существование двух классов вулканических горных пород связаны с адвективным подъемом вещества из более глубоких частей Земли в области срединно-океанических хребтов. Здесь формируется океаническая земная кора. По-видимому существует парадоксальное положение — океаническая земная кора относится к континентальному классу пород и генетически не связана с океанической астеносферой. Океанический класс вулканических горных пород ограничен внутриокеаническими островами. В зоне островных дуг

происходит переработка коры океанической в кору континентального типа.

Таким образом земная кора не является источником вулканизма, как это считалось сравнительно недавно. Наоборот, вся земная кора и континентальная, и океаническая с их небогенными полезными ископаемыми в конечном счете — продукт вулканизма.

В настоящее время успехи вулканологии очевидны: выявлена самая тесная связь вулканизма с процессами, происходящими в верхней мантии, определены основные условия появления магм различного состава в условиях первичного пиролитового состава. Оправдывается взгляд, что вулканизм можно рассматривать, как индикатор состава и состояния верхних частей мантии. Это открывает перспективы выявления прежних состояний мантии в областях древнего вулканизма.

Одной из основных дальнейших задач является проверка гипотезы «новой глобальной тектоники». От решения этого вопроса зависит дальнейшее развитие всего комплекса наук о Земле в том числе и вулканологии.

Эта гипотеза позволяет подходить с позиций различных наук о Земле. С позиций вулканологии можно наметить, например, следующие пути: в случае справедливости новой глобальной тектоники должно наблюдаться старение радиогенных изотопов в базальтах океанической коры по мере удаления от оси хребта; отношение изотопов $\text{Sr}^{87}/^{86}$ в островных дугах должно быть закономерно несколько выше, чем в срединно-океанических хребтах. Петрохимически можно различить подводные вулканы, образовавшиеся на хребтах и переместившиеся во внутренние части океанов, и образовавшиеся позже на дне океана. Последние будут отличаться от базальтов фундамента и по магнитной характеристике. Имеющиеся в настоящее время разрозненные данные как будто находятся в согласии с гипотезой расширения морского дна. Необходим специальный сбор данных с отбором проб на подводных вулканах и в базальтах дна океана.

Одной из главных вулканологических задач остается решение проблемы генезиса различных магм на глубине и их изменений на пути к поверхности. Эта задача решена в первом приближении для пиролитовой модели мантии. Сейчас появились данные (Press, 1970) что слой пониженных скоростей (по крайней мере под океанами) состоит из более плотных пород ($3,5 \text{ г/см}^3$), чем это принималось ранее. Возможно это — гранатовый пироксенит. Такой пироксенит был обнаружен в ксенолитах Гавайских лав; причем лерцолиты оказались производными по отношению к этому пироксениту. Необходимы дальнейшие исследования глубинных ксенолитов в лавах, в том числе эклогитов и пироксенитов. Необходимы новые петрологические, геохимические и экспериментальные исследования; может быть для пироксенита будут получены более простые решения, чем для пиролитовой модели.

Важно также выяснить генетические различия океанического и континентального класса пород. Эти различия в существовавших до сих пор гипотезах не учитывались.

«Тектоника плит» впервые позволила рассматривать все геологические процессы в взаимосвязи. Одним из основных процессов в «новой глобальной тектонике» является вулканизм и в этой связи перед вулканологией открываются новые перспективы.

ЛИТЕРАТУРА

- АРТЮШКОВ Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления. Изв. АН, Физика Земли, 1970, № 5, 18—30.
БЕЛОУСОВ В. В. Об одной гипотезе развития океанов. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, № 4, 92—114.

- БЕЛОУСОВ В. В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность. Сб. «Проблемы глобальной тектоники», 60—99. Наука, 1973.
- ГОРШКОВ Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. Докл. АН, 106 (4), 703—705, 1956.
- ГОРШКОВ Г. С. Некоторые вопросы теории вулканологии. Изв. АН, сер. геол., № 11, 21—27, 1958.
- ГОРШКОВ Г. С. Четвертичный вулканизм и петрохимия лав Курильских островов. Сб. «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы», 334—340. АН, 1960.
- ГОРШКОВ Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли. Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма» 5—16. АН, 1963.
- ГОРШКОВ Г. С. К петрохимии вулканических пород в связи с образованием островных дуг. Сб. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса», 569—573. АН, 1963.
- ГОРШКОВ Г. С. Вулканизм и верхняя мантия. Сб. «Проблемы вулканизма», 13—14. Петропавловск-Камчатский, 1964.
- ГОРШКОВ Г. С. Явления вулканизма и верхняя мантия. Сб. «Химия земной коры» т. 2, 41—52. «Наука», 1964.
- ГОРШКОВ Г. С. Островные дуги и океанические хребты — вулканизм и географические поля. Сб. «Вулканизм и геохимия его продуктов», 8—18. «Наука», 1967.
- ГОРШКОВ Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. «Наука», 1967.
- ГОРШКОВ Г. С. Вулканизм и глубины Земли. Вестн. АН, 1972, № 2, 55—60.
- ГРИН Д. Х., РИНГВУД А. Э. и др. Петрология верхней мантии. Мир, 1968.
- ЗАВАРИЦКИЙ А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 2.
- КРОПОТКИН П. Н. Динамика земной коры. Сб. «Проблемы глобальной тектоники», 27—59. «Наука», 1973.
- КУТОЛИН В. А. Статистическое изучение химизма базальтов различных формаций. «Наука», 1969.
- ЛИВШИЦ М. Х. К вопросу о физическом состоянии глубинного вещества земной коры и верхней мантии в прикурильской зоне Тихоокеанского кольца. Геология и Геофизика, № 1, 1965.
- ЛИСИЦЫН А. П. Возраст и состав базальтов ложа океанов. Докл. АН СССР, в печати, 1973.
- Проблемы глобальной тектоники. «Наука», 1973.
- РИНГВУД А. Э. Состав и эволюция верхней мантии. Сб. «Земная кора и верхняя мантия», 7—26. Мир, 1972.
- ХАИН В. Е. О новой глобальной тектонике. Сб. «Проблемы глобальной тектоники», 5—26. «Наука», 1973.
- BARAZANGI M., ISACKS B., OLIVER J. Propagation of seismic waves through and beneath the lithosphere that descends under the Tonga island arc. J. Geoph. Res. 77 (5), 952—958, 1972.
- DIETZ R. S. Continents and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. Nature, 190 (4779), 854—857, 1961.
- FISHER A. G., HEEZEN B. C., BOYCE R. N., BUKRY D., DOUGLAS R. G., GARRISON R. E., KLING S. A., KRASHENINNIKOV V., LISITZIN A., PIMM A. C. Geological history of the Western North Pacific. Science, 168 (3936), 1210—1214, 1970.
- GAST P. W. Dispersed elements in oceanic volcanic rocks. Phys. Earth Planet. Inter., v. 3, p. 246, 1970.
- GORSHKOV G. S. Petrochemical features of volcanism in relation to the types of the Earth's crust. In: G. A. Macdonald and H. Kuno (Editors) «The Crust of the Pacific Basin». Geoph. Monograph., 6, 110—115. Am. Geophys. Union, 1962.
- GORSHKOV G. S. Intra-oceanic islands, East Pacific Ridge, island arcs: volcanism and upper mantle. Tectonophysics, 8, 213—221, 1969.
- GORSHKOV G. S. Two types of alkaline rocks — two types of upper mantle. Bull. Volcanol., (33 (4), 1186—1198, 1969.
- GORSHKOV G. S. Progress and problems in volcanology, Tectonophysics. 13, (1—4), 123—140, 1972.
- GORSHKOV G. S. Petrochemistry of volcanic rocks in the Kurile island arc with some generalizations on volcanism. In: P. J. Caloman (editor) «The Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry», 459—467. University of Western Australia Press, 1973.
- GREE T. H., RINGWOOD A. E. Origin of the calc-alkaline igneous rock suite. Earth Planet. Sci. Lett. 1 (5), 307—316, 1966.
- HEIRTZLER J. R., DICKSON G. O., HERRON E. M., PITMAN W. C., Le Puchon X. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. Journ. Geophys. Res., 73 (6), 2119—2136, 1968.
- HESS H. H. History of the ocean basins. In: «Petrologic Studies», a volume to honor A. F. Buddington, p. 599—620. Geol. Soc. of America, 1962.
- HUBBARD N. J. A chemical comparison of oceanic ridge, Hawaiian tholeiitic and

- Hawaiian alkalic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 5 (5), 346—352, 1969.
- ISACKS B., OLIVER J., SYEKS L. R. Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 73 (18), 5855—5899, 1968.
- KUNO H. Lateral variation of basaltic magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, 29 195—222, 1966.
- LePICHON X. Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, 73 (12), 3661—3697, 1968.
- MAXWELL A. E., VON HERZEN R. P., HSÜ K. J., ANDEWS J. E., SAITO T., PERCIVAL S. F. Jr., MILOW E. D., BOYCE R. E. Deep sea drilling in the South Atlantic. *Science*, 168 (3935), 1047—1059, 1970.
- Mc BIRNEY A. P., GASS I. G. Relations of oceanic volcanic rocks to mid-oceanic rises and heat flow. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2, 265—276, 1967.
- McKENZIE D. P., PARKER R. L. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature*, 216 (5122), 1276—1280, 1967.
- MINEAR J. W., TOKSÓZ M. N. Thermal regime of a downgoing slab and new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 75 (8), 1397—1419, 1970.
- MEYERHOFF A. A. MÉCERHOFF H. A. «The new global tectonics»: major inconsistencies. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 56 (2), 269—336, 1972.
- MORGAN W. J. Risesm trenches, great faults, and crustal blocks. *J. Geophys. Res.*, 73 (6), 1959—1982, 1968.
- OLIVER J., ISACKS B. Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere. *Journ. Geophys. Res.*, 72 (16), 4259—4275, 1967.
- PRESS F. Earth models consistent with geophysical data. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 3, 3—22, 1970.
- VINE F. J. Spreading of the ocean floor: new evidence. *Science*, 154 (3755), 1405—1515, 1966.
- WILSON J. T. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, 343—347, 1965.
- WILSON J. T. A revolution in Earth science. *Geotimes* 13 (10), 10—16, 1968.

ГЕОДИНАМИКА И ВУЛКАНИЗМ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Введение

К числу наиболее важных и интересных направлений в изучении вулканизма относится познание геотектонических закономерностей в распространении вулканических явлений вообще и разных типов вулканизма в частности, т. е. их приуроченности к определенным категориям тектонических структур или их сочетаниям, к тем или иным типам глубинного строения земной коры и верхней мантии и стадиям геотектонического развития, а также связей вулканизма с определенными геодинамическими и геотермическими обстановками. В этой проблеме еще очень многое остается неясным, но, вместе с тем за последнее время в изучении некоторых ее аспектов были достигнуты существенные результаты.

Проявления вулканизма контролируются двумя главными условиями — возникновением в верхней мантии и (или) в земной коре местных очагов расплавления глубинного вещества и возможностью подъема магмы из этих очагов на поверхность, которая обеспечивается необходимой проницаемостью литосферы. В докладе на I Всесоюзном вулканологическом Собрании покойный М. В. Гзовский (1962) указывал, что причинами образования очага плавления в недрах могут быть либо местный подъем t° вплоть до достижения в определенном участке недр температуры, соответствующей t° плавления вещества при данном давлении, либо местное снижение всестороннего давления, приводящее к уменьшению t° плавления вплоть до фактической, либо такое местное изменение вещественного состава недр, которое также сопровождается снижением t° плавления до фактической: либо, наконец, комбинация каких-либо двух или даже всех трех указанных причин. Справедливость этих представлений подтверждена опытом комплексных исследований вулканических областей, включая их геотермические, сейсмологические и тектонические аспекты. Так установлено, в частности, что области современного вулканизма обладают резко повышенным термическим режимом, и тепловой поток в них в несколько раз превышает его среднюю величину, и что вулканические области характеризуются господством структур растяжения (трещин отрыва, нормальных сбросов, грабенов, горстов и пр.), возникших в ту же эпоху, к которой приурочены вулканические извержения, и, следовательно последние происходили там и тогда, где в это время возникали условия растяжения и понижалось давление в недрах. В ряде случаев в вулканических районах господство горизонтально ориентированных напряжений растяжения фиксируется сейсмологическими исследованиями. Напротив, в условиях тектонического сжатия, например, в зонах, подвергающихся окладкообразованию, синхронные последнему вулканические проявления полностью отсутствуют. Наконец, при возникновении глубинных очагов плавления, в том числе, анатектических магматических очагов в земной коре несомнен-

ную роль играет привнос глубинных флюидов, в частности, паров воды, существенно снижающих t° плавления. Т. о., в возникновении магматических очагов определенная роль принадлежит всем трем факторам, указанным М. В. Гзовским, причем для проявления магматизма в вулканической форме необходима достаточная проницаемость литосферы над очагами для выхода магмы на поверхность, которая создается в условиях некоторого растяжения.

Обращаясь к вопросу о пространственном распространении проявлений вулканизма и его связях с тектоническими структурами, подчеркнем, что речь будет идти преимущественно о последнем, мезокайнозойском отрезке геологической истории, охватывающем лишь 5% всей жизни Земли. В эволюции вулканизма, как и в тектонической истории нашей планеты, мы находим яркое и выразительное проявление ее направленного развития. Мезокайнозойский вулканизм в пределах доступных изучению зон земной коры в целом существенно отличается от палеозойского и, в частности, резко превосходит его по своему масштабу и интенсивности. Суммарные объемы палеозойских вулканитов в пределах континентов в несколько раз уступают таковым мезокайнозойских вулканитов, а в океанах нам пока вообще известны лишь последние. Среди мезокайнозойских вулканических комплексов материков ведущую роль играют трапповые формации платформ и так наз. краевых вулканических поясов, незначительно развитые в палеозое, и т. д. Все это, также как и резкое усиление процессов океанообразования и рифтогенеза, явно свидетельствует о существенных качественных отличиях мезокайнозойского этапа развития Земли от предшествующих этапов ее истории.

Вулканизм имел место в пределах всех основных типов геотектонических обстановок, существовавших на Земле в мезозое и кайнозое, но в каждой из них характер его проявления и состав вулканических продуктов обладали значительным своеобразием. К числу главных обстановок (режимов) проявлений мезокайнозойского вулканизма можно отнести: 1) геосинклинальную (эвгеосинклинальную); 2) орогенную (включая эпигеосинклинальные и эпиплатформенные орогенические пояса и области, а также краевые вулканоплутонические пояса), 3) платформенную; 4) рифтовых зон континентов; 5) рифтовых зон океанов; 6) океанических впадин (талассократонов).

Как видно, этот перечень охватывает по существу все главные типы геотектонических структур, развивавшихся в мезокайнозое. Однако вулканическая активность проявлялась в большинстве их не повсеместно, не одновременно, с резко различной интенсивностью. В особенности это относится к 2, 3 и 4 типам обстановок. Так, например, трапповый вулканизм грандиозно, хотя и разновременно, проявился на платформах Гондваны, Сибирской и Гренландской, (от раннего триаса до палеогена), но практически отсутствовал на Северо-Американской (S. STR.), Европейской и Китайской (несмотря на ее высокую тектономагматическую активность в мезозое). Внутри любого крупного геотектонического региона, охваченного мезокайнозойским вулканизмом, будь то платформа, геосинклиналь, орогенический или рифтовый пояс, проявления вулканической деятельности были приурочены лишь к некоторым его участкам, причем ареалы вулканизма со временем нередко перемещались. В одних случаях довольно легко удается выявить закономерные связи между локализацией вулканизма и особенностями структурного плана и тектонического развития региона, в других же отыскание таких зависимостей оказывается весьма сложной, если не вовсе безнадежной задачей, но, вместе с тем, устанавливается наложенный характер ареала вулканических проявлений по отношению к структурному плану региона и намечается их связь с более общими, широко распространенными глубинными тектономагматическими процессами, подчас глобального масштаба.

В этом сообщении мы рассмотрим проблему связей вулканических и тектонических явлений на примере различных орогенических областей, а также тесно связанных с ними так наз. вулканических поясов.

Типы орогенических областей и поясов и их пространственное положение

Области орогенеза, или горообразования в последнее время некоторыми исследователями (например, С. С. Шульцем, К. В. Боголеповым и др.) рассматриваются в качестве одного из главных типов геотектонических элементов континентов, равноправных с геосинклинальными и платформенными областями, а другими (например, А. А. Богданов, М. В. Муратов, В. Е. Хаин, 1963) — как своеобразные временные состояния этих областей на некоторых этапах их развития. Оба этих подхода к типизации геотектонических элементов — «режимный» и «структурный» — правомочны, и в сущности не противоречат друг другу. Главной особенностью тектонического режима орогенических областей, отличающей их от типичных платформенных и геосинклинальных областей, является преобладание на их площади восходящих движений значительной амплитуды, скорость которых может заметно превосходить скорость денудации, что приводит к образованию горного рельефа. Поднятия часто имеют дифференцированный характер и сочетаются с относительными или абсолютными опусканиями отдельных участков орогенической области — предгорных, межгорных и внутригорных впадин. Продукты размыва растущих поднятий либо заполняют эти впадины (молассовые деформации), либо частично, а иногда и целиком выносятся за пределы области горообразования.

По своему происхождению и предыстории орогенические области разделяются на две главные группы. К одной из них принадлежат области, орогенный этап развития которых непосредственно следует за завершением собственно геосинклинального этапа. Их называют эпигеосинклинальными орогенными, или протоорогенными (по К. В. Боголепову, 1973) областями и поясами. Типичным примером их является Альпийско-Средиземноморский пояс на позднекайнозойском этапе развития.

Ко второй группе относятся те области, где горообразование было отделено от времени окончания их геосинклинального развития (и завершившего его эпигеосинклинального орогенеза) более или менее длительным периодом относительно спокойного — платформенного или квазиплатформенного развития. Примерами современных областей эпиплатформенного орогенеза, или дейтероорогенных (по К. В. Боголепову, 1973), возрожденных горных областей могут служить Тянь-Шань, Алтай, Саяны и т. п.

Но не менее важным представляется подразделение орогенических областей по их положению в общем тектоническом плане нашей планеты, подобное подразделение геосинклинальных областей на межматериковые, окраинные и межокеанические (Милановский, Хаин, 1964). Существуют геосинклинальные пояса или их крупные звенья, расположенные между несколькими платформенными (материковыми) областями (палеозойский Урало-Монгольский пояс, мезокайнозойский Средиземноморский пояс на большей части его протяжения и пр.), и геосинклинальные пояса, занимающие пограничное положение между платформенными (материковыми) блоками и океаническими впадинами (большая часть Тихоокеанского пояса, Индонезийский участок Средиземноморского), а также звенья геосинклинальных поясов, с двух сторон граничащие с впадинами океанического или субокеанического типа (Карибская, Южно-Антильская, Новозеландская область). Аналогично этому, следует различать среди как эпигеосинклинальных, так и воз-

рожденных орогенических областей и поясов пояса, занимающие межконтинентальное или внутриконтинентальное положение, окраинные пояса и области, лежащие на краю континента вдоль границы с океаном, а также отдельные «островные» межконтинентальные и внутриконтинентальные орогенические области, обрамленные с двух сторон впадинами океанического и субокеанического типа (близкое, но не тождественное подразделение орогенических областей было предложено В. Е. Хаиным, 1973). Намеченные выше две независимые типизации современных орогенических областей и поясов, с их конкретными примерами, можно совместить в виде таблицы:

Типы орогенических поясов и областей по их прохождению и предыстории	Типы орогенических поясов и областей по их положению в тектоническом плане Земли		
	межматериковые и внутриматериковые	окраинные (перикокеанические)	межконтинентальные и внутриконтинентальные
Эпигеосинклинальные или протоорогенные	Средиземноморский пояс (кроме некоторых участков)	Индийский пояс, ряд орогенических областей восточной и юго-восточной Азии	Орогенические области Новой Зеландии, Центр. Америки
Эпиplatformенные, возрожденные или дейтероорогенные	Центрально-азиатский пояс	Орогенические области Вост. Австралии, Зап. Антарктиды, Аппалач и др.	Орогеническая область Антарктического полуострова

Проявления вулканизма мы встречаем в орогенических областях и поясах всех выделенных выше типов, однако они встречаются далеко не во всех этих областях и существенно различаются по своему масштабу и характеру. Наиболее широко, в виде почти непрерывных протяженных зон распространены они в окраинных эпигеосинклинальных орогенических поясах и областях. Напротив, наиболее количественно скромны (а нередко и вовсе отсутствуют) и специфичны по составу продуктов проявления вулканизма в возрожденных горных странах, особенно внутриматериковых. В межматериковых и эпигеосинклинальных орогенических поясах они распространены довольно значительно, но неравномерно, прерывисто, пятнисто и, на первый взгляд причудливо. Однако именно в подобных областях при детальном анализе удастся выявить наиболее тесную связь орогенного вулканизма с их тектонической структурой и историей развития в орогенном этапе (Милановский, 1968, Милановский, Короновский, 1973). С них мы и начнем рассмотрение этой проблемы.

Вулканизм эпигеосинклинальных межматериковых орогенических поясов

Единственным современным представителем поясов этого типа является — западная, Средиземноморско-Гималайская часть Средиземноморско-Индонезийского орогенического пояса (возникшего на месте одноименного альпийского геосинклинального пояса, тогда как его восточная, Индонезийская часть принадлежит к типу окраинных орогенических областей¹. Характерной чертой современного структурного плана Западной, межматериковой части этого пояса, которую в дальнейшем

¹ Строго говоря, к последнему типу относится и Афгано-Пакистанский сегмент в западной части этого пояса.

мы для краткости будем называть Средиземноморским поясом, является наличие на большей части его протяжения двух главных продольных, извилистых в плане зон складчато-надвигового или покровного строения, сформировавшихся на месте глубоких геосинклинальных прогибов, существовавших в мезозое и палеогене, в результате их сильного сжатия, и системы разделяющих эти зоны срединных массивов и внутренних глубоководных впадин с корой субокеанического типа. Последние (например, Альборано-Алжирская, Тиренская, Эгейская) занимают в структуре Средиземноморского пояса тектоническое положение, аналогичное позиции срединных массивов, и, несомненно, образовались на их месте на разных стадиях альпийского цикла (или частично даже раньше) в результате еще не вполне ясных процессов преобразования их коры.

В зонах складчато-покровного строения наблюдается отчетливая односторонняя вергентность с горизонтальным смещением приповерхностных масс (иногда очень значительным) от срединных массивов или внутренних впадин в стороны краевых прогибов и прилегающих платформ. Южная зона складчато-покровных сооружений прослеживается почти на всем протяжении пояса от Гибралтара до Бирмы, а северная вырождается к востоку от границы Ирана и Афганистана. Зато на более западных участках от нее отщепляются две дополнительные складчатые зоны — Крымско-Кавказская и Пиренейская, слепо затухающие в с. з. направлении.

Если складчатые сооружения Средиземноморского пояса представляют собой зоны глубокого погружения (в мезозое — эоцене), подвергшиеся затем сильнейшему сжатию и несколько приподнятые (м. б., вследствие бокового раздавливания), то в разделяющей их зоне срединных массивов и внутренних впадин с субокеанической корой в течение позднеальпийского орогенного этапа, напротив имели место более или менее значительное горизонтальное растяжение и дифференцированные глыбовые движения с общим преобладанием поднятий (в некоторых срединных массивах, например, Родопском) или значительных опусканий (в других массивах и субокеанических впадинах). При этом в проявлениях растяжения в междугорьях и сжатия в обрамляющих их складчато-надвиговых зонах наблюдается полная синхронность и сопряженность. Интенсивно опускавшиеся на орогенном этапе срединные массивы типа Паннонского обладают относительно маломощной корой (около 25 км, включая осадочный чехол) причем ее утоньшение произошло вследствие сильной редукции (до 5 км) «базальтового» слоя. Этот срединный массив и связанные с ним постепенными переходами (Эгейская область) глубоководные субокеанические впадины характеризуются крупными региональными изостатическими аномалиями (Артемьев, 1971), источники которых лежат в мантии, ниже (?) астеносферы, и резко повышенным (в 2—3 раза против нормы) тепловым потоком. Для некоторых глубоководных впадин Западного Средиземноморья установлено, что подъем поверхности под ними сопровождается резким подъемом кровли, и подошвы астеносферы и значительным понижением ее вязкости (Berry Kuoroff, 1967).

Срединные массивы и глубоководные внутренние впадины не образуют непрерывной полосы, а приурочены к участкам «раздувов» Средиземноморского пояса, разделенных «пережимами», где междугорья сильно суживаются или вовсе выклиниваются. В этих случаях складчатые зоны приходят в непосредственное соприкосновение, разделяясь лишь крупными глубинными швами. Чередование участков раздувов и пережимов создает поперечную сегментацию пояса. Наиболее сильные пережимы имеют место в пределах Альпийского и Гималайского сегментов, и несколько меньший на границе Центрально-Анатолийского и Кавказского сегментов. На участках пережимов горизонтальное сжатие складчатых зон и амплитуда тектонических покровов достигают мак-

симальных величин. В Альпах весьма значительное горизонтальное сжатие и относительное перемещение наблюдается в их северных зонах и направлено к северу и к западу, на Западно-Европейскую эпигерцинскую платформу, а в Гималаях оно проявляется в южных зонах и направлено к югу и к юго-западу, в сторону Индостанской платформы. За главным же осевым швом соответственно в южной зоне Альп и в северной зоне Гималаев имеет место противоположно направленная вергентность, но гораздо слабее выраженная.

Интенсивные складчато-покровные деформации в сооружениях Альп и Гималаев, свидетельствующих о значительном (не менее чем в 2—3 раза) сокращении их первоначальной ширины, невозможно объяснить без допущения об их «раздавливании» в результате относительного сближения обрамляющих «жестких» массивов литосферы и поддвижения (субдукции) некоторых из них под эти складчатые зоны. В Альпийском сегменте роль поддвигаемого массива играет эпигерцинская платформа Западной Европы, а роль упора — Ломбардо-Апулийская плита (выступ Африканской платформы?), а в Гималайском те же роли соответственно принадлежат древней Индостанской платформе и Тибетскому массиву.

Напротив, для объяснения генезиса зон складчатого и складчато-покровного строения, разделенных срединными массивами или впадинами субокеанического типа, допущение поддвига под них тех или иных участков платформенной «рамы» не является обязательным, а в некоторых случаях оно вообще не может объяснить возникновение наблюдаемых структур. Так, например, меловые шарьяжи внутренних и миоценовые шарьяжи внешних зон Карпатской складчатой дуги, которые в ее западной части направлены к северо-западу, в Центральной — к северо-востоку, а в юго-восточной — к востоку и юго-востоку — невозможно связать с поддвижением под Карпаты их практически не деформированной платформенной «рамы». То же самое относится к складчато-покровной дуге Бетид-Рифа-Телльского Атласа, в северной части которой надвигание происходило в северном направлении (на Африканскую платформу и герциниды Атласа), а на связующем Гибралтарском участке — к западу, в сторону Атлантического океана. Напротив, сжатие подобных дугообразных зон складчато-покровного строения и свойственное им центрбежное перемещение масс с надвиганием на жесткую «раму» естественно объяснить их раздавливанием и отжиманием со стороны расширяющихся в разные стороны, как бы «расширяемых» зон между горий.

В нескольких районах Средиземноморского пояса (Тирренское, Эгейское моря, юго-восточный участок Карпат, Гиндукуш) выявлены зоны глубокофокусных (до 200—400 км) землетрясений, фокальные поверхности которых падают от внешней границы пояса в сторону его внутренних зон.

Проявления орогенного вулканизма в Средиземноморском поясе довольно значительны. Площадь, покрытая его продуктами в пространстве от Гибралтара до Афганистана превышает 350 000 км², а их суммарный объем составляет около 125 000 км³, из которых около 1/3 принадлежит раннеорогенной, а около 2/3 — позднеорогенной стадии. Почти все они представлены вулканитами известково-щелочного ряда с преобладанием кислых и средних пород над основным. Роль последних наиболее низка в раннеорогенной стадии, но заметно возрастает в течение позднеорогенной, особенно с позднего плиоцена. Щелочные породы встречаются весьма редко (главным образом, в позднеорогенной стадии), но специфичны для некоторых районов (например, сильно калиевые вулканиты «средиземноморской серии» в Римско-Неаполитанском районе).

Подавляющая часть проявлений орогенного вулканизма приурочена

на к областям междугорий, — к срединным массивам и внутренним глубоководным впадинам (Эгейской, Тирренской, Альборанской), где они, как правило, начинаются на раннеорогенной стадии, одновременно с главными деформациями сжатия в обрамляющих их складчато-покровных сооружениях. В позднеорогенную стадию ареалы вулканизма перемещаются центробежно и частично накладываются на внутренние зоны складчатых сооружений, в которых сильное сжатие к этому времени прекратилось или даже сменилось обстановкой некоторого растяжения.

Остальная же, большая часть площади Альпийских складчатых сооружений, как и краевые прогибы совершенно не затронута орогенным вулканизмом, за исключением нескольких пересекающих их зон глубинных поперечных нарушений. Две самые грандиозные из этих зон — Транскавказская и Сардино-Пантеллерийская — пересекают весь Средиземноморской пояс и являются звеньями поперечных к нему трансконтинентальных рифтовых поясов — Африкано-Аравийского и Рейнско-Ливийского. С этими поперечными тектоно-магматическими зонами связаны очень мощные проявления орогенного вулканизма почти во всех пересекаемых ими продольных тектонических зонах Средиземноморского орогенического пояса (Милановский, 1972). Транскавказская зона характеризуется широким развитием длительно развивавшихся субмеридиональных поперечных поднятий и глубоких магмовыводящих вертикальных разломов. Ей, как и ряду областей междугорий, соответствует обширный региональный изостатический гравитационный максимум (Артемьев, 1971). Сардино-Пантеллерийская зона выражена рядом пересекающих Средиземноморский пояс кулисно расположенных поперечных грабенов и магмовыводящих разломов.

Что же касается наиболее сильно сжатых, лишенных междугорий сегментов этого пояса, то в Гималаях орогенный вулканизм вовсе не имел места, а в Альпах имеются лишь гранитоидные интрузии, внедрившиеся в зоне осевого глубинного шва (зона Ивреа) непосредственно после главной фазы сжатия, в конце олигоцена, и очень небольшие, еще более поздние проявления наземного вулканизма на самом восточном окончании этой зоны и Альп в целом.

Таким образом, размещение проявлений орогенного вулканизма в Средиземноморском поясе подчиняется достаточно простым закономерностям. В основном они приурочены к обширным почти изометричным внутренним и относительно узким поперечным зонам растяжения. Эти зоны, вместе с тем, характеризуются очень высоким тепловым потоком, пониженной вязкостью астеносферного слоя и подъемом всех глубинных сейсмических границ в коре и мантии, что отражается в присущих им крупных региональных изостатических максимумах. Области междугорий и зоны поперечных Трансальпийских нарушений, очевидно, могут рассматриваться как зоны подъема глубинных мантийных диапиров. Свойственный им интенсивный орогенный вулканизм, в том числе мощные игнимбритовые извержения кислой магмы, наряду с излияниями основных лав, свидетельствует о том, что высокий тепловой режим в подобных зонах может приводить к образованию очагов плавления не только в верхах мантии, т. е. в главном астеносферном слое, но и внутри земной коры. Характерное для зон междугорий Средиземноморского пояса господство разноориентированных структур растяжения горстов, грабенов, раздвиговых зон и пр. — естественно объяснить раздвоением континентальной коры вплоть до разрыва ее сплошности и «расползанием» в разные стороны отдельных ее блоков по разогретому, пластичному, частично расплавленному астеносферному слою в верхах мантии (и более локальным астеносферным слоям в коре) над сводом растущего мантийного диапира. В современной структуре внутренних участков Средиземноморского пояса мы видим как бы разные кадры этого

длительного и сложного процесса, ведущего к раздроблению и утоньшению континентальной коры срединных массивов (стадия Паннонского массива), превращению ее в мозаику разобщенных глыб (стадия Эгейской области) и, наконец, к преобразованию срединных массивов в глубоководные субокеанические впадины с останцами материковой коры типа Сардинии и Корсики (стадия Тирренской и Западно-Средиземноморских впадин). Не менее важным результатом подъема мантийных диапиров во внутренних зонах Средиземноморского пояса и гравитационного расползания их верхних частей является сжатие обрамляющих их геосинклинальных прогибов и отжимание заполняющих их мощных отложений в стороны с образованием моновергентных складчатопокровных сооружений, надвинутых на краевые прогибы и соседние платформы.

Процесс растяжения, дезинтеграции и постепенного преобразования континентальной коры, протекающий в зонах междугорий над растущими горячими мантийными диапирами, несколько напоминает процесс, происходящий в континентальных и межконтинентальных рифтовых зонах, с той, однако, существенной разницей, что последние имеют полосовидную форму и растяжение в них идет в направлении, поперечном или диагональном к их простираению, тогда как в овальных или почти изометричных в плане альпийских междугорьях экспансия может происходить радиально, в самых различных направлениях.

Разумеется, намеченный выше гипотетический процесс неприменим к наиболее пережатым сегментам Средиземноморского пояса, лишенным междугорий. Подобные области — Альпы и Гималаи — очевидно, подвергались сжатию со стороны их платформенной «рамы», причем в обоих случаях этот процесс сопровождался мощными проявлениями вулканизма и растяжения в пределах пододвигаемых массивов. Так, в пределах областей эпигерцинской платформы Западной Европы, полукольцом обрамляющих Альпы, с эоцена до голоцена происходили субаэральные извержения основной субщелочной и щелочной магмы максимум которых приходится на олигоцен-миоцен, т. е. на время наиболее интенсивных складчатопокровных деформаций сжатия в Альпах, и одновременно формировались многочисленные глыбовые структуры растяжения, в частности, такие крупные грабены, как Северо-Чешский, Верхнерейнский, Бресс, Дофинэ, Лемань и др. Иными словами, эти области растяжения и вулканизма по характеру тектономагматических процессов, происходивших в них в кайнозое, и их воздействию на соседнюю с ними зону Альп, напоминали области междугорий Средиземноморского пояса и как бы приняли на себя их функции.

Расположенная к югу от Гималаев Индостанская платформа вместе с прилегающими к ней обширными пространствами Индийского океана, явилась в начале кайнозоя ареной грандиозных базальтовых излияний, протекавших в условиях растяжения земной коры. Их масштаб требует допущения столь сильного разогрева и понижения вязкости астеносферы (и ее частичного плавления) под огромной площадью Индостана и северной частью Индийского океана, при котором стало возможным значительное перемещение к северу Индостанского литосферного блока (и его некоторое пододвигание под земную кору Гималаев), свидетельства чего мы находим в палеомагнитных данных.

Резюмируя сказанное выше об условиях проявления вулканизма в Средиземноморском эпигеосинклинальном орогеническом поясе, можно отметить, что они практически отсутствуют в тех его сегментах, которые подвергаются сильному горизонтальному сжатию извне, приводящему к утолщению их коры и сопровождаемому поддвижением под них смежных платформ, но распространены в сегментах, где имеет место сложное сочетание зон сжатия и утолщения коры, с одной стороны, и зон растяжения, утоньшения коры и подъема нагретого глубинного ве-

щества, с другой, и приурочены именно к таким зонам. В свете этого вывода может получить объяснение тот интересный факт, подмеченный А. А. Моссаковским (1972), что позднегерцинский орогенный вулканизм широко проявился в широтно ориентированных ветвях палеозойских эпигеосинклинальных складчатых поясов Евразии (в Западной Европе, на Кавказе, в Средней Азии, Восточном Казахстане и Монголии), но полностью отсутствовал в субмеридиональной их ветви (на Урале и в Западной Сибири). Очевидно, это было связано с сильным и повсеместным сжатием в долготных зонах герцинид, тогда как в извилистых субширотных их ветвях существовала более сложная картина горизонтальных напряжений, допускавшая возможность мощных проявлений вулканизма в зонах относительного растяжения.

Несколько слов следует сказать о грандиозных извержениях в Афгано-Пакистанском, Иранском и южной части Кавказского сегментов, которые происходили в палеоцене и, главным образом, в эоцене, т. е. перед началом орогенного этапа в Средиземноморском поясе и могут быть названы предорогенным вулканизмом. Об их масштабе говорит хотя бы тот факт, что объем их продуктов в несколько раз превосходит объем продуктов постэоценового, орогенного вулканизма или продуктов мезозойского геосинклинального вулканизма во всем Средиземноморском поясе! Эоценовые вулканыты представлены породами известково-щелочного ряда — от базальтов до дацитов и липаритов, но, главным образом, андезитами. Извержения происходили в форме лав и пирокластики, в наземных и подводных условиях и, что очень существенно, — в самых различных геотектонических обстановках — в пределах срединных массивов, мезозойских складчатых зон, палеогеновых геосинклинальных прогибов (до складчатости в них), а также, хотя и в меньших масштабах — на некоторых прилегающих к Средиземноморскому поясу участках Туранской плиты (Бадхыз) и палеозойд Тянь-Шаня (до начала его орогенической активизации). Такая независимость мощного, существенно андезитового эоценового вулканизма Закавказья, Ирана, Афганистана и юга Средней Азии от конкретных геотектонических условий его проявления, очевидно, говорит об известной автономности этого вулканического процесса от развития геосинклинального пояса, о «наложенном» характере эоценового вулканизма и более глубоком общем источнике его питания, чем глубины заложения отдельных тектонических зон Средиземноморского пояса и его «рамы». Причины возникновения мощных эоценовых вулканических извержений и их сосредоточения лишь в одном секторе этого пояса и по его северной периферии пока неясны, однако, скорее всего, их следует рассматривать как одно из звеньев грандиозного вулканического процесса, охватившего почти одновременно, в течение палеогена северную и центральную часть Индийского океана вместе с прилегающими к нему участками платформенных (Индостан, Эфиопия, Йемен) и геосинклинальных областей (Средне-восточный сектор Средиземноморского пояса). Иначе говоря, можно предполагать, что эоценовый предорогенный вулканизм в Средиземноморском поясе, в отличие от предшествующего геосинклинального и последующего орогенного вулканизма, не связан с саморазвитием этого пояса, а представляет по отношению к нему наложенный процесс и является отражением мощных вулканотектонических процессов разрастания Индийского океана, подобно трапповому вулканизму на платформах, прилегающих к активно развивающимся участкам океанов. Приуроченность эоценового вулканизма к Средне-восточному сектору Средиземноморского пояса находит при такой трактовке свое естественное объяснение, поскольку только в его пределах этот пояс утрачивает свое межконтинентальное положение и приобретает характер окраинного геосинклинального пояса.

Вулканизм внутриматериковых орогенных поясов и областей

Возрожденные орогенические (дейтероорогенные) внутриматериковые зоны в целом значительно уступают эпигеосинклинальным орогенам по масштабу вулканизма и существенно отличаются по составу его продуктов: мы встречаем здесь производные оливин-базальтовой и трахибазальтовой субщелочной и, реже, щелочной ультраосновной и щелочной основной магмы. Распространены они на площади подобных орогенических поясов и областей весьма неравномерно. Так, они полностью отсутствуют в западной части Центрально-Азиатского орогенического пояса (Тянь-Шань, Джунгарский Алатау, Алтай, Западный Саян), хотя кайнозойские вертикальные движения отличаются здесь наибольшим размахом и дифференцированностью, но довольно широко распространены в его восточной половине (Восточный Саян, Тува, Хамар-Дабан, Западное Забайкалье, Восточная Монголия), а также, как уже говорилось — на активизированной эпипалеозойской платформе Западной Европы (Центральный Французский массив, Южно- и Северо-Рейнская, Северо-Чешская, Судетская вулканические области), хотя вертикальные амплитуды кайнозойских орогенических движений в этих областях, за исключением некоторых грабенов сравнительно невелики.

Эти на первый взгляд «странные» особенности распространения орогенного вулканизма при более внимательном анализе тектонического «стиля» возрожденных горных областей и свойственных им геодинамических обстановок находят естественное и достаточно простое объяснение: проявления вулканизма отсутствуют в тех областях, где орогенез протекает в условиях общего сжатия, и имеются там, где картина горизонтальных напряжений становится более сложной или даже начинает преобладать некоторое растяжение. Так, например, в кайнозойской структуре Тяньшаньской горной области мы наблюдаем повсеместное развитие субширотно ориентированных линейных складок, относительно широких и пологих в докембрийском фундаменте и более узких и сжатых в мезокайнозойском комплексе, нередко сорванном со своего основания, а также взбросов, надвигов, иногда переходящих в небольшие покровы, при подчиненном развитии нормальных сбросов и ограничиваемых ими горстов и грабенов. Т. о., на Тянь-Шане явно преобладают молодые структуры, возникшие в условиях меридиональноориентированного сжатия, а динамический анализ напряжений в очагах землетрясений указывает на то, что обстановка сжатия в коре сохраняется доныне. Однако, двигаясь вдоль Центрально-Азиатского горного пояса к востоку, мы уже в Алтае-Саянской области встречаемся с проявлениями существенно глыбовых деформаций, а затем — с широким развитием грабенов, ограниченных нормальными сбросами (Хубсугул, Тункинская впадина, Байкал и пр.), т. е. со структурами, возникшими в условиях горизонтального растяжения (о чем говорят и напряжения в очагах землетрясений), и именно здесь появляются все более обильные и значительные манифестации позднекайнозойского вулканизма. Центрально-Азиатский орогенический пояс здесь постепенно перерождается по простиранию в Байкальский внутриматериковый рифтовый пояс.

Возрожденные орогенические области Западной Европы по характеру тектонических деформаций близки к восточной части Центральной Азиатского пояса: здесь распространены блоковые структуры — горсты, грабены, односторонние наклонные глыбы, ограниченные нормальными сбросами, которые формировались в обстановке некоторого горизонтального растяжения, которому подвергалась широкая зона, прилегавшая с севера и с запада к Альпам, и именно в этой тектонической обстановке получил значительное развитие позднекайнозойский вулканизм.

Вулканизм эпигеосинклинальных окраинных орогенических поясов

Геосинклинальные пояса, расположенные на границе древних материковых массивов и океанических впадин, существенно отличаются от межматериковых поясов рядом особенностей строения и развития, что дало основание Ж. Обуэну (Aubouin, 1972) выделять их в качестве особой категории тектонических зон — лиминаров. Всем им свойственны резко выраженная в любом поперечном сечении, на всех стадиях развития асимметрия, отличающая их от квазисимметричных межматериковых геосинклинальных поясов, а также значительно более мощные и длительные, чем в последних проявления постгеосинклинального магматизма, часто локализующиеся в весьма протяженных зонах — т. наз. вулканоплутонических поясах и вулканических дугах.

Вместе с тем современные представители этого типа структур-окраинные подвижные пояса западной и восточной периферии Тихого океана, — а также отдельные их звенья обладают рядом индивидуальных особенностей. В Восточно-Тихоокеанских поясах, за исключением Центрально-Американского и Южно-Антильского сегментов, собственно геосинклинальный этап закончился в мезозое или палеогене, и в кайнозое формировались два огромных орогенических пояса. Если Южно-Американский, Андийский пояс находится ныне на поздней или зрелой орогенной стадии — стадии интенсивного общего воздымания, то на значительных участках пояса Северо-Американских Кордильер (который для краткости мы будем называть Кордильерским), типично-орогенное развитие во второй половине кайнозоя по существу сменилось наложенным процессом эпиорогенного рифтообразования (Милановский, 1970). Напротив, вдоль западной и северной периферии Тихого океана еще продолжает существовать кайнозойский геосинклинальный пояс, отдельные звенья которого находятся на разных стадиях развития, и лишь на некоторых его участках в течение кайнозоя возникли отдельные орогенические области, либо примыкающие к более древним континентальным массивам (Новогвинейская, Корякская), либо отделенные от них глубокowodными впадинами (Камчатская, Сахалинская, Японская, Филиппинская и др.).

Анды. Наибольшим масштабом и длительностью (с мела до ныне) отличается постгеосинклинальный вулканизм в Андийском поясе. Последний собственно геосинклинальный этап развития в Чилийском сегменте Анд, по-видимому закончился еще в конце юры (Ломизе, 1972), а в Перуанском сегменте — в конце мела (Богданов, 1970), и лишь на северном и южном окончаниях Андийской системы он продолжался в палеогене. Однако типичные проявления зрелого орогенеза — мощное поднятие и образование грандиозного высокогорного сооружения Анд — начались лишь на рубеже миоцена и плиоцена. Предшествующий же период развития Центральных Анд — мел-миоценовый в Чилийском сегменте и палеоген-миоценовый в Перуанском, с которым в основном связано формирование грандиозного Андийского вулканоплутонического пояса, лишь условно можно рассматривать как раннеорогенный. Более правильным было бы называть его предорогенным этапом. В течение этого этапа на всем протяжении Центральных Анд, т. е. в полосе длиной около 5 тысяч км, приуроченной приблизительно к границе «эв»- и «мио»- геосинклинальных зон предшествующего этапа, происходили очень мощные, в основном наземные извержения продуктов среднего и кислого состава (туфы, игнимбреты, лавы), мощности которых достигают подчас огромных величин (киммеридж-нижний мел — до 10—11 км, верхний мел — до 4,5 км, палеоген — до 2,5—3 км). Их суммарный объем — по-видимому, не меньше 1 млн. км³. Извержения сопровождалось длительным (от мела до начала миоцена) становлением гранитоидного батолита гигантской протяженности, пространственно совпадающего с

зоной накопления вулканитов и комагматичного им. В период формирования Андийского вулcano-плутонического пояса типичных геосинклинальных прогибов на соответствующих отрезках Анд уже не существовало, но зоны опусканий (в том числе вулcano-тектонических) в целом еще преобладали над зонами поднятий. Восточная зона Анд (зона Восточной Кордильеры) подверглась в палеогене-миоцене складкообразованию умеренной интенсивности, тогда как более западные зоны, в том числе вулканический пояс, испытывали глыбовые деформации.

Зрелая орогенная стадия развития Анд началась мощными игомбризовыми извержениями липаритов и дацитов (конец миоцена — плиоцен), ареал которых несколько сместился к востоку по сравнению с зоной палеогеновых и, в особенности, меловых извержений. На центральном, Боливийском участке Анд они проявились не только в пределах зоны Западной Кордильеры, но затронули срединный массив Альтиплано и по зонам поперечных разломов проникли в прилегающий к нему с востока район Восточной Кордильеры. В плиоцене — антропогене резко усилилось воздымание Анд, происходившее в виде подвижек ступенчато расположенных глыб, пенеценизированная поверхность которых была поднята в их осевой зоне до 4—5 км. Мощность коры в этой зоне Центральных Анд достигла 60—75 км. Одновременно, в плейстоцене и голоцене в зоне Западной Кордильеры сформировались цепочки из многочисленных крупных центральных вулканов. Как и области плиоценовых извержений, они приурочены к трем отрезкам Анд. Средняя (Перуанско-Северо-Чилийская) вулканическая область характеризовалась в антропогене извержениями дацитов, кварц-латитов и, реже андезитов, а южная (Центрально-Чилийская) область и северная (Эквадорская) область, в которой вулканизм впервые проявился в неогене — извержениями лав и пирокластики преимущественно андезитового состава.

Полоса проявлений складчато-надвиговых деформаций сжатия в плиоцене сместилась еще дальше к востоку, в пределы зоны сочленения Анд с краевым прогибом (т. наз. Субандийской зоны), а более западные зоны Андийского сооружения стали ареной некоторого растяжения, постепенно усиливающегося по мере приближения к океану. Вдоль западного края южной и непосредственно в пределах Северной вулканической области возникли узкие глубокие грабены, возможно, знаменующие собой начальную стадию эпиорогенного рифтогенеза. Менее глубокие грабены образовались также к западу от некоторых участков средней вулканической области. Тесная сопряженность этих грабенов с зонами мощных извержений, отмечавшаяся рядом исследователей, позволяет допускать компенсационный (вулcano-тектонический) характер проседания их раздровленных днищ. Самый южный — Патагонский участок Анд подвергся раздроблению на систему глыб, испытывающих дифференцированные опуская в условиях общего растяжения.

На западе Андийское горное сооружение граничит с Чилийско-Перуанским глубоководным желобом, представляющим, по-видимому, молодую, позднекайнозойскую структуру. На восток от этого желоба под Анды до глубин в несколько сот км погружается фокальная зона землетрясений (зона Беньофа). Ненарушенное залегание выполняющих желоб осадков, также как и господство глыбовых структур растяжения (продольных горстов, грабенов, сбросов) и вулканизм в прилегающей западной зоне Анд, трудно увязать с предположением о пододвигании (субдукции) под Южноамериканский материк плиты ю. в. части Тихого океана. Равным образом кислый и средний состав меловых и кайнозойских вулканитов (общий объем которых составляет, по-видимому, не менее 1,5 млч. км³), а также комагматичных им плутонитов Андийского пояса, при ничтожной роли основных пород, плохо вяжется с идеей об

их возникновении за счет частичного плавления вещества пододвигающейся под континент океанической коры в результате механического трения в зоне Бенюфа, как это принимается ортодоксальными сторонниками концепции «тектоники плит». Гораздо естественнее допустить, что вдоль этой наклонной сейсмоактивной зоны, названной Ю. М. Шейнманом (1968) тектонофером, в течение длительного времени происходил подъем глубинного материала, обогащенного литофильными компонентами, и перенос термической энергии, и именно этот восходящий поток вещества и тепла, а не пододвигание океанической плиты, определял основные тектоно-магматические процессы, происходившие в Андах в течение мела и кайнозоя. Характерно, что к подобному же выводу в отношении глубинного механизма тектоно-магматических процессов, протекавших в Западно-Тихоокеанском геосинклинальном поясе, был вынужден прийти недавно Л. П. Зоненшайн (1973), являющийся горячим сторонником концепции «тектоники плит». Существенным отличием в развитии этих процессов по разные стороны Тихого океана было, однако, то, что в Западно-Тихоокеанском поясе зона их проявления на протяжении мезозоя и кайнозоя последовательно перемещалась от континента Азии в сторону океана, тогда как в Андийском поясе она почти не изменяла своего положения или даже несколько смещалась вглубь материка.

Сравнение тектонических условий развития постгеосинклинального наземного вулканизма в Андийском и Средиземноморском подвижных поясах позволяет отметить как черты сходства, так и существенные отличия. Сходство заключается в том, что вулканизм приурочен к внутренним по отношению к платформам зонам обоих поясов и проявляется в них в течение времени, когда эти зоны испытывали слабое растяжение; одновременно внешние зоны подвергались деформациям сжатия, волна которых постепенно перемещалась в сторону краевых прогибов и прилегающих платформ. Ареал наземного вулканизма со временем также несколько смещался в направлении последних, местами проникая в пределы внешних, недавно подвергшихся складчатости геосинклинальных зон на участках поперечного растяжения.

Вместе с тем, общая структура этих поясов как на собственно геосинклинальном, так и на орогенном этапах была резко различной. Если в Средиземноморском поясе геосинклинальные прогибы с проявлениями вулканизма (которые можно, иногда несколько условно, рассматривать как эвгеосинклинальные зоны), обрамлялись с двух сторон невулканическими (миogeосинклинальными) прогибами, то в Андийском поясе подобная зона граничила с одной стороны с миogeосинклинально, а с другой — с массой Тихого океана. Волны деформаций сжатия и следующие за ними, в их «тылу» волны растяжения, сопровождаемого наземным вулканизмом, распространялись в Средиземноморском поясе от его центральных частей (междугорий) к периферическим зонам, а в Андийском — от его внутренней, приокеанической зоны к внешней, приплатформенной. Интенсивность горизонтального сжатия в Андийском поясе, особенно в его центральных сегментах, была значительно меньше, чем в Средиземноморском, что, очевидно, благоприятствовало развитию вулканизма. Длительность постгеосинклинального вулканического процесса в Андийском поясе (до 100—140 млн. лет) — гораздо больше, чем в Средиземноморском (до 20—30 млн. лет), и этот процесс в Андах не только сопутствовал типичному орогенному этапу, как в последнем, но начался раньше, в предорогенном этапе; рубежи между этими этапами в Чилийском сегменте Анд являются довольно условными. Суммарный объем продуктов постгеосинклинального вулканизма в Андийском поясе примерно на порядок выше, чем объем продуктов орогенного вулканизма в Средиземноморском поясе. В отличие от последнего, где ареалы орогенного вулканизма тесно связаны со срединными массивами

и внутренними глубоководными впадинами, и лишь в некоторых особых случаях проникают в пределы Альпийских складчатых сооружений, в Андийском поясе зоны постгеосинклинального вулканизма не обнаруживают закономерной приуроченности к частным элементам мезокайнозойского структурного плана и в значительной мере являются наложенными на них, подчиняясь лишь общей продольной зональности Андийской системы.

Если на орогениом этапе развития Средиземноморского пояса восходящие потоки веществ и тепла, приуроченные к его внутренним зонам (к междугорьям и зонам Трансальпийских поперечных нарушений) поднимались в виде вертикальных столбов, в своих верхних частях расширяющихся и расходящихся в стороны, то на постгеосинклинальном этапе развития Андийского пояса, по-видимому, существовал значительно более мощный поток, поднимавшийся вдоль наклонной зоны Беньофа. На разных глубинах от него могли отщепляться отдельные субвертикальные струи. «проекцией» которых на земной поверхности являются зоны вулканических извержений, кислых интрузий и эндогенных месторождений разного возраста, и, в том числе, знаменитый «оловянный пояс» Боливии.

Кордильеры Северной Америки. Не менее важную, чем в Андах, роль играют постгеосинклинальные магматические образования в структуре и развитии Кордильерского пояса. Объемы мел-кайнозойских вулкаников и размеры батолитов в этих поясах — одного порядка. Однако по своей тектонической позиции, структуре, истории формирования, а также по особенностям состава и размещения постгеосинклинальных вулкаников Кордильерский пояс существенно отличается от Андийского. В целом, за исключением отдельных участков на своем западном краю, он завершил свое геосинклинальное развитие в мезозое — начале палеогена в результате нескольких фаз невадийской (конец юры — ранний мел) и ларамийской (конец мела — эоцен) складчатостей. Общая тектоническая зональность Кордильерского пояса в мезозойском геосинклинальном этапе напоминала таковую Андийского, но приокенические — эвгеосинклинальные зоны в Кордильерах выражены более широко и типично, чем в Андах. В отличие от Анд, где процессы горизонтального сжатия мигрировали с запада на восток (от океана к платформе), в центральных и северных Кордильерах мы наблюдаем центробежную миграцию процессов сжатия от срединных зон геосинклинального пояса, где проявилась позднеюрская складчатость, к периферическим зонам, подвергшимся складчато-покровным деформациям в конце мела, палеоцене и эоцене. При этом горизонтальные движения масс на обоих флангах Кордильерского пояса были направлены противоположно — в стороны океана на западе и платформы на востоке. В этом можно уловить известную аналогию со Средиземноморским поясом, с которым Кордильеры обличает и значительно большая, чем в Андах, интенсивность горизонтального сжатия. Однако, завершение геосинклинального развития в Кордильерах было ознаменовано формированием крупных батолитов, но не сопровождалось столь мощными вспышками наземного вулканизма, как в Андийском и Средиземноморском поясах.

Извержения в Кордильерах в основном происходили в олигоцене, неогене и антропогене и были сопряжены с процессом тектонической активизации. В северном и южном сегментах Кордильер этот процесс представляет как бы позднюю, повторную стадию горообразования, а в средней их части, в пределах США и северной Мексики он несет довольно типичные черты эпигорогениального континентального рифтогенеза и выражен в формировании многочисленных узких взаимопараллельных горстов и грабенных и возникновением крупного рифта Калифорнийского залива межконтинентального типа.

Своеобразие тектонического развития средней части пояса Кордильер в позднекайнозойском этапе связано с тем, что на нее наложилось (или оказалось совмещенным с ней) северное окончание зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия (рифтогена), представляющего звено мировой рифтовой системы. Это привело к горизонтальному растяжению в обширной области Кордильер, возникновению структуры типа «клавиатуры» глыб, утоньшению земной коры и образованию под ней «подушки» разуплотненного сильно разогретого материала (т. наз. «коро-мантийной смеси»).

Южный сегмент Кордильерского пояса лежит уже вне зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия, к востоку от него, и обрамляется с запада глубоководным Центрально-Американским желобом и, т. о., находится в тектонической обстановке, близкой к таковой Анд. Северный же, Канадский сегмент Кордильер расположен к северу от северного окончания (затухания) Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса (около 50° с. ш.) и в наибольшей мере подчиняется «нормальным» закономерностям, свойственным строению и развитию эпигеосинклинальных орогенических областей.

Кайнозойский вулканизм Кордильерского пояса характеризуется неравномерным распространением и специфичностью локализации и состава его продуктов в разных сегментах. В северном, Канадском сегменте его проявления сравнительно невелики по масштабу, приурочены к центральным зонам горной системы и несут довольно типичные черты позднеорогенного, существенно андезитового вулканизма.

В среднем сегменте проявления кайнозойского вулканизма грандиозны и имеют, как и позднекайнозойские деформации, явно наложенный характер по отношению к невадийским и ларамийским структурам. Северный участок этого сегмента, приуроченный к окончанию Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса, отмечен исключительно мощными излияниями толеитовых базальтов на Колумбийском плато в миоцене и оливиновых базальтов в поперечной субширотной впадине Снейк-ривер в плиоцене — антропогене, а также извержениями андезитов в расположенной западнее зоне Каскадных гор. Появление на этом участке Кордильер огромных объемов базальтов объясняется в литературе поразному. Возможно, оно связано с вторичным утоньшением континентальной коры и повышением ее проницаемости для мантийных выделок в условиях сильного позднекайнозойского растяжения, вызванного рифтогенезом.

Южнее расположена еще более обширная область извержений лав, туфов и игнимбритов липаритового, а также андезитового, дацитового, липаритового состава, занимающая так наз. провинцию Бассейнов и Хребтов. Извержения здесь в основном предшествовали формированию многочисленных рифтогенных структур (узких горстов и грабенов), но частично продолжались одновременно с ним. Вдоль восточной части среднего сегмента Кордильер располагается зона проявлений щелочного магматизма, приуроченная к древнему массиву Колорадо и краевым участкам платформы, подвергшимся в кайнозое значительным тектоническим деформациям.

В южном, Мексиканском сегменте Кордильер распространены огромные поля олигоцен-миоценовых вулканитов преимущественно андезитового состава, слагающих нагорье Сьерра-Мадре. Это типичные проявления позднеорогенного вулканизма, сходные с Канадскими, но гораздо более мощные. Более молодые, еще продолжающиеся извержения связаны с диагональной по отношению к структуре Южных Кордильер субширотной Трансмексиканской вулканической зоной, а также с параллельными ей кулисно расположенными вулканическими зонами Центральной Америки.

Т. о., если в северном и южном сегментах Кордильерского пояса

кайнозойский андситовый вулканизм сопутствовал поздним стадиям затянувшегося орогенного этапа, то в среднем сегменте пояса проявления вулканизма, весьма разнообразные по составу продуктов, были связаны с наложением на этот сегмент северной части Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса.

Сопоставляя постгеосинклинальный вулканизм Андийского и Кордильерского поясов, можно отметить, что при приблизительном равенстве объема его продуктов (на порядок превышающем объем орогенных вулканитов Средиземноморского пояса), имеются существенные отличия в его приуроченности к стадиям тектонического развития этих подвижных поясов: в Центральных Андах (в Северном Чили) вулканический процесс протекал почти непрерывно, сопутствуя собственно геосинклинальному, «предорогенному» и орогенному этапу, во время которого он распространился по простиранию Анд к северу и к югу, а в Кордильерах вулканизм начался после завершения ларамийской складчатости и был связан либо с поздними, повторными фазами горообразования, либо с еще более поздним, наложенным процессом эпиорогенного рифтогенеза. Однако, при всех этих отличиях, области мел-кайнозойского вулканизма Анд и Кордильер представляют звенья единого грандиозного пояса, обрамляющего с востока впадину Тихого океана.

Западно-Тихоокеанский пояс. Вопросы связей постгеосинклинального вулканизма с тектоникой в этом подвижном поясе освещены в множестве работ, и в частности, в последних обобщающих работах Ю. М. Пуцаровского (1972), Э. Н. Эрлиха (1973) и Л. П. Зоненшайна и др. (1973), что позволяет ограничиться здесь лишь некоторыми замечаниями. Этот пояс значительно шире, чем Восточно-Тихоокеанские, и в отличие от них в любом поперечном сечении представляет сложное сочетание зон, находящихся на весьма различных стадиях тектонического развития. В самой грубой схеме, двигаясь к востоку, мы переходим от 1) древних платформ (Австралийской, Китайской, Сибирской), частично подвергшихся процессам тектоно-магматической активизации, через 2) эпигеосинклинальные складчатые зоны байкальского, каледонского, герцинского, мезозойского возраста к 3) глубоководным впадинам с корой субокеанического и субплатформенного типа, далее к 4) так наз. островным дугам, одни из которых представляют собой альпийские эпигеосинклинальные складчатые сооружения, а другие — системы альпийских геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, еще не вступивших в орогенный этап развития и, наконец, к 5) глубоководным желобам, отделяющим подвижный пояс от впадины Тихого океана. В некоторых сечениях зоны типов 3, 4 и 5 могут образовывать более сложные сочетания. Отмеченная последовательная смена структурных зон разного возраста считается свидетельством неоднократного смещения Западно-Тихоокеанского геосинклинального пояса в течение неогена к востоку, его последовательного «наступления» на массу Тихого океана. Однако природа глубоководных впадин, расположенных в тылу островных дуг, трактуется различно — как следствие отсечения отдельных участков талассократона Тихого океана при заложении островных дуг, или как результат растяжения или базификации континентальной коры к западу от последних; скорее всего, эти впадины могут иметь различное происхождение.

На западной периферии Тихого океана проявления мезозойского и кайнозойского позднего и послегеосинклинального вулканизма не менее значительны, чем на его восточной периферии, но, в связи с отмеченными выше особенностями строения и развития Тихоокеанского пояса, они более рассеяны на его площади и приурочены к довольно многочисленным продольным и отчасти поперечным вулканическим поясам и зонам, в целом со временем перемещавшимся к востоку. Начало этого вулканического процесса кое-где относится еще к триасу, но его резкое

усиление происходит во второй половине юры — раннем мелу в Като-азиатский, Монголо-Охотский, Хинганский, Охотско-Чукотский вулканоплутонические пояса и пр. В позднем мелу продолжается развитие Охотско-Чукотского пояса и возникают вулканоплутонические пояса по периферии впадины Японского моря, вероятно, начавшей формироваться в конце мела (вост. Сихотэ-Алинь, Южная Корея, с. з. побережье Хонсю). Мезозойские вулканоплутонические пояса характеризуются широким развитием кислых и средних вулканитов известково-щелочного ряда (андезиты, дациты, липариты), сопровождаемых комагматическими интрузиями гранитоидов. На поздних стадиях развития поясов могут происходить излияния андезито-базальтов и базальтов. Вглубь континента повышается щелочность магматических пород. Тектоническая позиция мезозойских вулканоплутонических поясов довольно разнообразна: в целом тяготея к мезозойскому эпигеосинклинальному складчатому поясу и отвечая орогенному этапу его развития, они приурочиваются к срединным массивам этого пояса или накладываются на складчатые мезозойские сооружения (следуя их простиранию или пересекая их под разными углами), но в ряде районов далеко выходят за рамки мезозойского, захватывая смежные с ними (?) герцинские, каледонские, байкальские складчатые зоны и даже некоторые участки древних платформ. Формирование подобных наложенных на древние структуры мезозойских вулканоплутонических зон рассматривается некоторыми исследователями как одно из главных проявлений т. наз. процесса активизации Восточной Азии. Тектоническое строение мезозойских вулканических поясов характеризуется сильно раздробленной блоковой структурой фундамента и вулканического чехла и широким развитием крупных вулканотектонических депрессий, кальдер и субвулканических массивов.

Возникновение этих поясов в малой степени связано с особенностями строения и развития тех или иных тектонических зон их основания и, очевидно, является отражением более общих и глубинных процессов, протекавших на востоке Азиатского материала. Гипотеза о приуроченности вулканических поясов к проекции на земную поверхность древних зон Беньюфа и поперечным к ним зонам глубинных разломов (Зоненшайн и др., 1973) — представляется весьма вероятной.

Кайнозойские, и в том числе, неоген-четвертичные вулканические зоны, смещенные к востоку по отношению к мезозойским, приурочены к системам островных дуг, представляющих весьма разнообразные по своей глубинной структуре, истории развития и «зрелости» сооружения в пределах кайнозойского геосинклинального пояса. Мы встречаем среди них такие зрелые и сравнительно древние сооружения с мощной материковой корой, как о-в Хонсю, структура которого в значительной мере была сформирована уже к началу мезозоя и лишь несколько переработана в мезозое и кайнозое, и альпийские орогены типа Камчатки, и современные узкие геоантисклинальные зоны, обрамленные глубокими геосинклинальными прогибами, типа Курильской гряды. И, тем не менее, приуроченные к ним позднекайнозойские, в том числе, современные вулканические зоны свободно переходят по простиранию из зрелых орогенных сооружений в пределы зачаточных геоантисклинальных гряд с относительно маломощной корой субконтинентального и даже субокеанического типа, как это, например, прекрасно видно в Курило-Камчатской вулканической зоне. При этом существенных различий в составе четвертичных вулканических образований Камчатки и Курил, которые отражали бы наличие более мощной, материковой коры под Камчаткой — не наблюдается. Эти факты убедительно показывают, что кайнозойский вулканизм в Западно-Тихоокеанском поясе, как и мезозойский, лишь в некоторой мере связан с особенностями структуры и истории развития тех конкретных зон, где он проявлялся, но в основном контролируется накладываются на них более общими и глубинными

процессами, протекающими на западной периферии Тихого океана. Следует отметить, что в некоторых орогенных альпийских сооружениях, охватенных позднекайнозойским вулканизмом (например, Камчатка, Суматра, Новая Зеландия) последний сопровождается возникновением крупных продольных нормальных грабенов, возможно, представляющих, подобно грабенам Анд, начальные проявления эпиорогенного рифтогенеза, (Ермаков, Милановский, Таракановский, 1973).

Если мезозойский постгеосинклиальный вулканизм проявлялся как в пределах мезозойского орогенного пояса, так и более древних активизированных областей, то кайнозойский, напротив, локализуется как в альпийских орогенных областях, так и в областях, где еще не завершился собственно геосинклиальный этап. Аналогичные явления — «опережение» постгеосинклиального вулканизма по отношению к процессу орогенеза (горообразование), или «отставание» от него и распространение этого процесса на более далеко зашедшие в своем развитии области мы отмечали выше и для восточной периферии Тихого океана — соответственно в Андийском и Кордильерском поясах, а также в Средиземноморском поясе (мощный эоценовый «предорогенный» вулканизм в его Средневосточном сегменте, примыкающем к Индийскому океану).

Сравнивая проявления постгеосинклиального вулканизма в подвижных поясах периферии Тихого океана в целом с орогенным вулканизмом Средиземноморского пояса, можно подчеркнуть их следующие весьма существенные отличия:

- 1) гораздо больший (на порядок величин) масштаб вулканизма в любом из Тихоокеанских поясов;
- 2) значительно большую продолжительность постгеосинклиального вулканизма в них по отношению к длительности орогенного вулканизма в Альпийском поясе;
- 3) значительно меньшую связь зон проявлений вулканизма в Тихоокеанских поясах, чем в Средиземноморском поясе с конкретными историко-геологическими и структурными особенностями вулканических областей, т. е. «наложенный» характер вулканизма.

Мне представляется, что гораздо больший масштаб, длительность и наложенный характер постгеосинклиального вулканизма Восточно-Азиатского и Западно-Американских подвижных поясов причинно связаны с их крайним положением на границе с впадиной Тихого океана. Мезокайнозойский этап был, как правило, временем резкой активизации процесса развития и углубления океанических впадин. Как показали результаты глубоководного бурения, дно всех океанов повсеместно выстлано позднемезозойскими или кайнозойскими базальтами. На обширных пространствах океанов, как в пределах Средних рифтовых хребтов, так и вне их продолжают извержения. По периферии океанических бассейнов мы также видим исключительно широкое развитие мезозойских и кайнозойских магматических образований. При этом там, где океаны обрамляются мезозойскими и кайнозойскими геосинклиальными поясами, на поздних стадиях их развития, в пределах этих поясов или частично выходя за их рамки, происходили мощные наземные извержения кислой и средней (реже основной) известково-щелочной магмы, сопутствуемые интрузиями гранитоидов (восточная и западная периферия Тихого океана, северо-восточная и ссз периферия Индийского), а там, где океаны граничат с платформами — в их прилегающих к океанам частях в мезозое и палеогене имели место не менее значительные, также измеряемые миллионами км³, базальтовые (трапповые) излияния, а также извержения щелочной магмы. Т. о., мы рассматриваем мезокайнозойский наземный вулканизм периферии Тихого океана, (также как и трапповый вулканизм платформ) — как частные проявления, (отголоски) грандиозного процесса развития океанов (океаногенеза), в

специфической обстановке окраинных геосинклинальных поясов.

На южной периферии Тихого океана, в пределах западной Антарктиды, мы также встречаем мощные проявления кайнозойского вулканизма, но здесь зоны его развития наложены на активизированные области позднегерцинской — раннемезозойской (Антарктический полуостров) и байкальской складчатости (Земля Мэри Бэрд), а продукты извержений в этих возрожденных окраинных орогенических областях имеют базальтовый состав.

Судя по тому, что проявления домезозойского вулканизма в подвижных поясах периферии Тихого (и Индийского) океана по своему масштабу не сравнимы с мезозойскими и кайнозойскими, также как и домезозойский трапповый вулканизм платформ по периферии океанов во много раз уступает мезокайнозойскому, можно полагать, что проявления приокеанического и океанического вулканизма, и процессы развития океанов в целом, резко активизировались в мезозое.

ЛИТЕРАТУРА

- АРТЕМЬЕВ М. Е. Некоторые особенности глубинного строения впадин Средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1971.
- БОГДАНОВ А. А. О геологии Перуанских Анд. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1970.
- БОГДАНОВ А. А., МУРАТОВ М. В., ХАИН В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3, 1963.
- БОГОЛЕПОВ К. В. О некоторых проблемах орогенеза. В кн. «Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии». «Наука», Новосибирск, 1973.
- ГЗОВСКИЙ М. В. Проблемы магматизма и тектонофизика. В сб. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР, 1962.
- ЕРМАКОВ В. А., МИЛАНОВСКИЙ Е. Е., ТАРАКАНОВСКИЙ А. А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки. Вестн. МГУ, сер. геол., № 2, 1973.
- ЗОНЕНШАЙН Л. П., КУЗЬМИН М. И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса. Геотектоника, № 5, 1973.
- ИРДЛИ А. Дж. Петрографические и тектонические провинции Запада Соединенных Штатов Америки. Тр. XXI Межд. Геол. Конгресса. Вып. III. Тектоника и петрография, ИЛ, М., 1963.
- ЛОМИЗЕ М. Г. Особенности развития вулканизма в Чилийско-Аргентинских Андах. В сб. «Эволюция вулканизма в истории Земли», М., 1973.
- МИЛАНОВСКИЙ Е. Е. Закономерности распространения и развития орогенного кайнозойского вулканизма в Альпийском поясе Юго-Западной Евразии. В сб. «Проблемы связи тектоники и магматизма», Наука, 1968.
- МИЛАНОВСКИЙ Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. Вестник МГУ, сер. геол., № 2, 1970.
- МИЛАНОВСКИЙ Е. Е. К проблеме пространственных взаимоотношений геосинклинально-орогенных и рифтовых поясов. Вестн. МГУ, сер. геол., № 4, 1972.
- МИЛАНОВСКИЙ Е. Е., КОРОНОВСКИЙ Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. Недра, 1973.
- МИЛАНОВСКИЙ Е. Е., ХАИН В. Е. Глубинная структура земной коры и ее эволюция в ходе геологической истории. В сб. «Строение и развитие земной коры», Наука, 1964.
- МОССАКОВСКИЙ А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. Автореф. докт. дисс., ГИН АН СССР, 1973.
- ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. Наука, 1972.
- ХАИН В. Е. Общая геотектоника. Изд. 2-е, Недра, 1973.
- ШЕПМАНН Ю. М. Очерки глубинной геологии. Недра, 1968.
- ЭРЛИХ Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Наука, 1973.
- AUBOIN I. Chaînes liminaires (Andines) et thaines geosynclinales (Alpines). Int. Geol. Congr., 24 Session Montreal. Section 3, Tectonics, 1972.
- BERRY M., KNÖPOFF Z. Structure of the Upper Mantle under the Western Mediterranean Basin. Journ. Geophys. Res., 72, 14, 1967.
- VERGARA M. Note on the paleovolcanism in the andean geosyncline from the central part of Chile. Int. geol. Congr., 24 session, Montreal, 1972. section 2. Petrology.
- VERGARA M., GONZALEZ-FERRAN O. Structural and petrological characteristics of the late cenozoic volcanism from Chilean andean region and west Antarctica. «Krystalinikum», 9, Prague, 1972.

М. М. Василевский, Е. А. Вакин, Ф. Ш. Кутыев,
В. В. Пономарев, К. Н. Рудич

ПРИНЦИПЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО СООТВЕТСТВИЯ ВОЗРАСТА И ГЛУБИННОСТИ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ, ПЛУТОНИЧЕСКИХ, МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССАХ

Анализируя тектоно-магматическую историю развития подвижных зон земной коры, отдельных складчатых областей и долгоживущих центров тектоно-магматической активности, исследователи давно пришли к представлению о направленности и необратимости этого развития. На уровне познания истории формирования геооболочек планеты также предполагается многократное направленное повторение тектоно-магматических процессов в истории Земли, хотя в этом случае некоторые исследователи допускают и явления обратимости.

Правда, в последние годы намечилась тенденция к пересмотру принципов исторической направленности тектоно-магматической эволюции и объяснения формационных различий с позиций неоднородности среды, в которой протекает тектоно-магматический процесс в различных по положению участках одновременно развивающейся подвижной области. Действительно, нередко наблюдается, что геологические формации, свойственные определенному историческому этапу развития подвижных областей (по Г. Штилле, Ю. А. Билибину), развиваются в участках земной коры, находящихся, в смысле истории развития, на другом этапе. Примеры такого рода описаны Э. П. Изохом и Ю. А. Кузнецовым и А. Л. Яншиным. К ним можно прибавить и многие другие. Например, развитие «литогенного» (по Штилле) магматизма в Суббалканско-Среднегорской ортогеосинклинали, развитие щелочных платформенных эффузивов в орогенных вулканитах Вардарской зоны, развитие олово-вольфраморудных жил на эпизвгеосинклинальном этапе развития Охотско-Ниппонской геосинклинальной области (внутренняя зона юго-западной Японии) и т. д.

Очень важно отметить, однако, что приведенные примеры отклонения от «историчности» тектоно-магматической эволюции совсем не отрицают ее общности. Более того, эти явления свидетельствуют о том, что факторы, контролирующие направленность развития в формационный состав парагенераций, меняются не только во времени, но и в пространстве, т. е. зависят от состояния среды и являются функцией этого состояния.

Для определения состояния среды исследователи уже длительное время пользуются набором самых разнообразных терминов, содержащих признаки его проявления в различных сторонах процесса развития.

В процессах складчатости различаются разновидности альпийнотипные и германотипные, напряженные, блоковые (tilting) и многие другие. Даже в тех случаях, когда исследователь хочет подчеркнуть конечные результаты складкообразовательного процесса, выделяя например бра-

хиформную складчатость, он относит время проявления этой складчатости к определенному этапу развития складчатой области, характеризующемуся определенной степенью ее консолидированности.

Среди зон дизъюнктивных нарушений различаются менее проницаемые и более проницаемые, более «тектонически проработанные» и «менее проработанные», характеризующиеся состоянием растяжения или сжатия, глубинного заложения или малоглубинные, что в свою очередь зависит от степени жесткости и консолидированности среды заложения и т. д. Не только по морфологии и соотношению разделяемых толщ, но и по состоянию напряжений в среде выделяются зоны шарьяжей (parrés). Примеры попыток определения (явных или подразумеваемых) состояния среды при тектоническом анализе можно умножить.

Исследователи-петрологи широко пользуются понятием фаций глубинности процесса магматического или метаморфического. При этом, под фациями глубинности ими понимаются прежде всего условия, в которых протекает процесс или другими словами опять-таки состояние среды (или в среде) магнообразования, становления интрузивных (точнее, плутонических) тел, метаморфизма. Эти условия, определяемые давлением, температурой и концентрацией подвижных компонентов в общем случае являются функцией не столько самой «глубины», сколько состояния (проницаемости, проводимости) среды. Хотя сразу же следует подчеркнуть, что именно степенью вероятности развертывания направленности процесса в природе по глубине и определила сложившийся подход к анализу процесса, поскольку «состояние» меняется в первую очередь с глубиной. Отметим здесь же, что указанные выше случаи смены «условий глубинности» не в историческом плане и по глубине, а по простиранию особенно ярко подчеркивают необходимость выявления и анализа «фактора состояния». Укажем также, что именно состояние среды, ее анизотропия определяет не только морфологические, но и генетические черты плутонического процесса (интрузии I и II рода, степень анактоидности и мн. др.).

Геологи-рудники в поисках определенной генетической систематики месторождений, отражающей условия их формирования, как известно, со времен В. Линдгрена пользуются понятиями гипо-, мезо-, эпитермальных условий, включающих те же параметры состояния среды (P, T, C), что и у петрологов.

В самое последнее время такой подход к анализу объектов по условиям их формирования и состоянию (P, T, C) среды наметился и у исследователей, занимающихся проблемами гидро-геотермии. Ими выделяются по этим признакам гипо-, мезо- и эпигидротермальные системы (Пилипенко, 1973). При этом параметр C понимается как плотность теплоносителя при конвективном теплопереносе.

Близость подхода к анализу условий состояния среды при этом такова, что в зависимости от степени «открытости» или «закрытости» гидротермальных систем эти исследователи предполагают возможность плавления и магнообразования в недрах этих систем.

Для среды, в которой протекает или через которую реализуется тот или иной геологический процесс употребляются определения «жесткая», «консолидированная», «пластичная», «компетентная» и мн. др. Сами структурные элементы земной коры выделяются на всех уровнях исследования именно по состоянию среды, степени ее консолидированности, пластичности или проницаемости. По этим признакам выделяются щиты, платформы, подвижные пояса, складчатые области и структурно-формационные зоны в них, рифты, зоны активизации, срединные массивы и мн. др. Делаются также попытки увязать эндогенные процессы и состояния среды их реализации. К ним можно отнести почти все попытки увязать состав рудных месторождений с бли-

зостью жесткого фундамента складчатых областей, найти особенности в металлогении срединных массивов.

Отражением этого же направления научных поисков является попытка систематики структур месторождений по «этажам» их формирования в земной коре.

Изложенное позволяет видеть, что эндогенные процессы в земной коре или еще шире в Земле в целом (такой подход правомерен, ибо и планетологи и геофизики оперируют понятиями состояния вещества в геоблочках) управляются определенным соотношением сил (динамических, гравитационных, молекулярных, атомных), которое в целом можно определить как геодинамическое состояние.

Условимся в дальнейшем называть геодинамическим состоянием блока земной коры или геоблочки то соотношение напряжений, которое характерно для определенного этапа развития Земли, геоблочки подвижной зоны, складчатой области, структурно-формационной зоны или долгоживущего центра тектоно-магматической активности. Тогда соотношение типов эндогенных процессов и их продуктов для каждого этапа развития геоблочки или геоблока, а также на различных по положению в пространстве участках однотипных геоблочек и геоблоков можно выразить через понятие геодинамического соответствия. При этом можно определить не только качественную, но и количественную сторону такого соответствия, которая может быть выражена определенным коэффициентом. Заранее можно сказать, например, что низкий коэффициент геодинамического соответствия свидетельствует об аномальных сравнительно с фоновыми, свойствах среды в участке несоответствия (повышенная проницаемость, резкая анизотропия физических свойств, гетерогенность основания и т. д.).

Таким образом, низкий коэффициент геодинамического соответствия (КГС) отражает пространственные особенности проявления эндогенных процессов.

Для явлений постмагматического регионального и локального метаморфизма их соответствие общему геодинамическому состоянию среды устанавливается весьма отчетливо даже в тех случаях, когда среди фоновых метаморфических изменений наблюдаются «горячие пятна». Коэффициент геодинамического соответствия меняется в сторону его уменьшения в области «горячих пятен» (околоинтрузивные зоны). Обращает на себя внимание также следующая особенность регионального метаморфизма. По Н. Г. Судовикову, он «...связан с формированием орогенных зон» (1964). Степень региональности метаморфизма при этом возрастает с глубиной, так как в глубинных сечениях орогенических поясов, где нет резких изменений физических условий на больших пространствах и в обычных случаях (т. е. при достаточно большом коэффициенте геодинамического соответствия — МВ-) большие массы пород находятся в одинаковой термодинамической обстановке.

К таким же выводам пришли и мы (Василевский, 1958, 1973), изучая один из видов регионального послемагматического изменения — пропилитизацию. Напомним однако, что во всех случаях более глубинный метаморфизм, более региональный, был и более древним. В этой связи однородность физических условий, одинаковость термодинамической обстановки, в которой находится большая масса пород, проявляется уже как функция возраста, т. е. геодинамического состояния среды на определенном этапе орогенического развития. Существует мнение о независимости явлений регионального метаморфизма «орогенического типа» от магматических интрузий и связь его только с тектоническим режимом. В настоящее время, однако, уже могут считаться установленными по крайней мере два типа магматических процессов (Коржинский, 1968 и др.). Первый из них связан с явлениями регионального метамор-

физма или с «горячими пятнами» (аномальными потоками тепла) на его фоне. Метаморфизм и магмообразование в этом случае предстают как явления, связанные парагенетически. В результате мы наблюдаем формирование магматических очагов. Магматические явления второго рода — интрузии. Магмообразование и интрузивная деятельность в орогеническом цикле всегда разорваны в пространстве.

Поскольку степень региональности метаморфизма ограничивается зоной орогенеза и поскольку в более древних орогенах степень региональности метаморфизма для однотипных этапов развития большая, можно утверждать, что переменной величиной в этом изменении является геотермический градиент — повышенная плотность регионального теплового потока и аномальные потоки тепла (а зоны орогенеза — это области аномального теплового питания) требуют, согласно многочисленным уже расчетам, конвективного тепло-массопереноса. Отсюда следует, что фактором регионального метаморфизма является интрателлурический поток, имеющий различную форму и плотность на разных этапах тектонического развития. Тектоника, таким образом, определяет только геодинамическое состояние среды, т. е. форму проявления регионального метаморфизма.

Геодинамическое соответствие плутонических, метаморфических и рудных процессов для различных и разновозрастных складчатых областей вытекает из работ Ю. А. Билибина (1965). Его последователями накоплен огромный фактический материал подтверждающий это статистически.

Анализ индивидуальных особенностей геологических формаций с позиций геодинамического соответствия форм проявления эндогенных процессов этапу тектоно-магматического развития показывает однако на наличие еще более общей закономерности геодинамического соответствия, нежели на уровне одного макрохрона (т. е. времени развития одного тектономагматического цикла «элементарной» складчатой области). Эта закономерность проявляется на уровне сравнения мегахронов — протогей, фанерозоя и неогей. Дейтерогей (включая рифей) из рассмотрения при этом исключается, т. к. соответствует по преимуществу платформенному типу развития.

Изменение геодинамического соответствия на уровне мегахронов проявляется для отдельных сторон эндогенного процесса в следующем:

Вулканизм. По подсчетам А. И. Семенова, К. С. Дворцовой и М. В. Ташининой площади, занятые эффузивами, составляют для РЗ — 112 тыс. км², (фанерозоя) — 549 тыс. км², кайнозоя — 1107 тыс. км². Если считать, что эти площади пропорциональны объемам излившегося материала*), то исключительно ярко выступает общепланетарная тенденция к усилению «эффузивности» эндогенного магматического процесса от начала геологической истории планеты к современной геологической эпохе.

Плутонизм. По контрасту с вулканизмом, наоборот допалеозойские интрузивные «плутоны» по своим объемам и количеству их самих на порядок превосходят гомологичные фанерозойские и тем более кайнозойские образования. Формирующиеся в конце протогей «магматогенные» граниты (гранитные плутоны) охватывают площади в несколько тысяч квадратных километров, сравнительно с «точечными интрузивными проколами» в единицы и десятки квадратных километров в кайнозое.

Метаморфизм. Как подчеркивает В. М. Синицын (1972) и показано нами (Василевский, 1968) «в подвижных областях в протогее

* Даже без учета продуктов современного вулканизма ложа океанов.

при высокой энергонасыщенности земной коры метаморфизм протекал с большой интенсивностью даже у поверхности и проявлялся в широком региональном масштабе. Геотермический градиент был в 5—6 раз выше современного (Белоусов, 1966)».

В фанерозое, а тем более в кайнозое метаморфизм из регионально-перерождается в локальный, приуроченный к зонам повышенной проницаемости земной коры. Добавим к этому, что метаморфизм при этом эволюционирует от мигматитового и амфиболового к зеленосланцевому — пропилитовому и далее к низкотемпературному гидротермальному метаморфизму в областях современной вулканической деятельности. В этой связи огромный интерес представляют новейшие данные о масштабах поствулканической гидротермальной деятельности протегея. «Точечным проколам» современных фумарольных полей с выносом микрокомпонентов и породообразующих элементов, например FeO и SiO₂, в протегее соответствуют огромные площади и масштабы выноса тех же компонентов. Перевод Fe из растворимой формы в нерастворимую при окислении приводит к формированию «планетарных» месторождений железистых кварцитов. Масштабы выноса других металлов на поверхность коры таковы, что многие геологи-рудники, стоящие на позициях метаморфогенного рудообразования, недоумевают, зачем для формирования эндгенных месторождений нужно «предполагать» глубинный мантийный источник, когда металлы «в достаточных количествах» содержатся в коре и нужен только метаморфизм, чтобы их переконцентрировать в месторождения.

Нельзя не остановиться в связи со сказанным, на одной очень интересной, но почти не разработанной, а может быть даже еще и не поставленной проблеме. Изучение современного вулканизма показывает, что высокотемпературные воды, наиболее обогащенные «ювенильной составляющей», в том числе и металлами, характерны для районов кислого игнимбритового вулканизма. Видимо, что справедливо и для допалеозойских (архейских) условий. В этом случае следует предполагать, что масштабы игнимбритообразования в протегее в сотни раз превосходят те, которые наблюдаются в районах новейшего вулканизма. Такой вывод представляется вполне правомерным, если учесть, что древнейшие гранитные плутоны формировались почти у самой поверхности (менее 5 км) и при взрывах, вызванных, огромным количеством летучих, связанных с их перемещением из зон дегранитизации, приводили к массовому, позже не повторявшемуся, масштабу игнимбритообразования. Можно согласиться с мнением тех исследователей, которые предполагают за некоторыми «метагранитами» природу «метаигнимбритов» (Файф, 1972).

Рудообразование. Все черты геодинамического соответствия возраста и глубинности, и связанных с ними масштабных, структурных, вещественных и т. д. признаков несет и рудообразование. Достаточно напомнить такие тоже «позже не повторявшиеся» золоторудные месторождения протегея как Иеллоунайф, Колар, конгломераты Битватерсранда, образовавшиеся за счет размыва подобных по масштабам и за огромное время перемыва месторождений, промежуточные по масштабам и примерно одинаковые по типу, гипомезотермальные золоторудные месторождения фанерозоя и, наконец, эпитермальные, так называемые «вулканогенные» месторождения кайнозоя, характеризующиеся приповерхностными условиями образования, малыми запасами, наличием бананз, сложностью морфологии, приуроченностью к «вулканоструктурам» и т. д. В кавычки термин «вулканогенные» взят в связи с тем, что подобное определение представляется нам неоправданным (Василевский, 1958, 1973).

Направленное изменение геодинамических состояний и адекват-

ное им геодинамическое соответствие вулканических, плутонических, метаморфических и рудообразующих процессов как в рамках макронов в общем случае выражается (или может быть выражено) через изменение параметров P , T и C . Однако, если изменения P и T в настоящее время могут быть выделены из существующих термических и динамических моделей Земли, то изменение параметра C , подразумевающего плотность и состав интрателлурического потока (дискретного в силу пульсационности геологического процесса), требует с излагаемых позиций особого рассмотрения, которое приводит нас, однако, к тем же принципам геодинамического соответствия возраста и глубинности эндогенных процессов, но уже на уровне формирования геоболочек планеты.

В настоящее время в составе интрателлурического потока (и т. п.) предполагается наличие Na_2O , K_2O , H_2O . Еще В. И. Вернадский предсказывал возможную огромную роль в глубинах Земли водорода, который, таким образом, также должен быть включен в состав интрателлурического потока.

С точки зрения режима водорода в истории формирования геоболочек, т. е. по глубине и во времени, весьма показательными являются превращения ультраосновных и основных включений глубинных пород, выносимых на поверхность коры в современном вулканическом процессе.

Ультраосновные и основные включения характеризуются минеральными парагенезисами, (хромпикотит + пироп + форстерит + энстатит) характерными, судя по экспериментальным данным, для условий весьма высоких температур и давлений. Среди включений отчетливо выделяются два класса — ультраосновные или гипербазитовые и габброидные или базитовые.

Первый класс характеризуется парагенезисом форстеритового оливина и энстатитового пироксена. В незначительных количествах присутствуют хромпикотит, хромдиоксид и пироповый гранат. Наблюдаются постепенные переходы от существенно оливиновых пород к пироксенитам. Наиболее распространенными являются хромпикотитовые оливин-энстатит-хромдиоксидовые перидотиты. Согласно экспериментальным исследованиям, температура и давление, при которых такой парагенезис устойчив отвечают глубинам 70—80 км (Мак-Грестор, 1968). Более глубинные зоны должны быть представлены уже существенно гранатовыми перидотитами, включающими широким типом твердых растворов пироксена в пироксене. Такие образования также наблюдаются в гипербазитовых включениях Камчатки. Они представляют собою субпараллельные тонкопластинчатые выделения клинопироксена в ортопироксене.

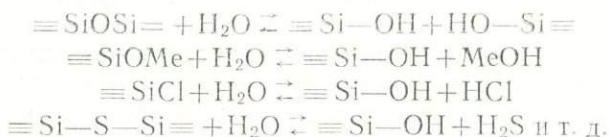
Большинство гипербазитовых включений имеет реакционную кайму, сложенную амфиболом. Реакционный амфибол образует кристаллы, часто размером до 15 см. В ядрах таких кристаллов наблюдаются реликты перидотитовых включений в виде шарообразных скоплений зерен оливина и пироксена. Одновременно с амфиболом образуется магнетит. В дальнейшем такие реакционные амфиболы замещаются габброидной ассоциацией минералов, в которой магнетит присутствует неизменно. Первичная амфиболизация гипербазитов, таким образом, является промежуточным звеном в преобразовании ультраосновных глубинных пород в габброидные.

Габброидные включения (второй класс), отражающие дальнейшую эволюцию превращения вещества мантии, распространены гораздо шире гипербазитовых. Они сложены парагенезисом анортита, хризолитового оливина и клино- или ортопироксена. Оливины более железистые, чем в гипербазитовых включениях. Наблюдаются переходы от оливин-

плаггиоклазовых через оливин-пироксен-плаггиоклазовые до пироксен-плаггиоклазовых парагенезисов габброидов. В оливин-плаггиоклазовых включениях наблюдаются реакционные превращения на границах хризолита и анортита с образованием зерен граната, клинопироксена или симплектиты пироксена и шпинели. Экспериментальное воспроизведение подобных реакций показывает, что они протекают при P—T условиях, соответствующих глубинам 35—40 км. (Кусиро, Иодер, 1968). Для континентов и зоны перехода к океану эти глубины соответствуют уровню Мохо и образованию «нижней коры».

Для нас особый интерес представляет тот уровень геоболочек, для которого характерны реакции превращений перидотитов с образованием амфибола и магнетита, т. е. граница нижней коры и верхней мантии (М). С точки зрения экспериментов Е. Осборна, (Осборн, 1964), появление и устойчивость магнетита в условиях описанной смены парагенезисов свидетельствует об увеличении парциального давления кислорода. Таким образом, характерное для интрателлурического потока на уровне мантии доминирование водорода сменяется на границе М увеличением активности кислорода с прохождением окислительных реакций экзотермического характера. За счет энергии окисления силана и других гидридов с образованием эквимолекулярных количеств воды происходит расплавление силикатной массы с образованием магматического очага. Последующая реакция гидридов с кислородом земной коры усиливает экзотермический эффект на границе М и, по-видимому, является одним из главных факторов, обеспечивающих как региональный тепловой поток, так и аномальные потоки тепла в зонах трансмантйных разломов. Поверхность М, таким образом, есть не столько устойчивая граница между геоболочками, сколько «реакционный слой» очаговой природы. Уровень его залегания прямо зависит от проницаемости земной коры на данном участке для трансмантйного интрателлурического потока. Возраст очагов, существующих на границе Мохо-Рувичича, должен отвечать возрасту начала формирования коры >3 млрд. лет. В зонах долгоживущих планетарных геоструктур подвижных поясов — магматические очаги на уровне М должны существовать и в настоящее время.

Поступление через верхнюю границу очага Мохо потока летучих в более верхние горизонты коры приводит не только к наращиванию коры, но и к ее дифференциации, фиксируемой границей Конрада. Какова природа этой границы и почему она обладает еще меньшей сплошностью, чем граница Мохо? Дело в том, что механизм продвижения интрателлурического потока не может быть диффузионным или фильтрационным. При высоких Т и Р вода чрезвычайно агрессивна по отношению к силикатам. Она активно реагирует с ними по схеме процесса гидролиза силоксановой или элементо-силоксановой связи с образованием силанолов:



Все указанные реакции обратимы. При этом, что очень важно, при понижении давления и в меньшей степени температуры равновесие сдвигается влево, т. е. в сторону образования силикатов и воды. Процесс поликонденсации силанолов в отличие от их гидролиза — экзотермичен (до 2 ккал/моль H₂O). За этот счет происходит вторичный разогрев и плавление с парагенетическим образованием рудного флюида. Таким образом, очаги границы Конрада это аналоги более глубоких и более древних очагов типа Мохо.

Поступление интрателлурического потока в долгоживущих подвижных областях — процесс достаточно стабилизированный, можно предполагать, что и существование очагов на границе Конрада, хотя и более локальных, может иметь место и в настоящее время. Однако возраст заложения этих очагов должен быть близок к возрасту самых древних гранитов Земли, а точнее, даже несколько древнее, т. к. образование аллохронных гранитов оторвано во времени от формирования очага.

Дальнейшая эволюция интрателлурического потока и продуктов его реакций с окружающими породами — это уже эволюция «эндогенного флюида», «эндогенного пара», насыщенного заимствованными и интрателлурическими элементами. На глубинах 5—8 км доступных для циркуляции атмосферных вод, особенно в зонах повышенной проницаемости и проводимости, какими являются вулкано-тектонические структуры, происходит третья (считая от Мохо) серия экзотермических реакций, по существу аналогичная приведенным ранее. Таким образом, формирование так называемых «периферических очагов» под вулканами является дальнейшим закономерным развитием процесса, развернутого последовательно во времени и по глубине. Такие очаги являются обязательным элементом глубинного строения высокотемпературных гидротермальных систем вулканических районов. Тепловые параметры генерирующегося одновременно с расплавом «флюида» отвечают условиям существования гранитоидного расплава, т. е. между магматическими (литотермальными) и гидротермальными системами в области существования периферических очагов нет резкой границы.

Возраст периферических магматических очагов близок (или древнее) к возрасту начальных этапов вулканизма, т. е. это возраст складчатости. В силу анатектоидной природы таких очагов состав их может колебаться в широких пределах, однако общей является тенденция к накоплению кислого силикатного материала и выделение летучих, обогащенных так называемой «ювенильной составляющей» (в том числе и мантийными металлами) формирующих у поверхности Земли уже упоминавшиеся в начале работы современные высокотемпературные гидротермальные системы.

Мы видим, таким образом, что и на уровне формирования геоболочек принципы геодинамического соответствия вулканических, плутонических, метаморфических и рудообразующих процессов проявляются достаточно четко. Наиболее «глубинные» условия и продукты наиболее «глубинных» реакций это одновременно и более древние условия и продукты.

Остановимся в заключение на некоторых общих следствиях геодинамического подхода к анализу эндогенных явлений.

Плотность энергетического потока, необходимого для формирования очагов расплавления, с омоложением очага и уменьшением глубины его заложения должна быть больше, чем в более древних и глубинных условиях (что отвечает в общем падению энергонасыщенности коры от протогея доныне). Максимальная плотность («плотность в точке») характерна для современных лавовых озер. Обратное логическое следствие — изменение геометрии (т. е. плотности) потока энергии с глубиной и вниз по ординате времени. Сечение такого потока может быть выражено треугольником, древнее «размытое» основание которого представлено наиболее ранними и глубинными из возможных очагов. Может быть, это очаги — аномалии, фиксируемые МГЗ, отвечающие по возрасту времени достижения планетным веществом некоторой критической плотности.

Последовательность формирования очагов и их последующее непрерывное существование в геоболочках в пределах подвижных зон воз-

можно объясняет и механизм выноса на поверхность тех глубинных и древних продуктов соответствующих превращений вещества планеты, которые позволяют нам судить о геодинамике ее развития.

ЛИТЕРАТУРА

- БЕЛОУСОВ В. В. Некоторые общие вопросы развития тектоносферы. Кн. Кора и верхняя мантия. Наука, М., 1966 г.
- БИЛИБИН Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолыздат, 1955 г.
- ВАСИЛЕВСКИЙ М. М. О понятии пропилит и процессе пропилитизации. Записки мин. об-ва, 1966 г. ч. 84.
- ВАСИЛЕВСКИЙ М. М. Вулканизм, пропилитизация и орудинение. Из-во «Недра», Москва, 1973 г.
- КУСИРО И., ГОДЕР Х. С. (мл.) Реакция между форстеритом и анортитом. Сб. Петрология верхней мантии. Из-во «Мир», М., 1968 г.
- ОСБОРН Е. Ф. Экспериментальные исследования кислорода, содержание воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. Сб. Химия земной коры. Т. 11, Из-во «Наука», М. 1964 г.
- ПИЛИПЕНКО Г. Ф. Парогидротермы кальдеры Узон как пример разгрузки высокотемпературной гидротермальной системы. Автореферат диссертации представленной на соискание ученой степени к. г.-м. наук. Москва, 1973 г.
- СИНИЦЫН В. М. Кн. «Спаль», Из-во «Недра».
- СУДОВИКОВ Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии, Из-во Ленинградского университета, 1964 г.

А. И. Фарберов

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ, КОРНИ ВУЛКАНОВ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

Введение

Проблема происхождения вулканических пород длительное время волнует умы геологов, надеющихся использовать результаты исследований вулканов для решения таких кардинальных вопросов геологии, как состав, эволюция и дифференциация мантии Земли. Однако, связь вулканизма с процессами, происходящими в недрах Земли до сих пор не совсем ясна. Широко распространены представления о мантийном питании вулканов, основанные главным образом на косвенных данных — теоретических оценках распределения температуры на глубине, изучении химизма вулканических пород, состава ксенолитов и т. д. Лабораторные опыты показали возможность выплавления как базальтов, так и андезитов на глубинах во многие десятки километров, т. е. в верхней мантии Земли (Грин, Рингвуд, 1968; Yoder, 1969; и др.).

Впервые параметры магматического очага в оболочке Земли исследовались Г. С. Горшковым (1956), который предложил использовать для этой цели объемные волны от далеких землетрясений. Однако, для таких землетрясений трудно учесть всю сумму факторов, влияющих на затухание энергии сейсмических волн. В дальнейшем было показано, что для локализации магматических очагов более перспективно использовать близкие землетрясения (Федотов, Фарберов, 1966).

В последнее десятилетие в связи с развитием геофизических и в первую очередь сейсмических исследований в районах активного вулканизма удалось накопить определенный объем информации, достаточный для первых обобщений и гипотез, касающихся магматических очагов и корней вулканов. Анализу современного состояния этой проблемы и перспективам дальнейших исследований и посвящена настоящая работа.

Верхняя мантия как возможная область магмообразования

Наиболее значительной особенностью мантии Земли считается наличие в верхней ее части слоя пониженных скоростей распространения сейсмических волн, связанного с зоной ослабленной прочности — астеносферой. Эта часть верхней мантии рассматривается многими исследователями как область, где вещество близко к плавлению (Gutenberg, 1959), частично аморфизовано (Магницкий, 1965), или находится в частично расплавленном состоянии (Shimozuru, 1963, Anderson, Sammis, 1970 и др.)

Количество жидкой фазы в этом слое по разным оценкам составляет от 0,25% до 15%. Трудности, связанные с исследованием силикатных систем в интервале размягчения, обусловили интерес геофизиков к изу-

чению физико-механических свойств более легкоплавких сред и замороженных рассолов (Spetzler, Anderson, 1969), металлов и сплавов (Mizutani, Kanamori, 1964, Stocker, Gordon, 1969 и др.).

Общей чертой изменения упругости с температурой, обнаруженной в этих опытах является практически линейное уменьшение скоростей волн V_p и V_s вплоть до $T \approx 0,97 T_n$ (где T_n — температура плавления), после чего наблюдается резкое падение при плавлении V_p (на 15—20%) и уменьшение Q_p приблизительно на порядок.

На основании проведенных экспериментов авторы считают, что в случае образования слоя пониженных скоростей за счет частичного плавления границы его должны быть резкими, а затухание упругих колебаний должно быть повышенным. Последнее предположение не противоречит наблюдениям, хотя пониженные значения Q в поликристаллических телах при высоких температурах могут быть обусловлены иными механизмами неупругих процессов (Магницкий, 1965; Gordon, Nelson, 1966). Размыты ли границы слоя низких скоростей (особенно верхняя граница) или они характеризуются скачком скоростей, остается еще предметом дискуссии, так как обнаружение границ с небольшим перепадом скоростей представляет сложную задачу.

Как показали Штокер и Гордон (Stocker, Gordon, 1969), исследовавшие особенности распространения звука и частично расплавленных сплавах, резкое уменьшение скорости звука возникает в том случае, если границы зерен становятся расплавленными. Если такое же незначительное количество расплава локализуется в форме капель, то падение скорости не велико.

При плавлении горных пород расплавленная фаза в зависимости от температуры появляется на границах зерен в виде цилиндрических или линзовидных капель или в виде тонких пленок, обволакивающих минералы (Kranck, Oja, 1960).

Считается, что плавление оболочки начинается по границам зерен, так как это фиксируется в экспериментах на горных породах при высоких давлениях (Brace et al., 1967). Если окружающая расплавленная среда находится под гидростатическим давлением, то первоначально сильно эллиптические включения магмы будут либо сохранять свою форму, либо стремиться к приобретению сферической формы в зависимости от соотношения величин поверхностной энергии на границе твердая фаза — жидкость и различных твердых фаз (Роберте, 1972).

Наличие расплавов может не только увеличивать поглощение колебаний в среде, но и обуславливать частотную зависимость этого процесса (Walsh, 1968).

Согласно Уолшу, для содержащей сплюснутые включения верхней мантии, обратная зависимость Q^{-1} от f должна наблюдаться для сейсмических волн с $f \leq 10^{-1}$ гц, если вязкость силикатов в расплавленных участках $\eta \leq 10^{10}$ пуаз, а для волн с $f \leq 10$ гц, если $\eta \leq 10^8$ пуаз.

Обратная зависимость Q^{-1} от частоты в верхней мантии была обнаружена под Андами (Sumner, 1967) и под Южными Курильскими островами (Федотов, Болдырев, 1969) для высокочастотных объемных волн ($f \approx 1-15-20$ гц).

В то же время, в ряде исследований сделан вывод о независимости Q^{-1} от f в мантии (см. например; Кнопов, 1968). Подобная противоречивость в выводах, по-видимому, в значительной мере обусловлена тем, что данные, относящиеся к объемным волнам, очень сильно подвержены влиянию не только собственно поглощения, но и геометрического расхождения, сильно варьирующего из-за фокусировки и рассеяния волн на неоднородностях, наличия слоев пониженной скорости и слоев с высокими градиентами скоростей, а также зависят от природы очага землетрясения и т. п.

Необходимо подчеркнуть, что приведенные в настоящем параграфе оценки доли расплавленной фазы в слое пониженных скоростей значительно ниже тех величин, которые необходимы для начала массопереноса магмы в поле силы тяжести.

Для того, чтобы расплав сегрегировался от кристаллов исходного вещества и поднимался вверх в виде самостоятельного тела гомогенной магмы, количество выплавляемой жидкости должно составлять по разным оценкам от 20 до 50% и более от общего объема (Артишков, 1970, Грин, Рингвуд, 1972). Тем самым процессы образования магмы и ее отделения согласно существующим представлениям разделены в пространстве и (или) во времени.

Таким образом, если частично плавление верхней мантии имеет место, то соответствующую зону следует рассматривать как область генерации магм, но не как область магноотделения. Что касается отделения выплавок, запертых в межзерновом пространстве пород низкоскоростного слоя, то этот процесс далеко не повсеместен.

Зоны, где происходит магноотделение и подъем магмы к поверхности Земли наиболее реально обнаружить в областях современного вулканизма, существование расплавленных участков под которыми находит отражение в современной эруптивной деятельности. Плавление связывается с астеносферой, верхняя граница которой в этих областях возможно приближается к поверхности М (Аки, 1963; и др.).

Пониженные значения V_p , V_s , и Q_{sp} под вулканами, выявленные при региональных исследованиях характеризуют объемы среды горизонтальной протяженностью во многие десятки километров (до нескольких сотен километров).

Хотя физическая природа повышенного затухания еще не выяснена, можно считать, что участки мантии с низкими Q_p и Q_s имеющие такие размеры не являются целиком эффективно жидкими. Прохождение S-волн сквозь них свидетельствует о том, что температура, по крайней мере части среды, ниже температуры разжижения ($1,1 T_m$ для силикатных стекол, где T_m — температура плавления).

Геофизические данные о магматических очагах вулканов

Наиболее достоверную информацию о форме магматических очагов, глубине их расположения, свойстве вещества в них могут дать прямые геофизические измерения параметров среды под вулканами. Однако геофизические данные такого рода крайне скудны. Наиболее изучены в этом отношении Гавайские вулканы, и то лишь в пределах земной коры. Для вулканов острова Гавайи Малаховым и Вуллардом (Malahoff, Woollard, 1966) выделяются возможно расширяющиеся на глубину плотные ($\rho = 3,2 \text{ г/см}^3$, перидотит?), интенсивно намагниченные интрузивные жерловые комплексы с поперечными размерами $9\text{—}15 \text{ км} \times 4\text{—}12 \text{ км}$, которые поднимаются из низов коры или из верхней мантии (с глубины $10\text{—}20 \text{ км}$) и не доходят до поверхности Земли всего на несколько километров. Под кальдерой потухшего вулкана Коолау на острове Оаху на глубине $1\text{—}2 \text{ км}$ обнаружена верхняя кромка вертикального штока, сложенного материалом со скоростью 7 км/сек (Adams, Luginoto, 1965) и создающего, кроме значительно магнитной аномалии, большую аномалию силы тяжести (116 мгал в редукции Буге) (Malahoff, Woollard, 1966). Этот вертикальный шток интерпретируется как внедрение с подкоровых глубин мантийного вещества в тело вулкана (Woollard, 1966). Согласно Макдональду (Macdonald, 1968), формирование вертикально вытянутых ультраосновных масс под Гавайскими вулканами связано с длительным процессом отсадки кристаллов оливина в магматических телах питающих вулканы.

На Камчатке С. А. Федотовым и А. И. Фарберовым (1966) для локации магматических очагов вулканов использовались близкие землетрясения с эпицентрными расстояниями 2° — 3° .

Этим методом под Авачинско-Коряжской группой вулканов была выявлена в интервале глубин 20—80 км область, вызывающая повышенное затухание S-волн, которая отождествляется авторами с сильно поглощающим магматическим телом. В. М. Зобиным и П. И. Токаревым (Зобин, 1968; Токарев, Зобин, 1970) на основании сравнения амплитуд записи объемных волн на станциях Козыревск и Ключи по методике, описанной в работе С. А. Федотова и А. И. Фарберова (1966), были выделены две области аномально сильного затухания P- и S-волн под вулканами Ключевским и Безымянным на глубинах 70—170 км и под вулканом Плоский Толбачик в интервале глубин 40—60 км. Используя ту же методику П. П. Фирстов и В. А. Широков (1971) выделили под этой группой вулканов 4 области повышенного затухания P- и S-волн общей протяженностью не менее 60 км, при максимальной глубине до 110 км. Ими также обнаружено удлинение видимых периодов P и S-волн, проходящих сквозь выявленные аномальные участки среды. С. А. Болдырев (1969), анализируя азимутальные зависимости отклонений ЧИСС-спектров P- и S-волн для единичных землетрясений от среднестатистических значений установил, что низкочастотные составляющие преобладают в спектре волн, проходящих под вулканами восточной Камчатки.

Эффект исчезновения фазы S (главным образом, вертикально поляризованных колебаний типа SV) и снижение частоты Y-волн был отмечен также на определенных траекториях, пересекающих Катмайский вулканический хребет (Matumoto, Ward, 1967). В земной коре и верхней мантии под Катмайским вулканическим хребтом выделяется различными исследователями от двух до десяти магматических очагов с поперечными размерами от 5 до 15 км (Matumoto et al., 1967; Kubota, Berg, 1967). Выделение столь большого числа магматических камер представляется крайне гипотетичным. Следует подчеркнуть, что в работе Кубота и Берга необходимость учета явлений дифракции при интерпретации подобных наблюдений была отмечена впервые. Однако, сами авторы при локализации магматических очагов пользовались методом Хисамото (Hisamoto, 1965), не учитывающим дифракционной природы наблюдаемого сейсмического поля. Что касается определения формы очагов в виде сплюснутых сфероидов, (Kubota, Berg, 1967), то создается впечатление, что она была задана априори, исходя из модели Шимазуру (Shimozuru, 1963), а не получена из анализа фактического материала.

Кроме аномалий в динамике волнового поля отмечается также снижение скоростей продольных и поперечных волн в локальных участках мантии и в области границы M под вулканами Камчатки, (Славина, Федотов, 1969; Токарев, Зобин, 1970). Падение скоростей сопровождается ростом отношения V_p/V_s (Токарев, Зобин, 1970), что, по-видимому, указывает на повышенное значение коэффициента Пуассона. Данные по увеличению коэффициента Пуассона в верхней мантии до 0,28—0,3 получены для Катмайского вулканического района (Kubota, Berg, 1967), а также для интервала глубин 20—40 км под островом Кюсю, где предполагается существование локального магматического резервуара (Nishimura et al., 1960). Возможность подобной интерпретации подтверждается лабораторными исследованиями Шимазуру (Shimozuru, 1963), который установил прямую зависимость между величиной коэффициента Пуассона и процентным содержанием расплава в горной породе.

Таким образом, детальные геофизические исследования структуры

отдельных вулканов и вулканических групп указывают на существование под ними в низах коры и в верхней мантии локальных неоднородностей, отличающихся по своим физическим свойствам от вмещающей среды. Наиболее перспективными следует считать сейсмические методы.

В то же время методика локализации неоднородностей под вулканами еще далеко не разработана, а различия в существующих способах наблюдений и интерпретации, по-видимому, обусловлены отсутствием ясности в понимании физической сущности явления, приводящего к искажению сейсмического поля.

О сейсмической макродефектоскопии среды под вулканами

Возможности использования сейсмических методов для обнаружения и исследования очагов магмы питающих вулканы, детально рассматриваются автором. (Фарберов, 1974). Показано, что изменение V_p на границе магматического очага и вмещающих горных пород в интервале глубин 20—80 км должно составлять не менее 15%, а значение V_s в очаге на частоте 1 гц не должно превышать 100 м/сек. Что касается диссипации энергии упругих колебаний, то магматический очаг для поперечных волн можно рассматривать как неоднородность с резко повышенными поглощающими свойствами по отношению к вмещающей среде. Для продольных волн изменение коэффициента поглощения на границе магматического очага со вмещающими породами может быть как ничтожным, так и достигать одного — двух порядков.

Таким образом, сейсмическое поле в среде, содержащей магматические очаги, будет искажаться из-за наличия рассеянных волн.

Когда размеры включения малы по сравнению с длиной волны, имеет место Рэлеевское рассеяние. При размерах неоднородности намного превышающих длину волны можно пользоваться лучевым приближением.

Размеры магматических очагов, по-видимому, варьируют от нескольких километров до нескольких десятков километров. Длина поперечных и продольных волн от близких землетрясений λ не превышает как правило 5—6 км.

Следовательно:

$$ka > 1 \quad (1)$$

где a — радиус неоднородности

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \text{ — волновое число} \quad (2)$$

и возникает промежуточная ситуация между двумя указанными выше крайними случаями. Применение лучевой теории возможно лишь в пределах ограниченных расстояний, удовлетворяющих условию:

$$\sqrt{\lambda R} \ll a \quad (3)$$

где R — расстояние от приемника до неоднородности. (Татарский, 1967).

При изучении очагов в мантии ($R > 30$ —40 км) с помощью волн от близких землетрясений ($\lambda \sim 1$ —6 км) соотношение (3) не выполняется, т. к. $\sqrt{\lambda R} \sim a$ и требуется применение теории дифракции.

В большинстве теоретических решений рассматриваются как правило идеализированные случаи абсолютно жесткого препятствия или полосты в твердом теле. В то же время, сделанные нами оценки показывают, что очаги магмы характеризуются конечными значениями плот-

ности, скорости упругих волн и диссипативных параметров. В этом случае необходимо использовать решения задач с краевыми условиями так называемого импедансного типа (Завадский, 1972). Однако предположение о конечной проницаемости включения приводит к очень большому усложнению математического аппарата. Не исключено, что магматический очаг может представлять собой не единое тело, а совокупность жил или трубообразных тел, заполненных расплавом. Вычисления волновых полей для случая таких сложных препятствий не проводились.

Кора и мантия под поясами активных вулканов вероятно содержит ряд различающихся по своим физическим свойствам магматических очагов разного размера, формы, структуры.

Получение общего аналитического выражения для затухания упругих волн в такой среде представляет собой необычайно сложную задачу даже в смысле ее постановки.

Для случая слабонеоднородной среды, когда включения можно рассматривать как слабо фокусирующие или слабо рассеивающие линзы, качественные оценки получены В. И. Татарским (1967). Если наблюдатель значительно ближе к линзе, чем к ее фокусу, то при $\lambda x \gg R^2$ (где R — радиус кривизны линзы, x — расстояние от наблюдателя до включения) распределение амплитуды сигнала в плоскости X полностью определяется дифракцией волн и весь фокусирующий эффект линзы пропадает. На таких расстояниях изменения амплитуды будут в основном обусловлены наименьшими из тех неоднородностей, которые еще обладают фокусирующими свойствами, т. е. линзами, для которых $\lambda x \sim R^2$. В нашем случае $x \geq 30-40$ км, $\lambda \sim 1,5-6$ км, и следовательно $R \geq 7-15$ км, что не является не разумной величиной. Изложенные качественные оценки справедливы только для случая слабых флуктуаций показателя преломления, в то время как наличие магматических очагов должно, по-видимому, приводить к сильным флуктуациям упругих и диссипативных свойств в среде.

Если регистрируются достаточно коротковолновые компоненты поля $[(ka)^{-1/3} \gg 1]$, то при расстояниях от неоднородности $R \sim [a \cdot (ka)^{1/3}]$ в случае сферы и $R \sim a$ для диска, станции могут оказаться в области «пятна Пуассона», которое в действительности соответствует конусу с углом раскрытия $\sim (ka)^{-1}$, окруженному дифракционными кольцами (Nussenzweig, 1965). Начиная с указанных расстояний, интенсивность сигнала внутри этого конуса становится сравнимой с интенсивностью падающей волны. Если длина объемных волн не превышает 1 км, а радиус препятствия $a = 20$ км, то это явление будет фиксироваться начиная с расстояний в ~ 100 км для магматического очага сферической формы и с расстояний в ~ 20 км для препятствия в форме диска. Таким образом для выделения с помощью коротких волн даже достаточно больших плоских тел требуется значительное приближение станций к препятствию, зачастую недостижимое в реальных условиях.

При размерах неоднородностей, сравнимых с длиной волны, глубина тени более резко уменьшается с увеличением расстояния приемника от препятствия, чем это дается расчетами Нуссенцвейга. Все это указывает на необходимость с большой осторожностью относиться к выводам, полученным по данным одностороннего просвечивания. Надо также иметь в виду, что близкие по ширине зоны тени могут возникать от препятствий с различными поперечными размерами, находящимися на разных расстояниях от станций. Поэтому в среде, содержащей ряд включений, наличие двух взаимопересекающихся теней еще не дает возможности однозначно определить положение неоднородностей в пространстве и их количество. Для этого требуется детальное исследование с более чем двумя сейсмическими станциями. Первый опыт работ такого рода в региональном плане был предпринят для Восточной Камчат-

ки С. А. Федотовым и О. В. Потаповой (1973). Наиболее надежно установленными авторами считали те препятствия, которые выделены по данным пересечения трех и более теней. Вполне вероятно, что степень неоднородности вещества коры и мантии различна под разными вулканами. Эта характеристика среды может зависеть от стадии эволюции каждого конкретного вулканического аппарата, типа эруптивной деятельности, продолжительности периода покоя и многих других факторов.

Для создания эффективных методов поиска неоднородностей в такой среде необходимо как получение соответствующих численных решений в теории распространения упругих волн в твердых телах, так и постановка экспериментов по ультразвуковому просвечиванию на моделях. Первостепенное значение имеют исследования отдельных магматических очагов разных вулканов с помощью упругих волн от землетрясений и взрывов.

Сейсмическое просвечивание вулканов

Наиболее детальные работы по сейсмической макродефектоскопии среды под вулканами были выполнены в последние годы на Камчатке в районе Авачинско-Корекской группы вулканов (Федотов, Фарберов, 1966; Farberov, Gorelchik, 1971; Фарберов, 1974). На основании результатов этих исследований было высказано предположение о наличии под Авачинско-Корякской группой вулканов в интервале глубин, по крайней мере, $\sim 20-90$ км одной или двух неоднородностей с поперечными размерами в плане от $\approx 7 \times 7$ км до $\approx 15 \times 40$ км, имеющих форму сужающегося кверху неправильного конуса. Поперечное сечение нижней части неоднородности (неоднородностей) близко по форме к изометричному. Относительная ошибка в оценке этого параметра — не менее 50%. Это сечение не менее чем в 1,5—2 раза превышает по площади поперечное сечение верхней части, расположенной в области границы М и имеющей форму узкой ленты, вытянутой в направлении приблизительно совпадающем с линией простираения вулканической группы.

Для районов расположения Жупановско-Дзензурской и Мутновско-Гореловской групп вулканов не удалось получить «полных» сейсмических теней. Расположение сейсмических станций относительно этих групп было односторонним. Полученные данные позволили приблизительно оценить размеры неоднородности ($\sim 5 \times 15$ км), расположенной под районом Жупановского вулкана в нижних горизонтах коры и в верхней мантии и наметить возможное положение неоднородности под районом вулкана Мутновского.

Оконтуривание объектов проводилось по ширине и положению выявленных сейсмических теней с учетом теоретических и экспериментальных данных о возможном положении границ геометрической тени за препятствиями различных размеров и свойств. Было показано, что наблюдаемые аномалии в динамике волнового поля свидетельствуют о существенно дифракционной природе обнаруженного эффекта. Если выявленные под вулканами неоднородности отличаются от вмещающей среды только по упругим свойствам, то факт наличия зон тени указывает на различие в волновых сопротивлениях (скоростях) превышающее $\sim 5-10\%$.

В верхней мантии под некоторыми вулканическими группами Камчатки действительно отмечается локальное снижение скоростей Р-волн на $\sim 4-12\%$ по сравнению со средними для Камчатки (Славина, Федотов, 1969, 1973).

Если в первых вступлениях регистрируются прямые волны, то повышенные значения V_p/V_s могут быть обусловлены более сильным уменьшением модуля сдвига вещества под вулканами по сравнению с

модулем объемной упругости. Если же в первых вступлениях регистрируются дифрагированные волны, то можно предположить больший эффект размер неоднородности для S-волн по сравнению с P-волнами. Образование зоны тени может быть связано и с непроницаемой неоднородностью, полностью поглощающей P и S-волны.

Чтобы на сейсмограммах не выделялись прямые волны, по-видимому, достаточно, чтобы их интенсивность была на порядок меньше, чем у дифрагированных волн. Максимальное уменьшение интенсивности сигнала в P и S-волнах в зоне тени составляет не более одного порядка. Если эти колебания относятся к дифрагированным волнам, то в случае непроницаемой неоднородности необходимо допустить уменьшение амплитуды прямых волн не менее, чем на два порядка. При поперечных размерах препятствия не превышающих 20—30 км это соответствует коэффициентам поглощения продольных и поперечных волн $\alpha_p \approx \alpha_s$ $2 \cdot 10^{-6}$ см⁻¹ (на частоте 1—5 гц). Полученные значения, по крайней мере, на порядок больше величин α_p и α_s для верхней мантии под восточной Камчаткой $\sim 10^{-7}$ см⁻¹ (Болдырев, 1973). Данные С. А. Болдырева получены при наблюдениях с частноизбирательной сейсмической станции (ЧИСС) и представляет собой некоторую осредненную характеристику среды, участки которой расположены в разных амплитудах от одной станции (в частности, под активными вулканами). Для «не вулканических» объектов среды можно, по-видимому, ожидать значений α_p и α_s меньших чем 10^{-7} см⁻¹.

Увеличение α_p и α_s приблизительно на порядок наблюдается при частичном расплавлении вещества. Оценка величины α_s для расплава горной породы при частоте колебаний в 1 гц дает значение $\alpha_s \ll 10^{-4}$ см⁻¹, а α_p в расплаве, содержащем кристаллы, может достигать значений 10^{-6} см⁻¹. Таким образом, предполагаемое при таком варианте интерпретации сильное поглощение P и S-волн внутри выявленных неоднородностей может быть обусловлено наличием в них расплавленной фазы. Снижение скоростей объемных волн под вулканами будет связано в этом случае с регистрацией в первых вступлениях дифрагированных волн, огибающих неоднородность. Повышенные значения могут быть обусловлены большими эффективными размерами препятствия для поперечных колебаний по сравнению с продольными.

По имеющимся экспериментальным данным нельзя однозначно определить физико-механические параметры материала неоднородности. Можно лишь утверждать, что вещество обладает дефектами достаточно сильными для возникновения дифракционной картины. Так пониженные значения упругих свойств и плотности могут быть обусловлены более кислым составом пород, повышенными значениями температуры среды, наличием дефектов (микропор, включений аморфной фазы, частичным разжижением) плавлением вещества и т. д. Большинство указанных причин должно вызывать и повышенное поглощение колебаний в материале неоднородностей. Если образование дефектов связано с плавлением, то должно происходить одновременное уменьшение значений модулей упругости и величины диссипативной функции Q. Такая среда должна сочетать в себе свойства обеих моделей неоднородностей, рассмотренных в настоящем разделе.

Для получения более определенных данных о свойствах аномальных тел под вулканами необходимо прежде всего попытаться разделить на записи землетрясений дифрагированные и прямые волны, ослабленные, но прошедшие сквозь неоднородность. Если это удастся, то анализируя волновую картину, можно будет оценить скорости прохождения и степень проницаемости среды под вулканами для колебаний различного типа (P, SV, SH) и частоты. Для этой цели работы по «просвечи-

ванию» следует проводить с помощью пространственных корреляционных систем, располагая их по обе стороны от вулканов по отношению к эпицентрам используемых землетрясений. Получение сейсмических записей по каждому землетрясению одновременно на многих станциях наблюдательной сети естественно повысит информативность метода.

Корни вулканов и сейсмичность верхней мантии

Неоднократно отмечалась приуроченность землетрясений с промежуточной глубиной очага (особенно в интервале глубин 70—150 км) к поясам активных вулканов островных дуг (Кипо, 1959; Shimozuru 1963а; Магницкий, 1965; Токарев, 1959; Федотов, 1969 и др.). Эти данные по представлению ряда исследователей прямо указывают на глубину магмообразования под активными вулканами, т. е. на зарождение первичных магм в зоне землетрясений (Кипо, 1959).

Эта точка зрения как будто находит подкрепление в имеющихся данных об отдельных случаях связи во времени землетрясений в мантии и вулканического дрожания с последующей эруптивной деятельностью (Eaton, Murata, 1960; Токарев, 1967 и др.).

Однако, наличие сильной корреляционной связи землетрясений и извержений не устанавливается при анализе больших по объему выборок за длительный интервал времени (Latter, 1969; Токарев, 1970).

Существует и иная точка зрения, связывающая области генерации магмы под островными дугами с участками верхней мантии, где землетрясения редки или выделяется минимум сейсмической энергии (Sugitama, 1966; Исаев, 1969). В этой связи крайне интересны данные П. И. Токарева (1970) о приуроченности для Курило-Камчатской вулканической зоны максимумов вулканической активности к минимумам сейсмической активности на глубине 101—300 км. Анализ событий за 1911—1966 годы, приведенный П. И. Токаревым (1970), показал, что среднегодовая сейсмическая энергия, отнесенная к единице объема среды под западной частью Курило-Камчатского вулканического пояса минимальна на глубинах 100—300 км. В выше- и нижележащих слоях мощностью в 100 км эта величина возрастает приблизительно на порядок.

То, что землетрясения гораздо более редки на этих глубинах, может объясняться проявлением жидкостных свойств среды для процессов с периодичностью (периодом повторяемости) в десятки — первые сотни лет. Пониженная вязкость вещества мантии может возникать за счет включений расплава или аморфной фазы (при больших давлениях может не происходить существенного изменения ближнего порядка). Большая часть энергии мощных тектонических движений, происходящих на границе океан — континент, идет на этих уровнях на вязкое деформирование, а не накопление упругих напряжений.

Имеются указания на наличие минимумов сейсмической активности в мантии в пределах фокальных зон других вулканических районов — Японии, Перу, Чили, Тонга, Соломоновых островов и др. (Ocola, 1966; Isacks et al., 1968; Denham, 1969; Kausel, Lomnitz, 1969 и др.). Однако эти аномальные участки в ряде случаев расположены на значительных глубинах (~300—500 км) и их проекции на дневную поверхность отстоят от цепи вулканов на значительные расстояния — от 150—250 км для дуги Тонга до 350—450 км для Чили. Кроме того, при наличии асейсмичного участка в фокальном слое цепь вулканов может отсутствовать, как это имеет место в Центральной части Перу (Ocola, 1966). Возможна и обратная картина, наблюдаемая под Западной частью вулканической дуги Новой Британии, где непрерывный фокальный слой зафиксирован только в интервале глубин 0—250 км (Denham, 1969).

Пространственная связь вулканов окраин континентов с верхнемантийными землетрясениями в некоторых районах далеко не очевидна. Так, например, направления простираения цепи исторически активных вулканов Мексики и сейсмического пояса отличаются на $\sim 15^\circ$ (Molnar, Sykes, 1969).

На западе США отмечены лишь редкие подкорковые события с глубиной очага не более 60 км между побережьем и цепью активных вулканов Каскадных гор (Crosson, 1972).

Наклон фокальной зоны под цепью вулканов может быть как близок к горизонтальному ($\sim 10^\circ$ для центрального Чили), так и почти вертикальный (район островов Новая Британия, Новая Ирландия и Бугенвиль), сохраняя в большинстве вулканических районов угол в 40° — 60° .

Приведенные примеры далеко не исчерпывают всего многообразия существующих соотношений между мантийными землетрясениями и вулканизмом островных дуг и окраин континентов. Тем не менее даже эти факты свидетельствуют о далеко не простой связи этих двух, глобально приуроченных друг к другу явлений. Важно подчеркнуть, что срок инструментальных сейсмологических наблюдений (не более 60—70 лет) крайне мал по сравнению как с периодом повторяемости сильных землетрясений (~ 150 лет), так и, что особенно важно, с периодами покоя вулканов (до 1000 лет и более). Деятельность последних, как известно, характеризуется квазипериодичностью, а возраст составляет от нескольких тысяч до нескольких сотен тысяч лет.

Поэтому естественно предположить, что процесс магмоотделения и подачи расплава в магматические очаги устойчивый в пределах вулканического пояса в течение определенных геологических периодов, может выступать как нестационарный при анализе данных за короткие временные интервалы. В этой связи представляют интерес результаты исследований распределения сейсмической активности относительно вулканических центров, свидетельствующие о неоднородности сейсмогенного процесса в фокальных зонах районов активного вулканизма.

Имеются данные как о слабой сейсмичности локальных участков мантии под вулканами, так и об активизации сейсмических событий на промежуточных глубинах в связи с эруптивной деятельностью. Одним из примеров такого рода связи является отмеченное П. И. Токаревым (1967) возникновение серии землетрясений на глубинах 80—200 км в сейсмоактивной области хребта Кумроч до и после гигантского извержения вулкана Шивелуч в 1964 г. Возможно, что серия землетрясений с глубиной очага 120—200 км, происшедшая в 1966—1967 гг. под северо-восточным подножьем вулкана Ключевского, имеет такую же природу и связана с извержением прорыва Пиипа в октябре — декабре 1966 г.

Анализ данных для центральной Америки за 1954—1970 гг. (Stoiber, Carr, 1971) показал, что 6 из 8 участков с высокой сейсмичностью на глубинах более 80 км пространственно приурочены к 6 из 7 наиболее активных в этот период вулканов. Эти вспышки сейсмической активности, по-видимому, обусловлены резким перераспределением напряжений в магматическом очаге (или зоне генерации расплава), связанным с подготовкой и ходом извержений.

Необходимо отметить, что данные сейсмологии указывают на сравнительно небольшую глубину землетрясений под вулканами, непосредственно, предшествующих и сопровождающих извержения. Как правило, они возникают не глубже 30—40 км, т. е. в пределах земной коры (Minakami, 1960; Токарев, 1966 и др.). Возможно, что эти подвижки обусловлены физико-химическими процессами в верхних частях магматических очагов, где жидкость, отделяясь от остаточных кристаллов, образует самостоятельные тела гомогенной магмы.

«Инициирование» же процессов перемещение расплава к поверх-

ности Земли может происходить глубже — в корневых частях вулканических аппаратов, что и находит в ряде случаев свое отражение в повышении сейсмической активности мантии.

Явление «заторможенности» сейсмогенного процесса под активными вулканами впервые было отмечено в Японии (Wadati, Takahashi, 1965) и, в частности, для одного из наиболее часто извергающихся вулканов — Асама, под которым за 1926—1960 гг. не зарегистрировано в интервале глубин от поверхности Земли до фокального слоя включительно, ни одного события с $M \geq 5$ в радиусе 30 км от кратера.

В период с 1955 по 1960 гг. в этой асейсмичной зоне не зафиксировано также ни одного землетрясения с $M > 3$. Шимозуру и Норигоме, 1967) на основании анализа пространственного распределения событий с $M > 3,6$ за 1926—1964 гг. в районе островов Идзу выделили асейсмичные зоны под вулканами Аке-Яма и Асама в интервале глубин ~ 20 —120 км, и под вулканами острова Осима в интервале глубин ~ 30 —80 км. Асейсмичная область обнаружена также Танака (Tanaka, 1962) под районом, где расположен вулкан Насу.

По данным детальных сейсмологических наблюдений за 1961—1968 гг. асейсмичная область, границы которой фиксируются землетрясениями энергетического класса $K_{s1,2}^{68\Phi} \geq 9$ с глубиной очагов 110—230 км выявлена в фокальном слое землетрясений под Ключевской группой вулканов (Farberov, Gorelchik, 1971). Под этой же группой вулканов отмечалось повышенное затухание объемных сейсмических волн на глубинах 40—170 км (Зобин, 1969; Токарев, Зобин, 1970; Фирстов, Широков, 1971). Район Авачинско-Корекской группы вулканов характеризуется отсутствием землетрясений энергетического класса $K_{s1,2}^{68\Phi} \geq 6$ в локальной области размерами в плане $\sim 30 \times 20$ км, захватывающей как земную кору, так и фокальный слой землетрясений в верхней мантии. (Фарберов, 1974). Термин — асейсмичная область — следует понимать не в буквальном смысле, а как указание на то, что в данном участке среды в рассматриваемый интервал времени не зафиксированы землетрясения существующей сетью станций, позволяющей регистрировать события, начиная с определенного энергетического класса.

Верхний возможный предел значений вязкости в асейсмичном участке фокального слоя, расположенном под Авачинско-Корякской вулканической группой на глубинах в ~ 70 —170 км, оценен в 6.10^{20} пуаз (Фарберов, 1974). Это значение близко по порядку величины к значению вязкости астеносферы — 10^{20} — 10^{21} пуаз, оцененному по данным о послеледниковом поднятии Скандинавии (Магницкий, 1965).

Рассматриваемая особенность в структуре сейсмического поля отмечается для некоторых активных вулканов не только островных дуг, но и других зон. Так, исследованиями Минаками (Report..., 1966) была выявлена асейсмичная зона под кальдерой вулкана Килауэа в диапазоне глубин 1—20 км, которая связывается им с магматическим очагом или зоной пониженной прочности. По Итону (Eaton et al., 1971) трубообразная область фокусов землетрясений в интервале глубин ~ 5 —20 км под вулканом Килауэа маркирует зону, по которой магма поднимается к поверхности. В районе вулканической зоны Вирунга, где расположены активные вулканы Нирагонго в Ньямрагира, выделяется в пределах коры «зона молчания», в которой за период 1955—1963 гг. не зафиксировано ни одного события с $M \gg 3.0$ (Wohlenberg, 1969). Предполагается, что эта асейсмичная зона обусловлена наличием магматического резервуара, предотвращающего или резко замедляющего накопление напряжений в окружающей среде.

Важно подчеркнуть, что асейсмичные участки в мантии внутри фокального слоя землетрясений сравнительно редки и наблюдаются дале-

ко не под всеми действующими вулканами Японии и Камчатки. Анализ данных за 1961—1970 гг. для Камчатки (Фарберов, 1974) показал, что фокальный слой под различными вулканами характеризуется разной степенью активности — от зон полного «молчания» до участков с относительно высокой сейсмичностью вне определенной связи с характером деятельности отдельных вулканических центров. При этом сейсмическая активность верхней мантии редко снижена в интервале глубин ~ 120 —160 км (Токарев, 1973), где отмечается относительно слабая по сравнению с ниже- и вышележащими горизонтами мантии генерации S-волн в землетрясениях фокальной зоны, что связывается с повышенной пластичностью вещества (Федотов, 1969). Если же рассматривать только сильные события, то за период с 1911 по 1969 гг. наиболее сильные землетрясения с магнитудой до $7\frac{1}{2}$ и более отмечались на глубинах 70—300 км под вулканами, для которых известно всего одно извержение за историческое время — Ильинским (1901), Желтовским (1923), Ксудачем (1907), Дзензурским (1923) (Федотов, Багдасарова, 1973).

Таким образом, анализ данных за сравнительно короткий интервал времени не позволяет установить однозначной корреляционной зависимости между числом и силой землетрясений с промежуточной глубиной очага и характером деятельности отдельных вулканических центров. Те немногочисленные случаи, когда удается выделить асейсмичные участки или области повышенной активности в мантии под вулканами, представляют несомненный интерес и требуют дальнейшего исследования. Если существование этих аномальных зон связано с процессами магмообразования и (или) магмоотделения, то наблюдения за размерами, формой и положением их в пространстве под разными вулканами на различных стадиях эруптивной деятельности может способствовать выяснению характера взаимосвязи вулканов с фокальным слоем.

В заключении настоящего раздела необходимо подчеркнуть возможность не полностью синхронного во времени и пространстве развития вулканического и сейсмического процессов. В частности, сейсмическая активность на глубине может ослабнуть раньше, чем наступает прекращение поверхностной вулканической деятельности. Именно так, по-видимому, обстоит дело в районе Каскадных гор на западе США.

Заключение

Изложенные в предыдущих разделах прямые геофизические данные свидетельствуют о наличии в верхней мантии под вулканами локальных участков с пониженными упругими, диссипативными и вязкостными свойствами. В одних случаях это вертикально вытянутые на десятки километров, сужающиеся кверху конусовидные тела, в других — изометричные неоднородности. Общей их особенностью является значительная протяженность по вертикали отдельных объектов или их совокупностей, верхние части которых достигают нижних горизонтов коры. Аномальные физические свойства вещества, предполагаемые внутри этих локальных тел, а также их пространственная приуроченность к вулканическим группам позволили отождествить эти тела с магматическими очагами. Исследовательский характер работ, ограниченность экспериментального материала, а также отсутствие данных об упругих и диссипативных свойствах расплавов горных пород в условиях высоких давлений не дают пока оснований для выводов о степени разжижения вещества внутри обнаруженных объектов. Тем не менее данные геофизики прямо указывают на мантийное «питание» вулканов. Многие вопросы еще ждут своего решения. В частности, остается не ясным способ миграции расплава от области генерации к поверхности Земли. Требуется выяснить происходит ли движение вверх к подошве коры эффективно твердых

тел, частично плавящихся в процессе подъема, или магноотделения идет на значительных глубинах (например, в слабосейсмичных частях фокальной зоны), а к поверхности перемещаются уже эффективно жидкие массы.

К числу задач дальнейших исследований можно отнести изучение проблемы связи магматических очагов вулканов с фокальным слоем землетрясений, глубинности магнообразования под районами кислого и ареального вулканизма, эволюции мантийных очагов «питающих» вулканы и т. д.

Продвижение вперед в наших знаниях о глубинной структуре вулканов зависит прежде всего от совершенствования методов геофизических исследований. Следует увеличить разрешающую способность сейсмологического «просвечивания», включив в регистрируемый диапазон несколько более высокие частоты. Границы тени при таких наблюдениях должны быть более резкими, т. к. расплывание амплитуды по фронту волны за препятствием будет меньше. В то же время наличие участков с пониженной вязкостью сильнее всего сказывается на длиннопериодных колебаниях. Поэтому наиболее оптимально вести регистрацию во всем диапазоне частот колебаний, излучаемых очагами близких землетрясений. В этом случае при различной степени разжижения вещества внутри магматических очагов эффективные размеры дифрагирующих тел для разных длин и типов волн будут отличаться друг от друга. Использование пространственных корреляционных приемных систем позволит исследовать наряду с динамикой и кинематику волн, что обеспечит возможность выделения прямых волн, прошедших сквозь неоднородность и несущих информацию о его физико-механических свойствах.

Однако эффективность сейсмологических методов макродефектоскопии определяется не только степенью совершенства системы наблюдений, но и зависит от уровня разработки теории волновых полей в среде, содержащей локальные неоднородности. К сожалению, в большинстве теоретических решений находится лишь коротковолновая асимптотика для упругих смещений. В связи с трудностями в развитии теории возникает необходимость в проведении специальных экспериментов на трехмерных моделях с включениями типа магматических очагов. Наиболее важными представляются исследования зависимости параметров сейсмической тени для S-волн от физико-механических свойств препятствия, характеризующегося различной степенью разжижения вещества. Наконец, для интерпретации данных сейсмологического «просвечивания» вулканов крайне важно знание упругих и диссипативных свойств горных пород при высоких давлениях в интервале размягчения, а также в расплавленном состоянии. Для выявления магматических очагов, оценки их размеров, формы и свойств в дополнение к сейсмологическому «просвечиванию» целесообразно провести по интервалам глубин анализ числа и энергии землетрясений в концентрических слоях различной мощности. Дополнительную информацию о состоянии вещества мантии под вулканами может дать изучение пространственно-временного распределения микроземлетрясений. Подобные сейсмологические исследования позволили бы провести «сортировку» вулканов по типу локальных структур мантии под ними и степени активности подкоровых процессов за определенные интервалы времени. В комплексе с геологическими материалами и данными других геофизических методов о строении коры и мантии эта информация могла бы служить основой для построения схемы магногенеза под вулканическими поясами и его эволюции в пространстве и во времени. Таким образом, изучение строения корневых зон вулканов по существу только начинается, а современный этап характеризуется поиском наиболее эффективных методов исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- АРТЮШКОВ Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления. Изв. АН СССР серия Физики Земли, № 5, 1970.
- БОЛДЫРЕВ С. А. Спектральные характеристики упругих волн от близких землетрясений и поглощающие свойства верхней мантии под группой Камчатских вулканов. В кн.: «Вулканизм гидротермы и глубины Земли». Петроп.-Камч., Дальневосточн. кн. изд-во, 1969.
- БОЛДЫРЕВ С. А. Спектры упругих волн от слабых землетрясений и оценка поглощения под Камчаткой. В сб. «Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке», Новосибирск, «Наука», 1973.
- ГРИН Д. Х., РИНГВУД А. Э. Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968.
- ГРИН Д. Х., РИНГВУД А. Э. Происхождение базальтовых магм. В кн. «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972.
- ГОРШКОВ Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. ДАН СССР, 106, № 4, 1956.
- ЗАВАДСКИЙ В. Ю. Вычисление волновых полей в открытых областях и волноводах. М., «Наука», 1972.
- ЗОБИН В. М. Некоторые особенности и распространения поперечных сейсмических волн в районе Ключевой группы вулканов. В сб. «Материалы первого городского совещания молодых ученых и специалистов». «Петроп.-Камчат., Дальневосточн. кн. изд-во, 1969.
- ИСАЕВ Е. Н. О вязком течении астеносферы под островными дугами. ДАН СССР, 184, № 2, 1969.
- КНОПОВ Л. Затухание упругих волн в Земле. В кн.: Динамика решетки, часть Б, т. III, М., «Мир», 1968.
- МАГНИЦКИЙ В. А. Внутреннее строение и физика Земли «Недра». 1965.
- РОБЕРТС Дж. Внедрение магмы в хрупкие породы. В кн.: «Механизм интрузий магмы», Изд-во «Мир», М., 1972.
- СЛАВИНА Л. Б., ФЕДОТОВ С. А. Особенности распределения скоростей в верхней мантии под Камчаткой. В кн.: «Вулканизм гидротермы и глубины Земли». Петроп.-Камчатск., Дальневосточн. кн. изд-во, 1969.
- СЛАВИНА Л. Б., ФЕДОТОВ С. А. Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой. В сб.: «Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке». Новосибирск, «Наука», 1973.
- ТАТАРСКИЙ В. И. Распространение волн в турбулентной атмосфере. М., «Наука», 1967.
- ТОКАРЕВ П. И. О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне. Тр. лаб. вулканологии АН СССР, вып. 17, 1959.
- ТОКАРЕВ П. И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевой группы в 1949—1963 гг., М., «Наука», 1966.
- ТОКАРЕВ П. И. Гигантское извержение вулканов Швелуч 12 ноября 1964 г. и его предвестники. Изв. АН СССР, физика Земли, № 9, 1967.
- ТОКАРЕВ П. И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. Изв. АН СССР, серия физики Земли, № 3, 1970.
- ТОКАРЕВ П. И. Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом. В сб. «Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке». Новосибирск, «Наука», 1973.
- ТОКАРЕВ П. И., ЗОБИН В. М. Особенности распространения сейсмических волн близких землетрясений в земной коре и верхней мантии в районе Ключевой группы вулканов Камчатки. Бюлл. Вул. ст., № 46, 1970.
- ФАРБЕРОВ А. И. Магматические очаги вулканов Камчатки по сейсмическим данным. Новосибирск, Изд-во «Наука», 1974.
- ФЕДОТОВ С. А. О сейсмичности, свойствах мантии и сейсмическом прогнозе в области Курило-Камчатской дуги. Автореферат докт. дисс. Фонды ИФЗ АН СССР, М., 1969.
- ФЕДОТОВ С. А., ФАРБЕРОВ А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. В сб.: «Вулканизм и глубинное строение Земли», М., Изд-во «Наука», 1966.
- ФИРСТОВ П. П., ШИРОКОВ В. А. Локализация корней вулканов Ключевой группы по сейсмологическим данным. В кн.: «Вулканизм и глубины Земли». Материалы III Всесоюзного вулканологического совещания 28—31 мая 1969. М., «Наука», 1971.
- ФЕДОТОВ С. А., БАГДАСАРОВА А. М. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов в 1897—1961 годах по данным инструментальных наблюдений. В сб. «Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке», Новосибирск, «Наука», 1973.
- ФЕДОТОВ С. А., БАГДАСАРОВА А. М. О зависимости поглощения объемных волн от частоты в коре и верхней мантии Курильской островной дуги. Изв. АН СССР, серия физика Земли, № 9, 1969.

- ФЕДОТОВ С. А., ПОТАПОВА О. В. Предварительная карта тел на глубинах 30—100 км в верхней мантии под Камчаткой, экранирующих волны и . В Сб. «Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке», Новосибирск, «Наука», 1973.
- ADAMS W. M., FURUMOTO A. S. A seismic refraction of the Koolau volcanic plag.—*Pacif. Sci.*, v. 19, Jo. 3, 1965.
- AKI K. Crustal structure in Japan.—*Trans. Amer. Geophys. Unuon*, 44, 1963.
- ANDERSON D. L. Latest information from seismic observations. In «the Earth's Mantle», Acad. Press, L. N.-Y., 1967.
- ANDESRSON D. L., SAMMIS Ch. Partial melting in the Upper mintle.—*Phus. Earth. Planet. Interiors*, 3, 1970.
- BRACE W. F. LUTH W. C., UNGER S. Melting of granite under an effective confining pressure (abstract).—Paper presented at Annual Meeting of Geological Society of America, 1967.
- CROSSON R. S. Small earthquakes, structure and tectonics of the Puget Sound Region.—*Bull. Seismol. Soc. Amer.*, v. 62, No. 5, 1972.
- DENHAM D. Distribution of earthquakes in the New Guinea-Solomon Islands Region.—*J. Geophys. Res.*, v. 74, No. 17, 1969.
- EATON J. P., MURATA K. L. How volcanoes grow.—*Science*, 132, No. 3432, 1960.
- EATON J. P., ENDO E. T., KOYANAGI R. Y. Earthquakes and Magma Source in the Upper Mantle beneath Hawaii. IAVCEI Symposium on Volcanism and Upper Mantle Earthquakes. List of abstracts. Moscow, 1971.
- FARBEROV A. I., GORELCHIK V. I. Anomalous Seismic Effect under Volcanoes and some Features of Deep-seated Structure of Volkanic Areas. *Bull. volcanol.*, tome XXV—1, 1971.
- GORDON R. B., NELSON C. W. Anelastic properties of the earth *Rev. Geophys.*, 4, 1966.
- GUTENBERG B. The asthenosphere low-velocity layer.—*Ann. Geofis.* 12, 1959.
- HISAMOTO S. On the anomaly of travel-time of S waves observed in eastern Japan. Part 1, 2, *Zisin*, 18, 1965.
- ISACKS B., OLIVER J., SYKES L. R. Seismology and the new global tectonics.—*J. Geophus. Res.*, v. 73, p. 5855, 1968.
- KAUSEL E., LOMMITZ C. Tectonics of Chile.—*Pan-American Symposium on the upper mantle*, v. 11, group 11 Upper mantle, petrology and tectonics, Mexico, 1969.
- KRANCK E. H., OJA R. U. Experimental studies of anatexis, 21st Internat. Geol. Congr., 1960, part 14, 16—29, Copenhagen, 1960.
- KUBOTA S., BERG E. Evidence for magmain the Katmai volcanic Rango.—*Bull. Volcanol.*, v. 31, 1967.
- KUNO H. *Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas.*—*Bull. Volcanol.*, Ser. 2, v. 20, 1959.
- LATTER J. H. The Interdependence of Seismic and Volcanic Phenomena: Some Space-Time Relationships in Seismicity and Volcanism. In: *Symposium on Volcanoes and their roots*. Volume of abstracts, Oxford, 1969.
- MACDONALD G. A. Composition and origin of Hawaiian lavas. In *Studies in Volcanology. A Memoir in honour of Howel Williams* (Ed. R. R. Coasts, R. L. Hay, C. A. Anderson). Boulder, USA, 1968.
- MALAHOFF A., WOOLLARD G. P. Magnetic measurements of the Hawaiian Ridge and their volcanological implications.—*Bull. Volcan.* v. 29, 1966.
- MATUMOTO T., WARD P. L. A microearthquake study of Mount Katmai and vicinity Alaska.—*J. Geophys. Res.*, v. 72, No. 10, 1967.
- MATUMOTO T., WARD P., MOLNAR P. A microearthquake study of Mount Katmai and vicinity Alaska.—*Program and abstracts*, v. 7, IAV, 14 General Assambly IUGG, Zürich, 1967.
- MINAKAMI T. Fundamental research for predicting volcanic erylption, p. 1.—*Bull. Earthq. Res. Inst.*, v. 38, 1960.
- MISUTANI H., KANAMORI H. Variation of elastic wave velocity and attenuative property near the melting temperature.—*J. Phys. Earth.*, 12, No. 2, 1964.
- MOLNAR P., SYKES L. R. Tectonics of the Carribean and Middle America Regions from focal mechanisms and seismicity.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 80, 1969.
- MISHIMURA E., KAMITSUKI A., KISHIMOTO Y. Some problems on Poisson's ratio in the Earth's crust.—*Tellus*, v. 12, No. 2, 1960.
- MUSSENZWEIG H. M. Hagh frequency scattering by an impenetrable sphere *AmPhys.*, 34, 1965.
- OCOLA L., Earthquake activity of Peru.—In «The earth beneath the sontinents». Geophysical monograph No. 10, Ed. S. S. Stenhardt, T. S. Smith, Washington, D. C., 1966.
- REPORT on volcanic activities and volcanological studiet in Japan for the period from 1963 to 1966.—*Science Council of Japan*, 1966.
- SHOMOZURU D. Geophysical evidences for suggestind the existence of molten pockets in the earth's upper mantle.—*Bull. Volcanol.*, v. 26, 1963a.

- SHIMOZURU D. Poisson's ratio of rocks at high temperatures-seismological application.—Geophys. Papers dedicated to K. Sassa, 1963 b.
- SHIMOZURU D., HORIGOME K. Recent seismic activity at Kozu-Sima discussions on spatial relation between volcanism and seismicity at Izu-Islands.—Bull. Volcanol. Soc. Japan, 12, No. 1, 1967.
- SPETZLER H., ANDERSON D. L. The effect of temperature and partial melting on velocity and attenuation in a simple binary system.—J. Geophys. Res., v. 73, No. 18, 1968.
- STOCKER R. L., GORDON R. B. Propagation of sound in rock containing fluid phase.—Trans. Amer. Geophys. Union, 50, No. 4, 1969.
- STOIBER R. E., CARR M. Recent volcanism and seismicity in Central America.—In List of Abstracts, XV Assembly of IUGG, IAVCEI-IASPEI Symposium on volcanism and upper mantle earthquakes, Moscow, 1971.
- SUGIMURA A. Complementary distributions of epicenters of mantle earthquake and of loci of volcanoes in island arcs.—Zisin J. Seismol. Soc. Japan, v. 19, No. 2, 1966.
- WADATI K., TAKAHASHI M. Seismic activity under volcanic area.—Proceedings of the Japan Academy, v. 41, No. 10, 1965.
- WALSH J. B. Attenuation in partially melted material.—J. Geophys. Res., v. 73, No. 6, 1968.
- WOOLLARD G. P. Crust and mantle relations in the Hawaiian area.—Paper Geol. Surv. Canada, No. 15, 1966.
- YODER H. S. Calcalkalic andesites: Experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics.—In: Proceedings of the Andesite Conference (Ed. A. R. McBirney), Oregon Dep. Geol. Mineral. Ind., Bull. 65, 1969.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОД ВУЛКАНАМИ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОСТРУКТУРНЫХ ЗОНАХ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Многие вопросы современных представлений о закономерностях развития вулканизма на Земле, о составе продуктов извержений, о направленности развития земной коры в целом связываются с глубинным строением земной коры и мантии. Большинство исследователей считает, что первопричиной вулканизма является верхняя мантия. Однако до последнего времени вопросам изучения глубинного строения земной коры вулканических областей геофизическими методами уделялось мало внимания. К тому же работы эти, как правило, носили эпизодический и малодетальный характер. Особенно, это относится к сейсмическому методу исследования строения земной коры под вулканами. Сложный расчлененный рельеф вулканов, многообразие геоструктурных условий их расположения, наличие магматических очагов обуславливает очень сложную модель среды под вулканами, что вызывает необходимость применения детальных систем наблюдений для изучения их глубинного строения. Следует отметить также, что теоретические вопросы изучения таких сложнопостроенных моделей среды разработаны слабо.

Начиная с 1970 г., СахКНИИ и Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР планомерно проводятся на Камчатке исследования ГСЗ по изучению глубинного строения земной коры под вулканами, расположенными в различных геоструктурных зонах (рис. 1).

Несколько профилей ГСЗ выполнены в Центральной части Камчатки, которые пересекают структуры Срединного и Козыревского хребтов, Центральную Камчатскую депрессию и Ключевскую группу вулканов. При этом наиболее детальные работы с применением профильных и площадных наблюдений выполнены в пределах Ключевской группы вулканов.

Два профиля ГСЗ расположены в южной и юго-восточной части полуострова и пересекают Ганальский выступ метаморфических пород, Начикинскую зону поперечных дислокаций и Авачинскую группу вулканов. Кроме того, выполнен наземно-морской профиль ГСЗ от Авачинской группы вулканов до 100 км в Авачинском заливе, который имеет важное значение для понимания глубинных процессов на границе океан — континент. На самом крайнем юге полуострова выполнен небольшой профиль ГСЗ, пересекающей Паужетскую геотермальную зону. Общий объем работ составляет к настоящему времени около 1000 км профилей ГСЗ. В связи с этими данными в настоящем сообщении делается попытка дать общую картину строения земной коры под вулканами в различных геоструктурных зонах.

Общее строение земной коры Камчатки. На всех профилях ГСЗ (рис. 2, 3, 4) верхняя часть разреза представлена низкоскоростными слоями с различным распределением скоростей в зависи-

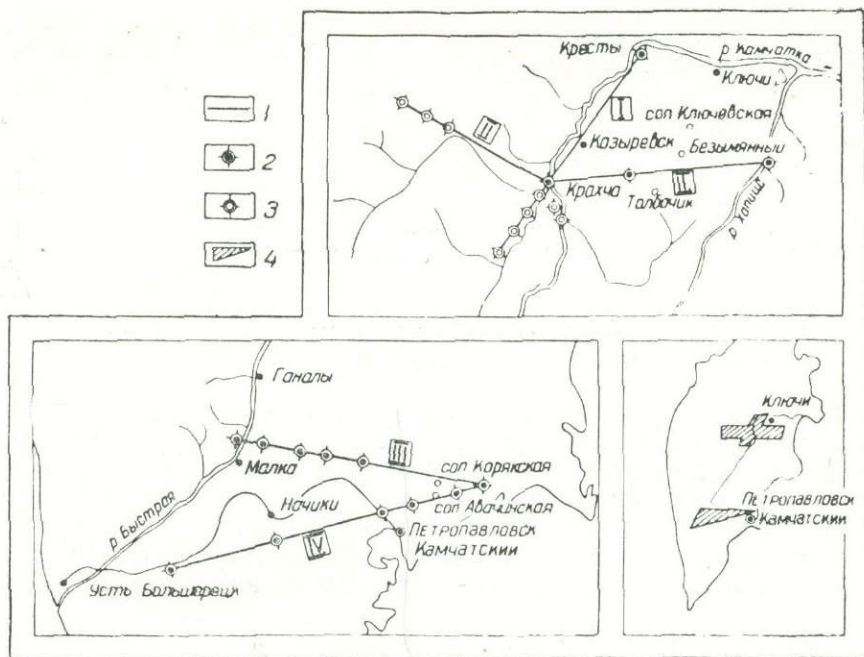


Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ на Камчатке. 1 — профили ГСЗ, 2 — пункты взрыва, стационарные, 3 — пункты взрыва временные, 4 — районы работ

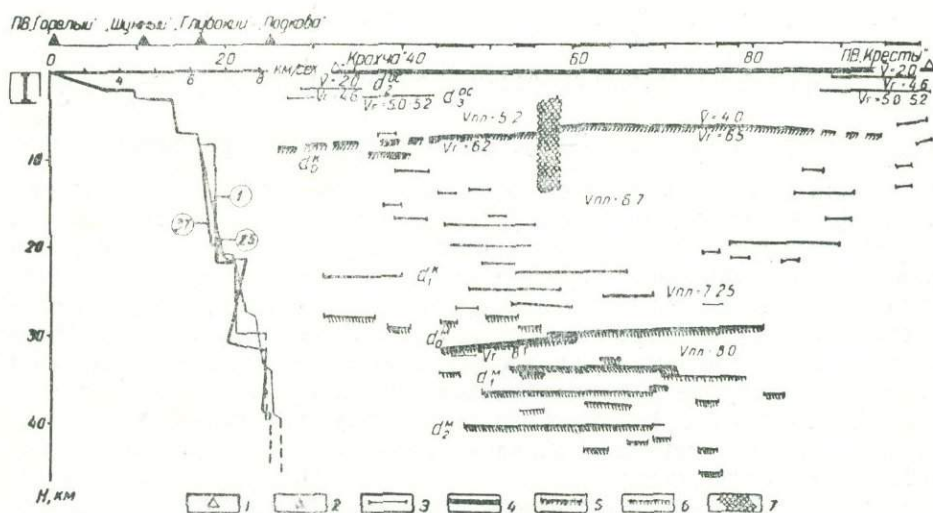


Рис. 2. Разрез земной коры по долине р. Камчатки (Ключевская группа вулканов). 1 — пункты взрыва, стационарные, 2 — пункты взрыва временные, 3 — пункты наблюдения при ОГТ, 4 — пункты наблюдения при непрерывной системе, 5 — границы, построенные по преломленным волнам, 6 — границы, построенные по отраженным волнам, 7 — зоны нарушений.

мости от геолого-структурной обстановки. При этом выявляется многослойное строение осадочно-вулканогенной толщи. Наиболее четко повсеместно выделяется сейсмическая граница с граничными скоростями $V_T = 5,0 - 5,4 \frac{\text{км}}{\text{с}}$, отождествляемая с кровлей дислоцированных отложений верхнемелового возраста. Приуроченность этой границы раздела к кровле верхнемеловых отложений доказана сейсмическими работами.

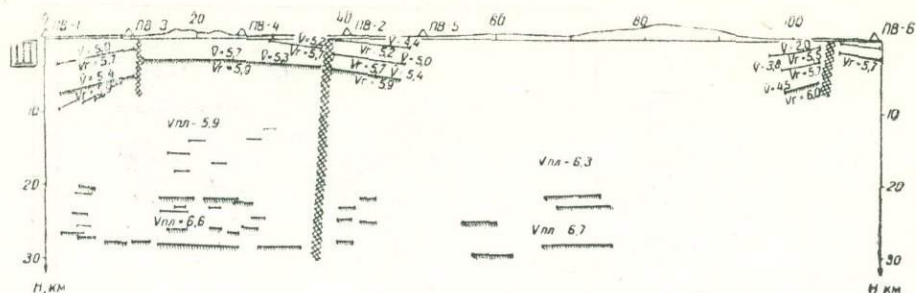


Рис. 3. Разрез земной коры по профилю III (Ганальский хребет).
Обозначения те же, что на рис. 2.

и бурением как в пределах Западной, так и Восточной Камчатки. В Козыревской и Хапической впадинах и под Авачинской группой вулканов она опускается до глубин 2—4 км, фиксируя прогибы мелового фундамента. В Козыревском и Ганальском хребтах в районах горст-антиклинальных поднятий эта граница раздела резко поднимается. Иногда она совпадает с выходами верхнемеловых пород на поверхность. По данным ГСЗ эта граница в целом залегает согласно с нижележащей границей раздела.

Нижней границей консолидированных меловых отложений является преломляющий горизонт с граничными скоростями $5,7\text{--}6,2 \frac{\text{км}}{\text{с}}$. Ниже его залегает слой, в верхней части которого отмечаются пластовые скорости от 5,9 до $6,7 \frac{\text{км}}{\text{с}}$. При этом необходимо отметить, что для южных профилей пластовые скорости значительно ниже ($5,9\text{--}6,4 \frac{\text{км}}{\text{с}}$), чем для северных ($6,4\text{--}6,7 \frac{\text{км}}{\text{с}}$). Близкие значения граничных скоростей кровли консолидированной коры отчетливо показывают, что на всех профилях мы имеем дело с однотипным по природе горизонтом. Наблюдаемые граничные и в большинстве случаев пластовые скорости характерны для типичного «гранитного» слоя. Резкая граница между меловыми отложениями и консолидированной корой, характерный скачок скоростей на этой границе указывают на резкие различия состава и степени метаморфизма и дислоцированности пород, слагающих оба горизонта. О природе и составе верхней части консолидированной коры («гранитного» слоя) можно судить по тому, что выход ее на дневную поверхность в центральной части Ганальского хребта точно соответствует метаморфическим породам, подстилающим верхнемеловые отложения (рис. 3). Эти метаморфические комплексы многие исследователи относят к наиболее древним образованиям Камчатки (древний фундамент). Таким образом, можно сделать общий вывод о том, что геосинклинальные комплексы мелового возраста и тектоническая система островной дуги кайнозойского времени на Камчатке закладывались на фундаменте сиалической коры, образованном сложно дислоцированным и неоднократно метаморфизованным комплексом пород. Общая мощность верхней части консолидированной коры колеблется в различных районах, но во всех случаях превышает 10—15 км, что указывает на нормальный континентальный тип строения коры.

Мощность земной коры по изученным профилям колеблется от 30—34 км в районах западного побережья, Срединного хребта и Начикинской поперечной зоны дислокаций до 22 км под Авачинской группой вулканов и 26—28 км под Ганальским хребтом и Ключевской группой вул-

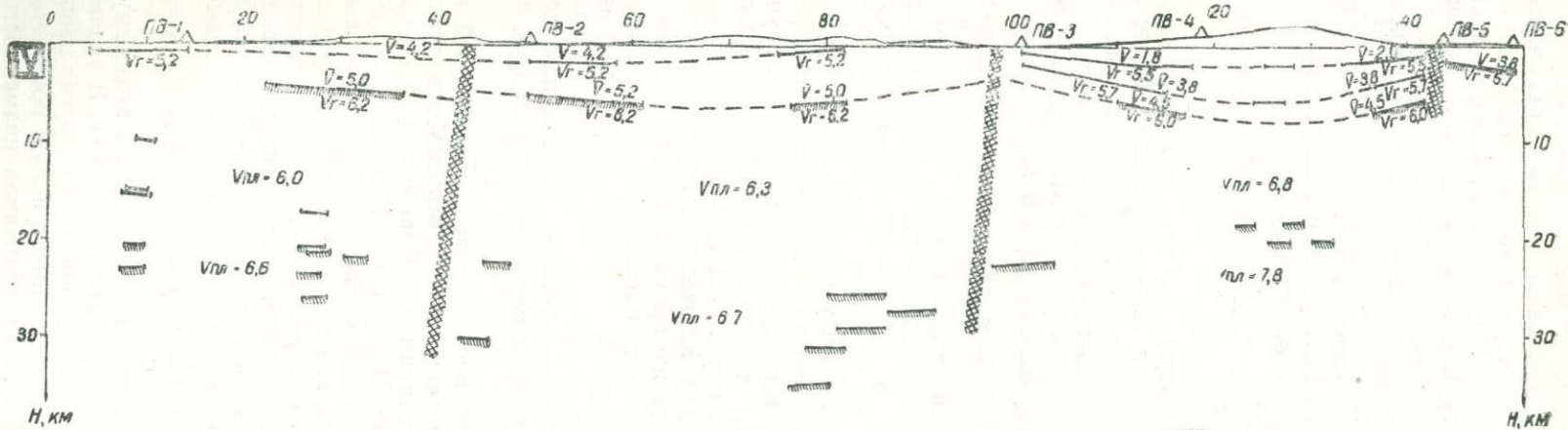


Рис. 4. Разрез земной коры по профилю IV (Авачинский вулкан). Обозначения те же, что на рис. 2.

канов. Очевидно, только этих данных недостаточно, чтобы говорить о том, что наблюдается общее утонение коры на восток по направлению к океану. Отмечаются широкие и закономерные колебания мощности в пределах различных типов структур. На профиле, пересекающем в широтном направлении Ключевскую группу вулканов (рис. 2), мощность «гранитного» слоя равна 13 км в пределах Западно-Камчатской низменности, 18 км под Срединным хребтом и 12—13 км под Козыревской впадиной и Ключевской группой вулканов. Нижней границей «гранитного» слоя здесь является серия отражающих площадок, которая прослеживается по всему профилю и может быть условно отождествлена с разделом Конрада. Пластовые скорости ниже этой границы резко возрастают, достигая значений $7,2-7,4 \frac{\text{км}}{\text{с}}$. Мощность «базальтового» слоя невелика — всего 7—8 км.

Несколько иная картина строения коры наблюдается на южных профилях ГСЗ за исключением Авачинской группы вулканов. Поверхность Конрада здесь явно не выражена. На глубине 12—14 км от подошвы меловых отложений пунктирно прослеживаются отражающие площадки, которые образуют переходную зону к разделу М. Средняя скорость пласта между кровлей консолидированной коры и этими площадками равна $6,0-6,4 \frac{\text{км}}{\text{с}}$. Таким образом, здесь от кровли коры до раз-

дела М скорости продольных волн соответствуют тем, которые характерны для «гранитного» слоя. Подобное строение земной коры отмечается и на ряде профилей ГСЗ в Сахалино-Хоккайдо-Приморском регионе.

Некоторые особенности строения земной коры Ключевской и Авачинской групп вулканов. Структурное положение четвертичных вулканических поясов может быть рассмотрено на основе сопоставления данных по Ключевской и Авачинской группам вулканов. Можно констатировать, что положение вулканических поясов не зависит от мощности земной коры. Под Авачинской группой наблюдается подъем поверхности М, для Ключевской группы резкого подъема границы М не отмечается. В то же время в рельефе мелового и кристаллического фундаментов вулканические поясы определенно приурочены к зонам прогибов. Авачинская группа вулканов расположена на общем погружении поверхностных границ раздела (включая кровлю консолидированной коры), а Ключевская — на тектоническом нарушении, разделяющем относительно поднятые и опущенные блоки фундамента.

Несмотря на различия в строении коры в районе Ключевской и Авачинской групп вулканов, здесь выявлены важные особенности строения верхов мантии, присущие обеим группам. На Ключевском профиле эти особенности видны более отчетливо. Поверхность М здесь не выражена в виде единой границы раздела. В низах «базальтового» слоя выявляется серия отражающих горизонтов, каждый из которых может рассматриваться как раздел М. Отмечается возрастание скоростей соответственно нарастанию глубины положения отражающих площадок. Однако в целом весь слой отражающих горизонтов характеризуется пониженными скоростями по сравнению со смежными районами (пластовые скорости уменьшаются от $7,8 \frac{\text{км}}{\text{с}}$ до $7,4 \frac{\text{км}}{\text{с}}$). Мощность этого слоя в районе Ключевской группы вулканов достигает 7—8 км. По-видимому, эта зона может рассматриваться как «коро-мантийная смесь». В значительно меньшей степени «аномальная» мантия проявлена в других районах — переходный слой выражен очень слабо и имеет малую мощность, а в наиболее стабильных областях Камчатки (Западная низменность, Срединный хребет) вообще отсутствует. Это позволяет сделать вывод

о том, что под современными вулканическими поясами особенно активно протекает процесс переработки низов коры, ведущий к наращиванию общей мощности земной коры в первую очередь за счет увеличения мощности «базальтового» слоя.

Приведенные выше данные ГСЗ по Камчатке, а также имеющиеся данные о глубинном строении земной коры под вулканами Японии и др. подобных районов свидетельствуют о наложенной природе четвертичных вулканических поясов относительно поверхностных структур и об интенсивно идущем здесь процессе переработки нижних горизонтов. Сопоставление же с геологическими данными о распространении геологических формаций в этих районах говорит о том, что здесь развиты произвольные по возрасту мощности и формационному набору комплексы пород. Кремнисто-вулканогенные меловые толщи на Камчатке и Курилах, палеозойские отложения в северо-восточной Японии, верхнеюрский — палеогеновый комплекс в юго-западной Японии, триасовые отложения на Тиморе и т. д. Следовательно можно сделать вывод о том, что современные системы островных дуг в Западной части Тихоокеанского кольца заложены на произвольном по геологической природе фундаменте.

Таким образом, приведенные данные ГСЗ с несомненностью свидетельствуют о наложенности систем островных дуг на произвольный фундамент и об активных процессах переработки коры, протекающих в недрах таких систем по настоящий день.

И. В. Лучицкий

ПРОБЛЕМА ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

1

В феврале месяце 1973 года в Москве закончился Первый Всесоюзный Палеовулканологический Симпозиум, посвященный проблеме эволюции вулканизма в истории Земли. Этот Симпозиум привлек широкое внимание геологической общественности. В нем участвовало свыше 550 человек, среди которых было более 150 приезжих из различных республик и городов СССР.

По крайней мере две главные причины способствовали популярности Симпозиума. Одна из них связана с тем, что на Симпозиуме впервые оказалось возможным собраться представителям нового научного направления, сформировавшегося в нашей стране в течение последнего десятилетия — именно палеовулканологического направления, призванного изучать вулканическую деятельность геологического прошлого. Общая заинтересованность в развитии этого направления исследований, как выяснилось на Симпозиуме, достаточно велика.

Другая причина — это бесспорная актуальность главной проблемы, предложенной для обсуждения — проблемы эволюции вулканизма в истории Земли. Актуальность этой проблемы определяется, прежде всего, тем, что представление об эволюции геологических явлений и процессов вообще, об эволюции неорганической природы в целом, относится к наиболее принципиальным представлениям в геологии, имеющим не только общий теоретический, но и глубокий философский смысл. Роль и значение подобных представлений в геологии возросли за последнее время в связи с задачами познания строения и истории образования других планет солнечной системы, ставших ныне доступными для прямых геологических наблюдений. Разработка этих представлений становится, таким образом, совершенно необходимой в наш космический век и, следовательно, актуальной и в частном аспекте изучения вулканической деятельности в геологическом прошлом.

Однако эта проблема актуальна еще и по другим, совершенно земным и сугубо практическим причинам. Благодаря современным достижениям нашей отечественной теории рудообразования, в настоящее время вырисовалось общее значение вулканизма, как фактора, оказывающего огромное влияние на процессы формирования рудных месторождений. Выяснилось также, что вулканизм в прошлом, как и сейчас, активно воздействовал на процессы седиментации, вследствие чего, как мы сейчас знаем, многие крупнейшие месторождения полезных ископаемых, считавшиеся типично осадочными по происхождению, в действительности возникли при участии вулканической деятельности. К таким месторождениям относятся, в частности, многие месторождения бокситов, фосфоритов, марганца, железа и других полезных ископаемых. Все это нам сейчас хорошо известно по результатам исследований и обоб-

щающих работ В. И. Смирнова, Г. С. Дзодендзе, В. Н. Котляра, А. В. Пейве, Н. А. Штрейса и многих других советских ученых.

В итоге стало очевидным, что прогнозирование поисков и разведок месторождений полезных ископаемых в наше время уже невозможно вести, не зная основных закономерностей размещения в пространстве и во времени вулканогенных образований, сопутствующих весьма разнообразному комплексу промышленных месторождений полезных ископаемых. Но именно данного типа закономерности — закономерности хронологического и пространственного размещения вулканогенных пород в разрезе каменной оболочки Земли и составляют главное ядро проблемы эволюции вулканизма в истории нашей планеты.

2

В прошлом проблема эволюции вулканизма в истории Земли рассматривалась лишь в самом общем виде, в плане сравнения некоторых весьма схематизированных данных о распространении вулканогенных пород с известными теориями образования земного шара в целом. Выдвигались в свое время, соответственно, идеи общего угасания вулканической деятельности с течением времени, от докембрия до наших дней, что ставилось в связь с представлениями об остывании земного шара. Предлагались и прямо противоположные концепции, основанные на иных представлениях о происхождении нашей планеты.

Однако исходные данные для выводов того или иного характера были совершенно недостаточными. Уместно, в связи с этим, вспомнить, что наиболее полный обзор распространения изверженных пород на всех континентах мира, кроме Антарктиды, был дан впервые Иддингсом только в 1913 году в масштабе примерно 1 : 40 000 000. На его картах вулканогенные породы даже не были отделены от интрузивных пород а на щитах все магматические породы были показаны вместе с метаморфическими. Между тем, именно в это время, и даже раньше, уже были начаты дискуссии по вопросу об угасании или усилении вулканической деятельности с течением времени.

С тех пор прошло шестьдесят лет. Появились разнообразные геологические, тектонические и другие карты различного масштаба, однако мы и сейчас находимся в затруднительном положении, когда пытаемся представить себе действительные закономерности пространственного размещения разновозрастных вулканогенных пород на земном шаре. Это объясняется двумя обстоятельствами. Первое из них заключается в том, что мы в настоящее время не располагаем единой геологической картой, отвечающей современному уровню наших знаний, и можем только надеяться, что в масштабе 1 : 10 000 000 она все же появится в ближайшее время благодаря активности Международной Комиссии по геологической карте мира.

Однако даже и на этой карте, более совершенной, конечно, чем та, которой мы пользуемся в настоящее время, исходные данные по характеристике разновозрастных вулканогенных пород будут настолько обобщены, что привлечь их для строгого анализа закономерностей пространственного размещения этих пород вряд ли представится возможным. Придется постоянно обращаться к картам локальных территорий, координация которых часто недостаточна, а масштабы также, в общем, малы. К тому же, не только погребенные вулканогенные породы на этих картах, вполне естественно, не показаны, но нередко и выходящие на поверхность вулканогенные толщи скрываются на них под индексами возраста и находить такие толщи оказывается не так уж просто, а порой и невозможно.

Второе обстоятельство, затрудняющее возможность представить

закономерности размещения разновозрастных пород на земном шаре, определяется тем, что современные картографические данные о древних вулканогенных породах, далеко неполно отражают распространение этих пород в соответствующие древние периоды жизни Земли. Последующий размыв вулканогенных образований, переотложение их в более поздние этапы развития Земли и т. п. явления приводят к тому, что древние вулканогенные породы сохраняются лишь частично, и что, таким образом, по картам современного их распространения нельзя представить себе их истинную роль на земной поверхности в более древние периоды жизни нашей планеты.

Я не говорю при этом, даже о тех двух третях поверхности Земли, которые скрыты под океаническими водами.

Тем не менее все же предпринимались попытки дать количественный анализ распределения вулканогенных пород в различные периоды жизни Земли и по таким весьма скудным и не слишком достоверным данным. Эти попытки принадлежат некоторым американским ученым. У нас такие попытки известны в связи с применением так называемого объемного метода А. Б. Ронова. Но при подобного рода подсчетах очень многое сейчас не предоставляется возможным учесть.

3

В этой связи, пожалуй, стоит сделать небольшой экскурс такого рода. Представим себе, что мы стали бы судить об общем развитии вулканической деятельности по тому, что известно в этом отношении на древних платформах. Что бы тогда оказалось? Мне кажется это любопытным потому, что в таком случае выяснилось бы угасание вулканической деятельности в конце докембрия и почти полное ее прекращение в нижнем палеозое; затем — незначительное возобновление вулканизма в девонское время на Русской и, возможно, на Сибирской платформах и, наконец, вновь последующее его развитие, начиная с триаса. С этого времени и по сейчас вулканическая деятельность перемещалась по различным континентам, но на Африканской платформе продолжалась с небольшими перерывами с различной интенсивностью до настоящего времени. Таким образом, нижний да и почти весь верхний палеозой оказались бы в нашем представлении вулканически бесплодными. А между тем, именно на нижний палеозой падает активность в геосинклиналях, а для верхнего палеозоя типична активность в областях развития герцинских так называемых орогенных структур.

Вот так, односторонне и неполно выглядела бы общая картина развития вулканизма на нашей планете.

Поэтому, ставя задачу изучения эволюции вулканизма в истории Земли, мы должны, во-первых, по крайней мере для доступной нам части земной поверхности, то-есть для континентов, иметь наиболее строгие картографические данные, позволяющие судить о распространении вулканогенных пород.

Во-вторых, мы должны ясно представлять необходимость составления специализированных палеовулканологических карт и иного рода реконструкций для различных периодов геологического времени, сменяющих друг друга в хронологической последовательности. Даже обычные палеогеографические карты недостаточно удобны для разработки рассматриваемой проблемы, так как на этих картах сравнительно редко демонстрируют распространение вулканогенных пород и определяют их роль на разных этапах развития земного шара. Приятным исключением являются палеогеографические карты СССР, но таких подробных карт для широких территорий большинства континентов нет и в ближайшее время рассчитывать на них, по-видимому, не приходится.

В целом же, можно видеть, что наши знания о современном распространении вулканогенных пород далеки от совершенства и что о распространении этих пород в геологическом прошлом мы знаем, таким образом, немного.

4

Такова обстановка, в которой мы находимся с давних пор, вследствие чего обычно стремимся подменить разработку проблемы развития вулканической деятельности в истории Земли созданием различного рода гипотез, предполагающих тот или иной путь развития интересующих нас процессов вулканизма. Так, помимо, общих концепций угасания или усиления вулканической деятельности появляются еще, по крайней мере, два рода представлений, широко бытующих в современной геологии.

Одно из них — представление о тектоно-магматических циклах, неоднократно повторяющихся в истории Земли, второе — о всемирных эпохах складчатости, совпадающих по времени на всем земном шаре, сопровождаемых усилением вулканической и вообще магматической активности, и отвечающих рубежам, разделяющим историю нашей планеты на ряд более или менее сходных этапов.

Развитое в работах Ю. А. Билибина и Г. Штилле в общем виде учение о тектономагматических циклах получило, как мы знаем, широкую известность и привлекло всеобщее внимание. В приложении к анализу закономерностей распространения изверженных, в том числе и вулканогенных пород, в пространстве и во времени, это учение было специально рассмотрено в 1955 г. Г. Тиррелем. Отметим, что вулканические ассоциации следует различать не по их принадлежности к вулканическим или плутоническим образованиям, а по расположению в анорогенной или орогенной зонах, он подчеркнул, что хотя следует выделять неоднократно повторяющиеся тектономагматические циклы, тем не менее, необходимо учитывать различия между ними. Впрочем, ни сам Тиррель, ни многие другие исследователи, ссылающиеся на общую идею, предполагающую, что развитие идет по спирали и что, таким образом, различные тектономагматические циклы не повторяют друг друга, не указывают обычно, чем выражена подобная неповторимость явлений. В конечном итоге, когда дело касается общей проблемы эволюции вулканизма, то все обсуждение сводится к тому, что схема последовательного образования вулканогенных и других магматических пород оказывается единообразной для различных циклов.

Между тем, в плане исследования эволюции вулканизма в истории Земли главный интерес представляют не черты сходства, а различия между разными этапами развития и, следовательно, между выделяемыми циклами.

Что касается представления о мировых эпохах складчатости, то здесь, мне кажется, достаточно сослаться на итоги большой работы, посвященной тектонике Евразии и позволившей ее авторам, во главе с А. Л. Яншиным, утверждать, что хронологических разрывов между эпохами складчатости — планетарных эпох тектонического покоя — в истории развития земной коры не было, так же как не было эпох повсеместной складчатости. Представление о чередовании в истории Земли таких эпох является, по мнению этих исследователей, типичным примером некритического перенесения закономерностей, установленных в небольшой по площади Европе, на всю поверхность Земного шара.

Так неизбежно приходишь к выводу о том, что ни представление о тектономагматических циклах, ни о всемирных эпохах складчатости не могут оказать существенную помощь в разработке проблемы эволюции вулканизма в истории Земли.

Уместно, по-видимому, вспомнить, что примерно десять лет тому назад было опубликовано два крупных обобщающих труда, имеющих принципиальное значение для звучания проблемы эволюции вулканизма в истории Земли. Один из них принадлежит В. И. Смирнову, другой — Н. М. Страхову.

В первом из них (Очерки металлогении) рассмотрен вопрос об эволюции магматизма и рудообразования и подчеркнуто, что в истории каждой геологической эпохи наблюдаются специфические отклонения, позволяющие судить о различной интенсивности развития комплексов изверженных пород, возникающих на последних стадиях геологического цикла от древних к молодым металлогеническим эпохам. Хотя в весьма сжатом очерке эволюции, помещенном в работе В. И. Смирнова, не затрагиваются вулканические породы, а речь идет об интрузивных комплексах, все же конкретная попытка выявить различия между циклами принципиально важна, тем более, что это одна из первых попыток подобного рода, изложенная с необходимой конкретностью на примере интрузивных комплексов и металлогении Советского Союза.

В труде Н. М. Страхова вопросы эволюции литогенеза рассматриваются на иной методической основе. Он следует путем выявления различий между группами осадочных пород, типичными для различных хроностратиграфических уровней разреза осадочной оболочке Земли. Таким путем Н. М. Страхов установил, что в течение фанерозоя процессы гумидного литогенеза существенно изменились. Однако для вулканической деятельности он отметил, что, как он писал, пока совсем не удастся обнаружить признаков эволюции вулканической деятельности в истории Земли.

К тому же 1963 году относится и публикация широко известных выступлений А. Л. Яншина на Совещании по проблемам тектоники в Москве, в которых он отмечал огромное значение исследования проблемы эволюции геологических процессов как для выработки правильных теоретических представлений об истории развития Земли, так и для прогноза поисков полезных ископаемых.

Таким образом, ныне мы можем отметить десятилетие тех первых попыток пробить брешь в представлениях о циклическом развитии тектономагматических процессов, которые наталкивались тогда, как и сейчас, на огромные трудности, связанные с тем, что не так просто, оказывается, выявить истинную картину эволюции геологических процессов и, в частности, вулканической деятельности в истории Земли.

Не следует думать, что состояние проблемы на международной арене выглядит лучше. Со времени давних призывов Кайзера к пересмотру принципа актуализма в духе Дарвиновских идей эволюции мало что изменилось в аналогичных призывах текущего дня, изложенных, например, в статьях Бредли. Совсем недавно, в 1971 году он писал, что в течение ста лет геология концентрировала внимание на разработке проблемы изучения истории Земли.

Казалось, цель геолога заключалась в том, чтобы отыскать страницу, главу или раздел, позволяющие разъяснить последовательность происходящих в прошлом геологических событий. Но сейчас, подчеркивает Бредли, наш поиск обращается к другим вопросам. Это вопросы не об истории самой по себе. Мы хотим видеть, пишет он, что мы не связаны с капризным, произвольным повторением циклов. Мы хотим знать, что имеются всеобщие, неумолимые динамические изменения, неуклонно движущие процесс вперед.

В анализе эволюции геологических процессов Бредли ищет возможность выяснять причинную связь между последовательными изменени-

ями каменной оболочки Земли, и он, по-видимому прав. Только на этом пути можно видеть действительные перспективы развития наших знаний о природе и истории образования нашей планеты, о ее последующих преобразованиях и т. д.

На фоне общих призывов к изучению эволюции геологических процессов последнее десятилетие принесло определенный успех нашей стране, ее ученым, в разработке этой проблемы.

За последние десять лет большие работы были проведены под руководством А. Л. Яншина в Геологическом институте АН СССР и в Институте Геологии и Геофизики СО АН СССР в целях выявления признаков эволюции в процессах седиментации и образования осадочных пород, а также в процессах формирования геологических структур. Об этих результатах исследований известно достаточно широко благодаря многочисленным публикациям, в том числе наиболее интересных в плане изучения вулканической деятельности геологического прошлого следующих работ: 1. Двухтомника, посвященного образованию осадков в областях древней вулканической деятельности, и 2. С принципиальной точки зрения — большого исследования, касающегося домезозойских красноцветных формаций. Огромный интерес, конечно, в том же плане представляет и уже упомянутая обобщающая работа по тектонике Евразии.

Названные выше формационные работы важны потому, что в них предложены методы выявления эволюции процессов седиментации, опирающиеся на анализ распределения ассоциаций или формаций осадочных пород в рамках различных стратиграфических интервалов. Подобная методика является дальнейшим развитием хорошо известного формационного метода Н. С. Шатского.

Во всех этих работах удачно были продемонстрированы возможности данного метода по отношению к анализу проблемы эволюции процессов седиментации.

Однако применение формационного метода к анализу геологических процессов нуждается в дальнейшем расширении в целях распространения его также на анализ эволюции процессов вулканизма.

Такое именно расширение сферы влияния формационного метода было проведено на первом Всесоюзном Палеовулканологическом Симпозиуме, где особенное внимание привлекли возможности разделения формаций в зависимости от их отношения к определенным стратиграфическим интервалам на сквозные, проходящие через этот интервал времени без заметных изменений, отмирающие, исчезающие в течение данного интервала и, наконец, зарождающиеся, впервые появляющиеся в течение данного периода. Тем самым создается возможность оперировать формациями горных пород, как соответствующими эталонами, обладающими характерными для них интервалами существования.

6

Несколько слов следует сказать также о некоторых других перспективах изучения эволюции вулканизма в истории Земли, опирающихся на метод палеовулканологических реконструкций в широком смысле этих слов. Совсем недавно, во втором номере журнала «Геотектоника» за 1973 год, опубликована статья, посвященная исследованию наиболее ранних этапов развития нашей планеты по данным наблюдений над самыми древними сериями метаморфических пород архея Алданского щита. В этой статье, написанной Глуховским и Е. В. Павловским, развивающей прежние идеи покойной Н. В. Фроловой, проводится система реконструкций, связанная с изучением древнейшего катархейского комплекса пород, имеющих возраст свыше 4,5 млрд, лет. В итоге устанавли-

вается сходство состава этих наиболее древних пород Алдана с лунными базальтами и ярко выраженное господство в период их образования на территории Алдана отрицательных кольцевых структур, типа обширных кальдер. Это приводит к выводу авторов статьи, что древние базальты Алдана относятся к выделяемой авторами Лунной стадии жизни Земли. Распространение в области катархейских пород этого региона крупнейших в мире Каларского и Джугджурского аноксидитовых массивов дополняет черты сходства между современным обликом Луны и катархейским ландшафтом Алдана.

Изложенные Глуховским и Павловским данные представляют, как мне кажется, исключительно выразительный пример значения палеовулканологических реконструкций, и вообще палеовулканологических исследований, в целях не только правильного понимания закономерностей эволюции вулканизма нашей планеты, но и для анализа наиболее злободневных проблем изучения других планет Солнечной системы, таких, в первую очередь, как Луна и Марс.

Теперь следует вновь вернуться к тем событиям, которые развернулись в феврале 1973 года на Первом Всесоюзном Палеовулканологическом Симпозиуме, девизом которого была проблема изучения вулканизма в истории Земли.

Естественно, что на этом Симпозиуме не могла быть решена радикально и тем более, окончательно, выдвинутая на обсуждение проблема. На фоне реального положения с изученностью этой проблемы в целом, и фактического состояния палеовулканологии, которая хотя и призвана заниматься разработкой именно данной проблемы, но сформировалась на наших глазах совсем недавно, трудно было бы даже и ожидать, что такое решение проблемы может быть получено.

Тем не менее, экскурсии в область изучения некоторых вопросов, связанных с выявлением эволюции вулканизма в истории Земли, были проведены и были намечены также возможные пути изучения данной проблемы.

В процессе подготовки Симпозиума и последующей дискуссии обнаружилось, прежде всего, неодинаковое понимание термина эволюция различными исследователями. Выяснилось, что трансформация Дарвиновского понимания в текущем столетии привела в приложении его концепции к неорганической природе, к появлению различного рода генетических построений, гипотез и т. д. Поэтому любые генетические и любые гипогенетические построения, в которых отмечалась изменчивость каких-либо событий или явлений, стали связывать с представлениями об эволюции. Между тем, разрабатывая проблему эволюции органического мира, Дарвин опирался на эмпирические данные, полученные путем исследования реально наблюдаемой изменчивости современных организмов и на выяснение конкретного распределения ископаемых органических остатков в разрезе земной коры.

Таким образом, если при исследовании эволюции вулканизма в истории Земли следовать Дарвину, то необходимо тоже изучать вариации конкретных объектов, то-есть ассоциаций вулканогенных пород, и выяснять реальное распределение их в разрезе каменной оболочки Земли.

Что касается методов исследования, то они, соответственно, заключаются, главным образом, в приложении формационного метода к типизации ассоциаций вулканогенных пород и последующем определении свойственного различным типам формаций хроностратиграфического интервала распространения.

Именно таким образом и возможно, очевидно, выделение таких формаций, которые для данного интервала времени могут оказаться зарождающимися, отмирающими или, наконец, наименее интересными в плане оценки возможностей изучения процесса эволюции — сквозны-

ми, то-есть не обнаруживающими никаких изменений ни в составе, ни в приуроченности к отдельным этапам данного интервала.

В целом, опираясь на такую методику, можно будет, очевидно, в связи с дальнейшим ее развитием, установить общий характер изменений вещественного состава продуктов вулканической деятельности и, таким образом, подойти к оценке общей эволюции тех процессов, которые в недрах Земли порождают вулканическую деятельность.

В качестве примера можно привести очень кратко сведения об одном из формационных типов вулканогенных пород, представляющих известный интерес в связи с проблемой эволюции вулканизма. Речь может идти об ассоциациях пород, принадлежащих трахибазальтовой формации и характеризующихся, как видно на примере Минусинского прогиба, сочетанием базальтов с щелочными породами, содержащими обильный нефелин — фонолитами, берешитами, горячитами и другими. Поиски соответствующих аналогов этой формации на других территориях мира показали, что может быть указано только два района, где встречаются близкие по парагенезу серии вулканогенных пород. Это — плато Клайда в Шотландии и Эфиопское нагорье и тяготеющие к нему территории Восточной Африки, где соответствующие породы в первом случае относятся к карбону, а во втором — к неогену. Таким образом, определено, что характерные трахибазальтовые ассоциации с крупными концентрациями нефелиновых пород встречаются, по-видимому, лишь в рамках интервала девон — неоген. Современные знания областей распространения трахибазальтовых ассоциаций на континентах, очевидно, уже достаточны для того, чтобы считать подобный вывод достоверным. Поэтому имеются определенные основания для утверждения, что независимо от причин данного явления образование подобного типа формаций стало возможным лишь в сравнительно поздние этапы эволюции земного шара.

В развитие этих идей на Палеовулканоологическом Симпозиуме были приведены и некоторые другие примеры, известные, по крайней мере частично и по литературе.

7

Другим важным результатом работ Симпозиума был впервые проведенный анализ некоторых общих закономерностей размещения вулканогенных пород на различных хроностратиграфических уровнях, рассмотренных для всего земного шара в целом. Были охвачены следующие интервалы времен: 1. Средний протерозой; 2. Нижний палеозой (кембрий, ордовик и силур) и 3. Мезозой (от триаса до мела). Предполагалось, что будет дан обзор также по кайнозою, но, к сожалению, из-за болезни докладчика этот интервал остался неосвещенным.

В плане разработки проблемы эволюции вулканизма в истории Земли особенный интерес представляет, по-видимому, судя по его методической направленности, доклад В. В. Волкова, посвященный нижнепалеозойскому вулканизму. Основой для этого доклада послужили материалы изучения стратиграфических разрезов нижнего палеозоя, в которых встречаются вулканогенные породы. Эти разрезы были представлены на 175 стратиграфических колонках, представляющих территории всех континентов. На карте были показаны, кроме того, все главные области распространения продуктов вулканической деятельности на континентах и продемонстрированы различными значками относительные количества вулканогенных пород в различных регионах. Таким образом, выводы по этому хроностратиграфическому уровню были получены на основании анализа очень обширного и тщательно проработанного материала. И вот как эти выводы звучат.

Во-первых, сопоставление продуктов вулканизма на стратиграфи-

ческой основе приводит к выводу о том, что в нижнепалеозойской истории Земли выделяется несколько крупных областей интенсивного и длительного проявления вулканической деятельности. В пределах этих областей, занимающих сравнительно небольшие площади земной поверхности, сосредоточены практически все или, во всяком случае, подавляющее большинство вулканических проявлений. За пределами этих областей проявления вулканизма экзотичны, слабы или совсем отсутствуют.

Во-вторых, сравнение вулканических ареалов разного возраста (кембрий, ордовик, силур), обнаруживает общий консерватизм в пространственном размещении вулканических областей, отличающихся, главным образом, своими размерами.

В третьих, устанавливается, что хотя для ряда вулканических областей могут быть, вполне естественно, указаны периоды наиболее интенсивного проявления вулканизма, тем не менее, сравнение между собой вулканических областей показывает во многих случаях несовпадение максимумов вулканической активности в различных регионах, а, следовательно, и отсутствие глобальных синхронных вулканических эпох. Этот вывод, таким образом, вполне соответствует тому, который был сделан по данным анализа тектоники Евразии в отношении эпох складчатости.

В целом, значение Первого Всесоюзного Палеовулканологического Симпозиума для разработки проблемы эволюции вулканизма в истории Земли было весьма существенным. На этом симпозиуме впервые были определены не только стоящие перед нами задачи в области изучения эволюции вулканизма в истории Земли, но и предложены методы их решения, и был намечен также генеральный план работы в области изучения этой проблемы.

Этот план включает следующие основные пункты:

1. Составление палеовулканологических карт и разработка также иного рода палеовулканологических реконструкций, способствующих выяснению основной проблемы.

2. Составление карт пространственного размещения вулканогенных формаций в рамках различных хронологических уровней не только для отдельных регионов, но и для всего земного шара в целом.

Но главное, это —

3. Выделение вулканогенных формаций, их типизация и выявление характерного для каждого формационного типа интервала существования, то-есть приуроченности данного формационного типа к определенному хроностратиграфическому интервалу разреза каменной оболочки Земли.

Во всяком случае, сейчас, когда определились основные контуры нового научного направления — палеовулканологии, вполне естественно, что именно эти задачи оказались в палеовулканологии первоочередными.

ВОПРОСЫ ПЛАНЕТАРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА

Исходя из концепции, что земная кора развивается по схеме: океан — геосинклинальный пояс — орогенный пояс — океан (Пейве, 1969; Хаин, 1973 и др.) и учитывая последовательное развитие типов вулканизма (Штилле, 1964; Билибин, 1955; Харкевич, Москалева, 1969, Малеев, 1973 и др.), целесообразно рассматривать эволюцию вулканизма в пределах следующих планетарных геоструктурных областей: 1) океан, вместе со срединными подвижными океаническими поясами; 2) подвижные геосинклинальные пояса; 3) континентальные платформы.

Начальные этапы развития вулканизма протекают на маломощной земной коре океанического типа, состоящей из «базальтового» слоя, покрытого осадочным чехлом. В пределах океана она занимает обширные пространства, образуя талассократоны. Области океанической земной коры, будучи вовлеченными в тектоническое развитие, в пределах подвижных геосинклинальных поясов переживают своеобразное и интенсивное проявление вулканизма. По мере накопления вулканических и терригенных образований мощность земной коры увеличивается и она переходит в континентальную, двухслойную, состоящую из «базальтового» и «гранитного» слоев, покрытых осадочными породами. По мере увеличения мощности земной коры изменяются типы вулканизма, состав и характер вулканических продуктов. С прекращением интенсивной тектонической деятельности в пределах подвижных поясов, земная кора консолидируется, образуя области завершённой складчатости и затем континентальные платформы со свойственным им вулканизмом.

В отмеченных трех планетарных областях: океанах, подвижных геосинклинальных поясах и континентальных платформах тектоническое развитие и сопряженный с ним вулканизм развиваются хотя и последовательно, но не непрерывно. В течение периодов в пределах океанов протекает своеобразный океанский вулканизм, пока эти области не вовлекаются в тектоническое развитие, в период которого закономерно проявляется геосинклинальный, орогенный и посторогенный вулканизм. В период формирования платформ, в течение периодов и эпох происходит многократная активизация платформ и последовательное проявление своеобразного платформенного вулканизма.

Эволюция океанского типа вулканизма

Работами А. В. Пейве (1969), Р. Г. Гарецкого и А. Л. Яншина (1970) и др. установлено, что в основании геосинклинальных отложений залегают глубоководные бескарбонатные образования с турбидитными структурами. Часто они обладают двухслойным строением: в нижней части базиты — гипербазиты, в верхней — осадочный чехол подобно строению талассократонов океана. Океанский вулканизм проявляется преимущественно на глубинах 4—5 км. Особенности океанского вулканизма обуславливаются: 1) маломощной корой без «гранитного слоя»

Характеристика

Тип вулканизма	Типы земной коры	Геоструктурная обстановка	Типы магмы и вещественный состав	Условия формирования отложений
Океанский	Океаническая 5—6 км и менее	Талассократоны	Толентовые и щелочные базальты, базальтоиды	Глубина 4—5 км
Геосинклинальный	Океаническая (6—10 км)	Геосинклинальные трюги и их склоны	Известково-щелочные спелито-кератофиры	Глубина 4—0 км и в глубоководных впадинах 5 км
Орогенный	Переходная (10—20 км) континентальная (20—30 км и более)	Межгорные впадины и прогибы области замыкания геосинклиналей	Известково-щелочная. Базальты, андезиты, липариты и их интрузивные аналоги	0,5 км глубины — наземные
Постконсолидационный	Континентальная, консолидированная (25—50 км и более)	Области завершенной складчатости, разновозрастные области молодых платформ	Базальтовая (толентовая), трахибазальтовая	Наземные
Платформенный	Континентальная (25—40 км и более)	Синклизы в пределах платформ	Толентовая. Базальты, долериты, редко более кислые породы	Наземные

или заменяющего его вторым слоем мощностью в среднем 1,3 км, состоящего преимущественно из базальтов; 2) подводным типом извержений, 3) эрупцией в условиях высокого гидростатического давления. Перечисленные факторы обуславливают основной состав лав, отсутствие или ограниченное количество пирокластики, образующейся в процессе эрупций, преобладание гиалокластитов среди обломочных лав, ограниченную длину лавовых потоков (вследствие быстрого охлаждения), способствующих формированию крутосклонных вулканических сооружений. Подводный вулканизм изучен относительно слабо, однако работы Г. У. Менарда (1966), А. Р. Бирни (1971), Г. Б. Удинцева (1972), сборник статей «Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана» (1973) и мн. др. проливают свет на некоторые явления вулканизма океанов. В пределах океана выделяются: 1) срединно-океанические подвижные пояса с георифтогенальными системами; 2) внутриокеанские вулканические пояса; 3) талассократоны с океанскими плитами (талассоплены), среди которых выделяются различные вулканические сооружения в виде прикратонных валов, глыбовых поднятий, абиссальных равнин, абиссальных холмов и подводных гор и островов (Удинцев, 1972; Красный, 1972).

Глубоководные базальты имеют толентовый состав, обычно со срав-

Тип извержений	Эксплозивный индекс	Типы вулканических построек	Характерные формации и генетические типы вулканитов
Подводные излияния лав	1—3	Лавовые поля, щитовые вулканы, моногенные конусовидные вулканы	Формации толеитовых лав, щелочных базальтов, гналокластитов, вулканогенно-кремнисто-глинистые и др.
Подводные излияния и извержения, близкие к стромболианским и вулканским	20—50	Плоские стратовулканы и моногенные вулканы	Спилито-кератофировые кремнисто-вулканогенные, карбонатно-вулканогенные подушечные лавы
Стромболианские, вулканские, пелейские, плиннианские, фреатические, редко гавайские излияния лав.	60—95	Стратовулканы, полигенные вулканы, сомма-вулканы, сложные групповые вулканы, шлаковые конусы, конусы и моногенные вулканы	Эффузивно-пирокластические толщи, вулканогенно-осадочные, вулканоплутонические. Игнимбриты
Трещинные излияния лав, гавайские, стромболианские, вулканские, скрыто-вулканские	5—415	Базальтовые плато, щитовые вулканы, моногенные вулканы, шлаковые конусы, трубки взрыва	Лавовые толщи, грубая тефра. Агглютинаты
Трещинные излияния лав, гавайские, стромболианские, вулканские раскаленных лавин и скрытовулканские	40—50	Базальтовые плато, щитовые вулканы, моногенные вулканы, гиабиссальные образования, трубки взрыва	Лавовые покровы, пирокласто-осадочные, толщи, гиабиссальные образования

нительно высоким содержанием глинозема. Гребни гор часто сложены щелочными базальтами, недосыщенными кремнеземом, характерные для заключительных фаз вулканических этапов. Ультраосновные породы приурочиваются к рифтовым зонам Срединно-Атлантического хребта.

Распределение вулканов в океане неравномерное, но максимальное их количество приурочивается к георифтогенальным системам и внутриокеанским вулканическим поясам, где установлены повышенная сейсмичность и тепловой поток. Вулканы океана щитовые и конусообразные, сложенные главным образом лавами ($E=1-3$). Пирокластика представлена преимущественно гналокластитам, часто палагонизированными. Количество вулканитов океанского вулканизма огромно. Г. Б. Удинцев (1972) полагает, что в пределах дна Тихого океана находится 5—6 тысяч крупных вулканов и несколько сот тысяч небольших вулканов (холмов). По Менарду (1966) вулканическими породами сложен «второй» сейсмический слой, средней мощностью около 1,3 км. Объем его только во впадине Тихого океана превышает в два раза объем пород, излившихся на всех материках. Об эволюции океанского вулканизма судить трудно, но можно констатировать, что этапы вулканизма завершаются базальтами с повышенной щелочностью или базальтоидами (таблица).

Эволюция вулканизма подвижных геосинклинальных поясов

После вовлечения океанических пространств в области подвижных поясов (т. е. превращения областей земной коры в пояса максимальной раздробленности, подвижности, проницаемости и дифференциации тектоносферы) последовательно сменяются типы вулканизма: геосинклинальный, орогенный, посторогенный. Причем, интенсивность того или иного типа вулканизма может проявиться в разной степени. Развитие типов вулканизма сопряжено с увеличением мощности земной коры и переходом ее из океанической в континентальную.

Геосинклинальный тип вулканизма проявляется на земной коре океанического типа в геосинклинальных трогах, в окраинно-континентальных и внутриматериковых подвижных поясах, в условиях интенсивного накопления осадков. Извержения проявляются исключительно подводные, на глубинах менее 4 км. Типы извержений близкие к стромболианским, вулканским и гавайским. Вулканы формируются пологие, многогенные диаметром 10—20 км и высотой до 1 км. Количество пироклаستيки увеличивается по мере приближения вулканических аппаратов к поверхности. Эксплозивный индекс 20—50. Вулканы обладают более повышенным количеством щелочей, чем толеитовые базальты океанского типа. Характерны формации спилито-диабазо-кератофирового ряда, сопровождающиеся проявлением ультрабазитовых пород. В начале геосинклинального этапа, в период образования геосинклинального трога преобладают продукты основного состава, а в конце, в особенности, когда возникают восходящие движения, чаще появляются кислые дифференциаты, превращающиеся в кератофиры. Широко развиты подушечные лавы и гяллокластиты. Им сопутствуют вулканогенно-кремнистые, карбонатные, железисто-марганцовые формации, а по периферии вулканов накапливаются вулканогенно-осадочные породы. Кислые дифференциаты основной подкоровой магмы проявляются в заключительные фазы вулканизма. В период замыкания геосинклинального трога иногда внедряются интрузии гранитоидов или проявляется кислая пирокластика (Карпаты). В результате выполнения геосинклинальных трогов формируется земная кора переходного или континентального типа, причем вулканы представлены преимущественно андезито-базальтами. Продукты геосинклинального вулканизма достигают 10 км и более.

Орогенный тип вулканизма развивается, как правило, на не консолидированной земной коре континентального и редко коре переходного типа (средняя часть Курильской дуги). В межматериковых подвижных поясах начало орогенного этапа совпадает с периодом воздымания складчатых областей геосинклинали и образования прогибов и межгорных впадин, заполняющихся молассаами. В окраинно-континентальных подвижных поясах граница между геосинклинальным и орогенным вулканизмом принята несколько условно и отмечается сменой подводных вулкаников, наземными и прибрежно-морскими, формирующихся в области вулканических дуг. Для них исключаются вулканогенно-кремнистые, вулканогенно-карбонатные формации и подушечные лавы. Орогенный вулканизм проявляется весьма разнообразными типами извержений: гавайским, стромболианским, вулканским, плинианским, пелейским, катмайским и фреатическим. В развитии орогенного вулканизма можно выделить три стадии развития островных дуг (Малеев, 1973). В качестве примера к ранней стадии можно отнести центральные острова Курильской дуги, к средней — южные и северные и к поздней — Камчатку, Хоккайдо, Новую Зеландию и др. В эволюции развития островных дуг наблюдается переход земной коры от субокеанической к субконтинентальной и континентальной, главным образом за счет увеличе-

ния мощности сиалического слоя. В составе вулканических продуктов наблюдается увеличение доли кислых вулканитов от 5—10% до 20—40% и более. Эксплозивный индекс возрастает от 60—80 до 70—90 и 80—95. Закономерно изменяются типы вулканов от моногенных к полигенным и затем к сложным двойным и тройным; Вначале со взрывными кальдерами, а затем с кальдерами обрушения и кольцевыми вулканотектоническими структурами. Закономерно изменяются генетические типы вулканитов. В раннюю стадию преобладают вулканотерригенные породы (за счет интенсивного размыва воздымающихся над морем вулканов), пирокластические и грязевые потоки, спускающиеся в прибрежную зону, находятся в подчиненном количестве. В среднюю — наряду с прибрежно-морскими вулканитами значительную роль играют наземные пирокластические потоки, лахары, наземные лавы, иногда игнимбриды. Значительно развиты близповерхностные интрузии и экструзии, обычно основного и кислого состава, образуя вулканоплутонические формации. Широко распространены гидротермальные системы, формирующие вторичные кварциты и пропилиты с эндогенным оруденением. В позднюю стадию развития островных дуг резко преобладают наземные вулканиты, среди которых часто глыбовые лавы, грубая тефра, агломератовые, пемзовые и игнимбритовые пирокластические потоки. Более широко проявляются экструзии, близповерхностные интрузии и поля гидротермально измененных пород, приурочиваясь к кольцевым вулканотектоническим структурам.

Постороженный тип вулканизма или финальный, по г. Штилле, развивается на расчлененном рельефе геосинклинальных областей, в условиях континентальной консолидированной земной коры, обычно вслед за орогенным вулканизмом. Он характеризуется вулканическими продуктами основной недифференцированной магмы. Преобладают оливиновые базальты, но в заключительные фазы проявляются щелочные базальты и базальтоиды. Очень редко основные лавы сопровождаются щелочно-кислыми дифференциатами. Извержения проявляются близкие к гавайскому типу, стромболианские, вулканские и скрытовулканические. Они формируют щитовые вулканы, моногенные, шлаковые конусы, куполы, лавовые потоки и трубки взрыва ($E=5-15$). Количества вулканических продуктов, по сравнению с другими типами извержений, весьма малые. Постороженный вулканизм напоминает в миниатюре платформенный вулканизм и является как бы его прелюдией.

Таким образом, в отмеченных трех типах вулканизма фиксируется различное проявление магмы. Для геосинклинального вулканизма характерно преобладание основных недифференцированных вулканитов и только в заключительном этапе наблюдается слабая дифференциация магмы. В орогенном вулканизме проявляются наиболее дифференцированные вулканические продукты, что, вероятно, обусловлено образованием полостей, благоприятных для дифференциации магмы и, наконец, постороженный вулканизм проявляется в условиях консолидированной земной коры, когда магма поднимается по узким полостям и не имеет возможности дифференцироваться.

Аналогичный постороженному вулканизму выделен **континентальный тип вулканизма**. Здесь проявляется аналогичная недифференцированная магма, такие же типы извержений и типы вулканических построек, но он развивается на обширных территориях, так же консолидированных областей, в пределах разновозрастных геологических структур. В Советском Союзе он хорошо проявился в плиоцен-четвертичное время на локальных участках обширной территории, от Западной Сибири и Тувы до Колымско-Чукотского края и в сопредельных странах — Монголии и Китае. В большинстве регионов постороженный и континентальный вулканизм в начале этапов проявляется в виде щитовых вулканов и

лавовых потоков, а в конце — в виде шлаковых конусов, экструзий и трубок взрыва. Лавы резко преобладают над пирокластикой, взрывной индекс 5—15.

Платформенный тип вулканизма проявляется на щитах и консолидированных платформах с мощной континентальной корой. Он отмечается от раннего докембрия до неогена, но наиболее широко развит в мезозое. Вулканизм протекал на всех континентах и возможно развит в северной части Атлантического океана. Проявление платформенного вулканизма сопряжено с активизацией платформ, обусловленного тектогенезом окружающей платформу подвижных поясов. Платформы расчленяются обширными зонами разлома, иногда протяженными на сотни и первые тысячи километров. На некоторых платформах (Сибирской, Русской и др.) установлено несколько этапов вулканизма. Как, например, на Сибирской: 1) поздний протерозой, 2) эпипротерозой — ранний кембрий, 3) средний палеозой, 4) поздний палеозой — ранний мезозой (Масайтис, 1969). Площади развития платформенного вулканизма определяются сотнями тысяч и миллионами квадратных километров, а мощности вулканитов достигают 3—4 км. Наряду с лавами выбрасывается большое количество пирокластики, которая только частично сохраняется от эрозии, стратифицируясь в сложные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи. Значительная часть пирокластики перерабатывается и уносится реками. Взрывной индекс определяется условно и равен 40—50. Состав вулканитов преимущественно однородный — толеитовые базальты, но в незначительных количествах, преимущественно, на флексурных перегибах присутствуют дифференциаты кислого и основного состава. В древних платформах, в начале циклов, проявлялся кислый игнимбритовый вулканизм и своеобразно дифференцированные интрузии. Типы извержений: трещинные излияния лав, гавайские, стромболианские, вулканские, близкие к катмайским и скрытовулканские. Они формируют лавовые покровы, щитовые вулканы, моногенные вулканы и трубки взрыва. Наряду с лавами и пирокластикой широко развиты гипабиссальные образования.

В отмеченных типах вулканизма наблюдается четкая геологическая направленность, обуславливающая рост континентальной коры, главным образом за счет «гранитного» слоя.

Рифтовый вулканизм. Образование рифтов рассматривается как начало океанизации (Белоусов, 1968; Хаин, 1973 и др.) и следовательно как последнее звено эволюции развития земной коры или начало следующего. Несмотря на слабую изученность рифтового вулканизма, можно считать установленным следующее: 1. Рифтовые системы закладываются независимо от типов земной коры: на океанической, континентальной и одновременно на разных типах земной коры. 2. Вулканизм океанических и континентальных рифтов различен. В первом случае он дает не дифференцированные толеитовые базальты, с заключительными извержениями базитов, а во втором — серию магматических формаций от толеитовых базальтов до ультращелочных пород и липаритов. Резко преобладают покровы базальтов и щитовидные вулканы и в меньшей мере моногенные вулканы, стратовулканы, кальдеро-вулканы и поля игнимбритов, т. е. почти все типы вулканических построек.

Таким образом, развитие вулканизма от океанизации до платформенного сопряжено с увеличением мощности земной коры и ее «гранитизации». Так, например, следствием байкальского, каледонского и герцинского тектогенеза явилось наращивание «гранитного» слоя с образованием его верхней части со скоростями продольных сейсмических волн 5,5—6,0 км/сек. в отличие от нижнего раннедокембрийского с $V_0 = 6,0—6,5$ км/сек. (Хаин, 1973). Образование рифтов, связанное с базификацией, ведет к обратному процессу — перерождению континентальной коры

в океаническую. Вместе с тем, развитие земной коры по отмеченной выше схеме: океан — геосинклинальный пояс — орогенный пояс — океан, при условии, что «океан» в начале цепи и в конце ее равны, не привело бы к поступательному необратимому процессу развития земной коры. Необратимое развитие земной коры, видимо, заключается в том, что океанизация континентальной коры охватывает меньшие площади, чем океаническая кора в подвижных поясах, постепенно превращается в континентальные стабильные платформы. На это указывают рифтовые области, формирующие океаническую кору. Они имеют площади несоизмеримо меньшие площадей подвижных геосинклинальных поясов. Следовательно, океан в начале цепи больше океана в конце, т. е. $O_1 > O_2$. На Земле, вероятно, также как и на Марсе, Луне и других планетах земная кора со временем должна покрыть всю поверхность планеты. Одновременно с увеличением мощности земной коры происходит расчленение ее поверхности. В раннем докембрии не отмечаются глубоководные отложения, что указывало бы на существование глубоководных впадин. Отсутствуют грубообломочные породы и горно-ледниковые отложения, которые могли бы указывать на наличие в прошлом высокогорного рельефа. В раннепротерозойских геосинклиналях (Криворожской, Лабрадорской, Западно-Квинслендской) наблюдается отсутствие или ограниченное распространение моласс. Их небольшая мощность и сравнительно мелкообломочный состав свидетельствуют также о незначительном масштабе заключительных поднятий в орогенные этапы. Глубина океанов, вероятно, ограничивалась глубинами 1,5—2 км, а горные сооружения, вероятно, имели такую же высоту или меньшую. В отличие от современных глубоководных впадин и гор, достигающих 10 км, это составляет превышения около 20 км. Таким образом, расчлененность рельефа указывает на длительность геологической жизни Земли и ее зрелость.

Направленность тектоно-магматических процессов

Продолжительность ранних тектоно-магматических циклов составляет 300—400 млн. лет, средних около 200 млн. лет и последних 150 млн. лет (Ханн, 1973) *. В альпийскую эпоху формирование отдельных геосинклинальных поясов протекает примерно в два раза быстрее, чем в каледонскую или альпийскую. В пределах Коряжского нагорья и Камчатки, начиная с верхнего триаса до миоцена, замкнулось три геосинклинали: 1) Анадырско-Коряжская — с поздней юры и до сенона включительно; 2) Ветвейско-Камчатская — в течение мела — миоцена и 3) Восточно-Камчатская — олигоцен-миоцен (Авдейко, 1974). В настоящее время Камчатка переживает типичный орогенный тектоно-магматический цикл. Камчатско-Курильский желоб многими исследователями рассматривается как современная геосинклиналь. В процессе формирования трех геосинклиналей тектоно-магматические этапы протекали параллельно. В то время как в Анадырско-Коряжской геосинклинали шел орогенный этап, в Ветвейско-Камчатской — геосинклинальный. В настоящее время в Камчатско-Курильском желобе — геосинклинальный, в Восточной Камчатке — орогенный, а в Ветвейско-Камчатской (Срединный хребет) в голоцене завершился посторогенный вулканизм. Все геосинклинали формировались с проявлением интенсивного вулканизма, в процессе которого колоссальные количества пирокластики перерабатывались в тефроиды и входили в состав вулканогенно-осадочных толщ. Мощности вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных толщ

* С. Н. Бубнов (1960) установил, что каждый последующий тектоно-магматический цикл составляет приблизительно $\frac{2}{3}$ времени от предыдущего: древнепалеозойский цикл 185 млн. лет; новопалеозойский — 115, древнемезозойский — 85; новомезозойский — 65; древнетретичный — 35.

каждого раннегеосинклинального этапа достигает 10 км. Мощности вулканических и осадочных толщ орогенного этапа примерно такие же. Для сравнения можно отметить, что мощности вулканогенных отложений Среднего Урала около 8 км и Южного — приблизительно 12 км, накопившиеся примерно за время трех геосинклинальных этапов Востока Азии (Червяковский, 1973).

В неогее в гренвилевскую и байкальскую эпохи складчатости скорости прогибания геосинклиналей составили 40—50 м/млн. лет, а Кавказская геосинклиналь в юре пригибалась 250 м/млн. лет (Хаин, 1973).

Особенно возросли скорости накопления вулканогенных образований в четвертичный период. Единичные извержения вулканов (за несколько дней) в историческое время дали колоссальные количества материала: Темборо 180 км³, Катмай — 28 км³, Кракатау — 18 км³, Косевина — 10 км³, Сан-Мари — 5,4. Вблизи кальдеры Санторина за несколько дней отложился слой пемзы мощностью 20—60 м. Объемы пирокластических покровов колеблются от 0,001 до 10 000 км³ (горы Сан-Хуан, Колорадо, Новая Зеландия). В тех случаях, когда они состоят из нескольких потоков, время их образования занимает от десятков до тысяч лет. Вулкан Ключевской с относительной высотой около 3,5 км и диаметром около 40 км сформировался за 5—10 тыс. лет. Многие вулканы Южной и Восточной Камчатки высотой 2—3 км сформировались за 10—15 и за 30—40 тыс. лет. (Мелекесцев, 1973). Стратифицированные вулканогенные толщи Восточной Камчатки и Курильских островов мощностью 2—3 км сформировались в течение плейстоцена или плиоцен-плейстоцена. А за миоцен-плиоцен — толщи до 8 км. Аналогичные скорости накопления вулканических продуктов накапливаются и в других регионах. Кроме нарастания интенсивности вулканизма в начале неогее вулканический материал поступал с менее глубоких магматических очагов. Так, например, гипербазитовые пояса пользовались ограниченным распространением, и отсутствовали трубки взрыва, дававшие эфлогиты. Это указывает, что по мере роста мощности земной коры происходило углубление магматических очагов. Следовательно для прорыва более мощной толщи требовалась большая энергия, что обуславливало более мощные извержения.

Приведенные примеры показывают, что за геологическую историю Земли при сокращении продолжительности тектоно-магматических циклов объемы поступления вулканического материала не уменьшились и, вероятно, увеличились. Это свидетельствует об акселерации вулканической деятельности за период геологической истории Земли, причем вулканические продукты со временем поступают из более глубоко расположенных магматических очагов.

Таким образом, эволюция тектоно-магматических процессов сводится к следующему:

1. На Земном шаре увеличивается мощность земной коры и происходит ее консолидация.

2. Несмотря на океанизацию отдельных областей земной коры, наращивание материков направлено к образованию сплошного консолидированного панциря Земли.

3. По мере развития земной коры происходит расчленение рельефа, что является признаком геологической зрелости планеты.

4. Акселерация вулканической деятельности проявляется в сокращении продолжительности тектоно-магматических циклов, увеличении выноса количества вулканических продуктов за более короткие отрезки времени, увеличении силы взрывов, в связи с углублением магматических очагов и в увеличении объемов и размеров вулканических сооружений.

Сравнительная оценка вулканизма Земли с вулканизмом некоторых планет солнечной системы

На Земном шаре в настоящее время наиболее интенсивно проявляется орогенный вулканизм, обусловленный проявлением основной подкоровой магмы, с небольшим количеством дифференциатов среднего и кислого состава (Катмай, Кракатау, Санторин и др.). Наиболее типичен он для островных дуг Тихоокеанского подвижного геосинклинального пояса и затухает в Средиземноморье. Раннегеосинклинальный вулканизм глубоководных впадин пока не изучен. Относительно слабо проявляется океанский вулканизм. К посторогенному вулканизму можно отнести вулканы Мексики, недавно завершившийся, ареальный вулканизм Закавказья, голоценовый вулканизм срединного хребта Камчатки и др. области. Континентальный вулканизм завершается в историческое время на обширных территориях Тувы, Сибири, Дальнего Востока, Монголии, Китая. Платформенный вулканизм не проявляется. Рифтовый вулканизм активизирован в срединных океанических хребтах и угасает в пределах Восточной Африки. Главные области сосредоточения современного вулканизма — островные дуги и рифтовые области. Наиболее молодой кислый вулканизм орогенного типа, развитие которого наблюдалось в неогене и даже в четвертичном периоде, в наше время на земном шаре не проявляется и поэтому мы переживаем относительно слабые вулканические катаклизмы, что создает ложное представление о затухании вулканизма.

На Земном шаре направленность развития земной коры отражается не только в увеличении мощности земной коры и разрастания ее на всей поверхности планеты. Этот процесс отражается и на изменении рельефа. По мере увеличения мощности земной коры и «старения» планеты рельеф ее становится более резким. В раннем архее не фиксируются глубоководные осадки, указывавшие на существование глубоководных впадин, нет и мощных ледниковых отложений, которые могли бы формироваться на склонах высоких горных сооружений. В настоящее время на Земле мы имеем амплитуду неровностей рельефа около 20 км (10 км глубоководные впадины и примерно такая же высота высочайших вершин). Высота вулканов на Марсе оценивается более чем 20 км. Таким образом, с возрастом планет рельеф планет расчленяется и кора, вероятно, становится более «чешуйчатой» и менее эластичной.

Луна. О вулканизме Луны можно судить главным образом по морфологии поверхности и частично по небольшим коллекциям лунных горных пород. Изучение фотографий Луны, снятых с ракет и луноходов, астрономические наблюдения и посещение луны астронавтами дали большой материал для суждения о вулканизме Луны. Однако, различные массы и размеры Луны и Земли, отсутствие на Луне атмосферы и гидросферы не позволяют проводить полностью аналогий.

Луна представляет собой планету со сплошной консолидированной корой мощностью 55 км и более. В рельефе Луны резко преобладают кольцевые структуры. Лунные моря, имеющие диаметры до 500 км (море Дождей 674 км, море Кризисов около 500 км), располагаются по субэкваториальному кругу, образуя кольцевой пояс (Хабаров, 1960). Кратеров и цирков диаметров более 200 км — пять — от 100 до 200 км — 32, а кратеров более 1 км на лицевой стороне превышают 300 000 (Капал, 1963). Кольцевых гор насчитывается около 35 000 (Марков, 1960).

Амплитуда рельефа Луны 12—13 км. Глубина цирков и кратеров колеблется преимущественно от 1,5 до 4,5 км (дно кратера Клавия 4900 м). Высота валов окружающих кратеры от 0,5 до 1,5 км над поверхностью. Однако Апеннины, окаймляющие море Дождей, достигают 6 км. Отдельные высоты, как г. Лейбница около 9 км, г. Гюйгенса —

5,5 км. На поверхности Луны отмечено множество трещин. Сброс в море Облаков имеет длину около 100 км и высоту 400 м. От многих кратеров радиально отходят грабенообразные долины. У бортов кратеров часто наблюдаются кольцевые трещины. Иногда мелкие кратеры образуют цепочки длиной до 150 км, как в море Кожды. В небольшом количестве присутствуют купола диаметром 2—3 км и высотой 0,2—0,25 км. (Марков, 1960; Хабаков, 1960; Болдуин, 1967).

За историческое время отмечалось появление небольшого кратера в области кратера Гигин, отмеченного в 1877—1878 гг. (Марков, 1960). Изменение отражательной способности отмечалось в разное время. В ноябре 1958 г. наблюдался выброс пепла и газа около 100 000 м³ из центрального пика кратера Альфонс (Козырев, 1959) и красные пятна вблизи кратера Аристарха. Эти факты могут свидетельствовать о слабой (затухающей) вулканической деятельности, а изменение температуры датчиками «Аполлона» на глубине 2,5 м показали увеличение температуры с глубиной, свидетельствующие о сохранении тепла в недрах. Исследования последних лет свидетельствуют, что эндогенные факторы образования рельефа Луны преобладают над экзогенными (Хабаков, 1960). Сравнение аэрофотоснимков вулканов Камчатки со снимками лунных кратеров также говорит в пользу их вулканического происхождения (Штейнберг, 1965).

К типичным вулканическим сооружениям отнесен кратер Циолковского, расположенный на обратной стороне Луны (Горшков и др., 1970). Его диаметр 230—250 м. Он окружен горной системой шириной 40—70 км. На кольцевых сбросах внутри кратера располагаются лавовые купола диаметром 10—20 км и многофазные излияния лав. На северо-западном склоне развиты грубообломочные отложения со следами горизонтального перемещения, характерные для извержений типа направленных взрывов. Такие отложения характерны для вулканов, извергающих кислые андезиты, но жидкие лавовые потоки типичны для лав основного состава или сильно газонасыщенных лав среднего состава.

При образовании лунных кратеров формируются толщи обломочного материала и лав. Лавы обычно выполняют днища кратеров и «морей» и слагают куполы. Вероятно вязкость их различна. Однако наличие в крупнейших цирках максимумов с гравиметрическими аномалиями, указывающими на концентрацию более тяжелых масс, видимо, свидетельствуют о наличии интрузивов. Изучение лунных горных пород и фотоснимков позволяет предположить, что при формировании кратеров происходили катастрофические взрывы с выбросом раскаленного материала, напоминающие стромболианские извержения и выбросы нераскаленного — характерные для вулканических извержений. Обломочные отложения со следами горизонтального перемещения у Циолковского отнесены к извержениям типа направленных взрывов. Рассматривая выделенные А. В. Хабаковым (1960) семь этапов развития рельефа, можно заключить, что на Луне, как и на Земле, вулканизм шел не по затухающей линии. Там наиболее крупные извержения приходится не на начальные этапы вулканизма. Наиболее сильные — третий и пятый этапы, причем пятый с образованием кратеров до 380 км в диаметре по существу является заключительным параклизмальным, так как в последние VI и VII периоды, за очень редкими исключениями, формировались небольшие кратеры, но появилось значительное количество разрывных нарушений, что напоминает отголоски затухающего пятого этапа. Сила взрывов также сочетается с глубиной заложения магматических очагов. По А. В. Хабакову вероятная глубина магматических очагов во втором этапе была 25 км, а в седьмом — 70—160 км. Это вполне согласуется с определенной теперь мощностью коры 55 км и более.

Еще А. П. Павлов (1948) предполагал, что вулканизм Луны напо-

минает вулканизм Земли раннегеологического этапа, когда отсутствовали островные дуги и вытянутые геосинклинальные трюги. Это может соответствовать только самым ранним этапам вулканизма Луны, но с образованием мощной коры формировались мегакольцевые планетарные взрывные структуры, происходили извержения типа направленных взрывов и создавался весьма пересеченный рельеф с амплитудами до 13 км. Это характерно для зрелых этапов планеты.

Марс. Полученные фотоснимки Марса со спутников типа Маринер и особенно Маринер-9 (Mariner Mars, 1971. Status Bulletin, № 20, 1971, № 23—34, 1972) позволяют сделать первые выводы о вулканизме Марса (Weaver, 1971, 1973): 1. Наряду с небольшими вулканическими постройками типа земных, располагающихся отдельно, и целочками, на Марсе установлены гигантские вулканы, такие как Никс Олимпик диаметром около 500 км, кратером порядка 65 км и высотой более 20 км (Status Bulletin, № 20, 1972). На снимках четко видны отходящие мощные и широкие лавовые потоки, свойственные жидким лавам. Кратер многоступенчатый, свидетельствующий о многократных извержениях. 2. В отдельных местах рельеф расчленен с превышениями до 1—2 км, но встречаются узкие трюги протяженностью до 120 км и глубиной 6 км (Weaver, 1973; Mariner Mars, bull. № 3, 1972). Не исключена возможность, что трюги представляют собой вулканические рифты. 3. На фотографиях видны хорошо разработанные речные долины, образование которых возможно только мощными потоками.

На Марсе, также как и на Луне, отсутствуют островные дуги и океаны и прекращена активная вулканическая деятельность. Возможно на Марсе, так же как на Земле, в результате эволюции тектономагматических процессов кора планеты, проходя эволюцию океан — геосинклинальные пояса — платформы постепенно полностью консолидировалась и приобрела консистенцию платформы. Видимо в этой заключительной стадии жизни планеты проявляется особый тип вулканизма, формирующий гигантские, весьма рассредоточенные вулканы. Это можно объяснить тенденцией увеличения интенсивности вулканических процессов и увеличением силы взрывов и количества вулканических продуктов в каждом последующем этапе. Отмеченное подтверждается приведенными выше примерами эволюции земного вулканизма, в которых океанский и геосинклинальные типы вулканизма, развивающиеся на мало-мощной земной коре, характеризуются преимущественно спокойными излияниями лавы. В орогенный этап вулканизма, в зависимости от увеличения мощности земной коры, сила извержений постепенно нарастает и в зрелых островных дугах дает катастрофические извержения с игнимбритовыми пирокластическими потоками. Направленные взрывы ведут к обезглавливанию вулканов, образованию кальдер и кальцевых вулкано-тектонических структур. Платформенный вулканизм по сравнению с предшествовавшим ему посторогенным, проявившимся на консолидированной земной коре, порождает колоссальные массы вулканических продуктов, формирующих обширные лавовые поля мощностью 3—4 км. Видимо акселерацию вулканизма можно объяснить увеличивающейся мощностью земной коры с каждым этапом вулканизма, что должно повлечь углубление магматических очагов.

Выводы

Изложенные выше краткие сведения о вулканизме Земли, Луны и Марса позволяют сделать предварительные выводы о планетарной эволюции вулканизма, причем вследствие слабой изученности вулканизма планет и некоторых типов вулканизма Земли отдельные выводы носят предварительный характер.

Вулканизм, видимо, как и все явления в природе, имеет начало, развитие и конец. Расплавленное состояние поверхности Солнца и множества звезд позволяет допустить, что Земля и другие спутники Солнца переживали этап расплавления. Следовательно, локализация вулканизма стала возможной только с периода образования земной коры. Надо полагать, что процесс образования коры шел путем постепенного увеличения ее мощности в результате массовых излияний лав, вероятно, в начале из близповерхностных очагов. Венера с ее высокими температурами поверхности, где установлены кратеры диаметром от 33 до 160 км, при углублениях до 1 км, возможно, переживает один из первых этапов вулканической деятельности и формирования первичной коры. Эволюция вулканизма была показана на примере Земли, где маломощная океаническая кора постепенно переходит в мощную континентальную с прекращением вулканической деятельности в этих областях. Заключительным этапом вулканической деятельности следует считать образование гигантских вулканов, подобно Никс Олимпику на Марсе и гигантским кратерам Луны в океанический период А. В. Хабакова (1960). Надо полагать, что гигантские вулканы могут образоваться в условиях, когда мощность коры настолько велика, что только наиболее мощные магматические очаги могут совершить прорыв магмы к поверхности и следовательно сформировать крупный вулкан.

Видимо в конечном итоге может настать такой момент, когда даже крупные магматические очаги не смогут прорвать мощную кору планеты и разрядить скопившуюся энергию. В этом случае, вследствие вулканической акселерации, следует предположить, что магматические очаги будут, увеличиваясь, расширяться, соединяться с соседними, концентрируя в пределах верхней мантии энергию. Разрядка энергии может привести к катастрофическому взрыву в планетарном масштабе, с образованием планетарных взрывных мегакольцевых структур типа лунных морей с диаметрами в несколько сот километров*. Следует отметить, что разрядка вулканической энергии посредством взрывов-атрибутов вулканического процесса. С увеличением мощности планетарной коры, как показано было выше, сила взрыва и объемы выброшенного материала возрастают, образуя мегакольцевые планетарные структуры и пределы взрывов трудно предусмотреть.

Можно высказать предположение, что сила заключенной энергии под коровым панцирем, представляющим собой тонкую кожуру планеты, может быть настолько огромной, что вызовет грандиозные взрывы, с полным разрушением планетарной коры или даже распадом планеты. Не исключена возможность, что кольцо Сатурна представляет собой обломочный материал взорванной части коры планеты, а кольцо астероидов между Марсом и Юпитером полный распад планеты. Образование обломочного материала во вселенной естественнее предположить за счет планетарных катастрофических взрывов, чем в результате столкновения небесных тел, что также противоестественно как произвольное столкновение элементов атома.

Земля еще не имеет сплошной консолидированной земной коры и разрядка энергии происходит через множество открытых каналов, выходящих на поверхность и, видимо, ей пока не угрожают планетарные катастрофические взрывы.

ЛИТЕРАТУРА

АВДЕЙКО Г. П. Палеотектонические условия формирования вулканогенно-кремнистых формаций.— В кн. «Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки». Изд-во «Наука», Новосибирск, 1974.

* Первичный диаметр моря Дождей был 1100 км (Копал, 1963).

- БЕЛОУСОВ В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. — М., изд-во «Наука», 1968.
- БИЛИБИН Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. — Госгеолтехиздат, 1955.
- БОЛДУИН Р. Что мы знаем о Луне? Изд-во «Мир», М., 1967.
- БУБНОВ С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во Моск. Ун-та, М., 1960.
- ВИНОГРАДОВ А. П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией «Луна-16». В кн. «Современные представления о Луне», Издательство «Наука», М., 1972.
- ГАРЕЦКИЙ Р. Г., ЯНШИН А. Л. О распределении глубоководных осадков в разрезах складчатых областей. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1970.
- ГОРШКОВ Г. С., МЕЛЕКЕСЦЕВ И. В., ШТЕЙНБЕРГ Г. С., ЭРЛИХ Э. Н. О строении кратера Циолковского. — Изв. АН СССР, сер. геологическая, № 2, 1970.
- КОЗЫРЕВ Н. А. О существовании вулканической деятельности на Луне — В кн. «Проблемы вулканизма». Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1959.
- КОПАЛ З. Луна. — Изд-во ИЛ, М., 1963.
- КРАСНЫЙ Л. И. Проблемы тектонической систематики. — Изд-во «Недра», М., 1972.
- МАЛЕЕВ Е. Ф. Фации кислого вулканизма на разных этапах развития островных дуг. — В кн.: «Кислый вулканизм», изд-во «Наука», Новосибирск, 1973.
- МАЛЕЕВ Е. Ф. Эволюция типов вулканизма в зависимости от мощности и типа земной коры. — В кн. «Эволюция вулканизма», Владивосток, 1973.
- МАРКОВ А. В. Описание лунной поверхности. — В кн. «Луна», изд-во физ.-мат. лит., М., 1960.
- МАСАЙТИС В. Л. Магматические циклы Сибирской платформы. — В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». Изд-во «Наука», М., 1969.
- МЕЛЕКЕСЦЕВ И. В. Типы и возраст действующих вулканов Курило-Камчатской области. — Бюллетень № 49 камчатских вулканологических станций, Новосибирск, 1973.
- МЕНАРД Г. У. Геология дна Тихого океана. — М., изд-во «Мир», 1966.
- ПАВЛОВ А. П. Вулканы, землетрясения, моря, реки. — Избранное сочинение А. П. Павлова I. Изд-во МОИП, вып. 8, 1948.
- ПЕПВЕ А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Теотектоника № 4, 1969.
- Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. Изд-во «Мир», 1971.
- УДИНЦЕВ Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. — Изд-во «Наука», М., 1972.
- ФЛОРЕНСКИЙ К. П., БАЗИЛЕВСКИЙ А. Т., ГУРШТЕЙН А. А., ЗИЗИН Р. П., ПРОНИН А. А., ПОЛОСУХИН В. П., ПОПОВА З. В., ТАБОРКО И. М. К проблеме строения лунных морей. В кн. Современные представления о Луне. Изд-во «Наука», М., 1972.
- ХАБАКОВ А. В. Характерные особенности Луны. — В кн. «Луна». Изд-во физ.-мат. лит., М., 1960.
- ХАИН В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», М., 1973.
- ХАРКЕВИЧ Д. С., МОСКАЛЕВА В. Н. Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ. — В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». Изд-во «Наука», М., 1969.
- ХОДАК Ю. А. Структура Марса по новым данным в сопоставлении с Луной. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1973.
- ШТЕЙНБЕРГ Г. С. Сравнительная морфология кратеров и цирков Луны и некоторых вулканических образований Камчатки. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1965.
- ШТИЛЛЕ Г. Избранные труды. — Изд-во «Мир», 1964.
- BULLETIN No. 20. Mariner Mars Status Bulletin, 1971.
- BULLETIN No. 23—34. Mariner Mars Status Bulletin.
- BYRNEY A. R. Oceanic Vulcanism. A Review of Geophysics and Space Physics Vol. 9. No. 3, 1971.
- FIELDER G. Lunar Geology. Lauerworth Press, London, 1965.
- WEAVER K. F. Journey to Mars. National Geographic, Febr., 1973.
- WEAVER K. F. Voyage to the Planets. National Geographic, Aug. 1970.

ПРОБЛЕМА РИТМИЧНОСТИ И СИНХРОННОСТИ ВУЛКАНИЗМА В КАИНОЗОЕ

1. Постановка задачи

Тема работы — рассмотрение проблемы закономерностей проявления вулканизма в геологическом времени. Проблема эта исключительно обширна и решение ее имеет ключевое значение для любых геодинамических построений. Скорость протекания глубинных процессов непрерывный или пульсационный характер их проявления, степень их инерционности, время, за которое результаты их начинают проявляться на поверхности, синхронность в региональном или планетарном масштабе — все эти и многие другие проблемы опираются на оценки геологического времени. В настоящей работе мы пытаемся рассмотреть подходы к решению двух аспектов проблемы — анализу длительности фаз вулканизма, связанной с вопросом о непрерывном или пульсационном характером процесса, и степени синхронности проявления вулканизма на больших территориях.

В течение долгого времени представление о синхронности крупнейших фаз тектогенеза и магматизма, воплотившееся в каноне фаз г. Штилле, было одной из фундаментальнейших основ геологии. Развитие этих идей связано с работами Дж. Умбгрова (Umbgrove, 1939), А. Холмса (Holmes, 1926, 1937), А. Грабау (Grabau, 1936, 1940), В. Бухера (Bucher, 1933) и многих других. Однако, при проведении массового геологического картирования больших территорий основные данные, использованные для ее обоснования, оказались непригодными. Дело, во-первых, в том, что базой синхронизации процессов являлись данные био-стратиграфии, увязка которых в межрегиональных (и даже региональных) схемах до настоящего времени вызывает ожесточенные споры. Во-вторых, речь обычно шла о синхронизации фаз складчатости. Складчатость же, как теперь достаточно достоверно известно, является производной от блоковых (вертикальных и горизонтальных) движений, проявление ее растянуто во времени и поэтому она не может служить надежным репером для всякого рода построений. Проверка может быть проведена лишь на основании абсолютного датирования эндогенных процессов, среди проявлений которых одно из основных мест занимает вулканизм. Интересно отметить, что анализ событий разного типа и генезиса в пределах растянутой шкалы геологического времени для четвертичного периода все чаще приводит исследователей к выводу о синхронности и взаимосвязи таких явлений как тектогенез, вулканизм, оледенение и т. д. и обусловленности их планетарными причинами (см., например, Цейнер, 1963; Максимов, 1968а, б и др.). Многочисленные исследователи, изучавшие вулканизм отдельных районов, приходят к единодушному мнению о пульсационном характере проявления этого процесса в пределах относительно ограниченных территорий. Однако остается неясным непрерывен ли вулканизм в пределах крупнейших

структур Земли, есть ли какие-либо закономерности в длительности отдельных его импульсов в ограниченных по площади районах и настолько синхронно протекает этот процесс как в масштабе отдельных крупных структур, так и планеты в целом.

Авторами ранее была предпринята попытка корреляции основных фаз вулканизма и тектонических перестроек четвертичного времени на территории Западной части Тихоокеанского кольца (Эрлих, Мелесцев, 1973). Основным выводом этой работы сводился к тому, что проявления вулканизма имеют характер коротких пульсаций, синхронных по крайней мере в масштабах Тихоокеанского кольца, а возможно и в планетарном масштабе. Проявление импульсов интенсивного вулканизма в четвертичное время на рассматриваемой территории четко совпадают с эпохами крупных тектонических перестроек. Качественная корреляция по геологическим данным была в дальнейшем проверена на основе

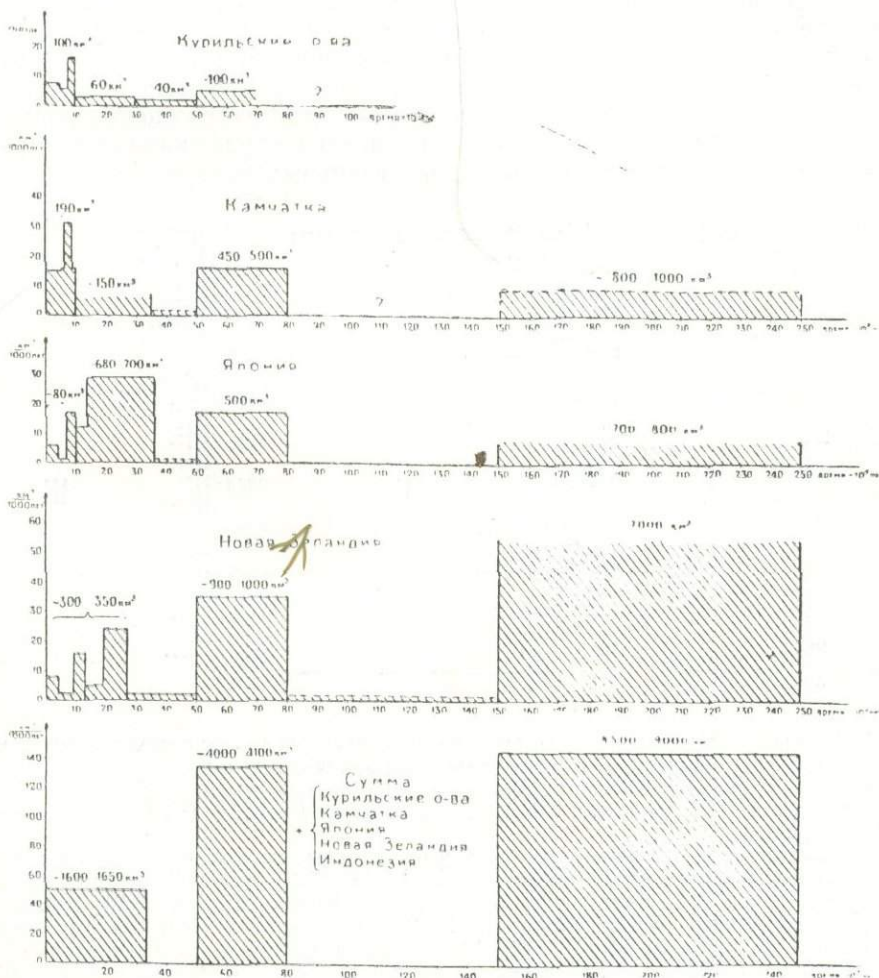


Рис. 1. Диаграмма «время — объем» четвертичных кислых вулканических пород в различных районах Западной Пацифики.

сравнения объемов кислых вулканических пород, извергнутых в различные отрезки четвертичного времени в пределах главных районов западной части Тихоокеанского кольца (Erlich, Melekestsev, 1973 — рис. 1).

В данной статье приводится проверка этих положений в двух направлениях. С одной стороны, используется шкала четвертичного вре-

мени, когда измерение времени идет в сотнях и тысячах лет. С другой, предпринята попытка анализа в шкале, где единицей измерения является миллион лет. Основой для работы послужили данные об абсолютном возрасте вулканических пород, полученные при помощи К—Аг трекового и C^{14} методов.

2. Верхнеплиоцен-четвертичное время — проверка в шкале сотен и тысяч лет

Материалом анализа явились данные об абсолютном возрасте вулканических пород, определенном при помощи радиоуглеродного метода, и сведения о крупнейших исторических извержениях — для интервала 0—5 тыс. лет; радиоуглеродного и трекового методов — для интервала 5—45 тыс. лет; калий-аргонового и трекового методов — для интервала 0,03—3,0 млн. лет. Эти данные были сведены в диаграммы «геологическое время — количество анализов» (рис. 2—6). Для интервалов 0—5 и 5—45 тыс. лет учтены крупнейшие датированные извержения вулканических пород. В силу технических трудностей (невозможность построения компактных графиков и отсутствие в ряде работ оценок погрешностей при определении абсолютного возраста) на графиках все датировки нанесены без соответствующих доверительных интервалов.

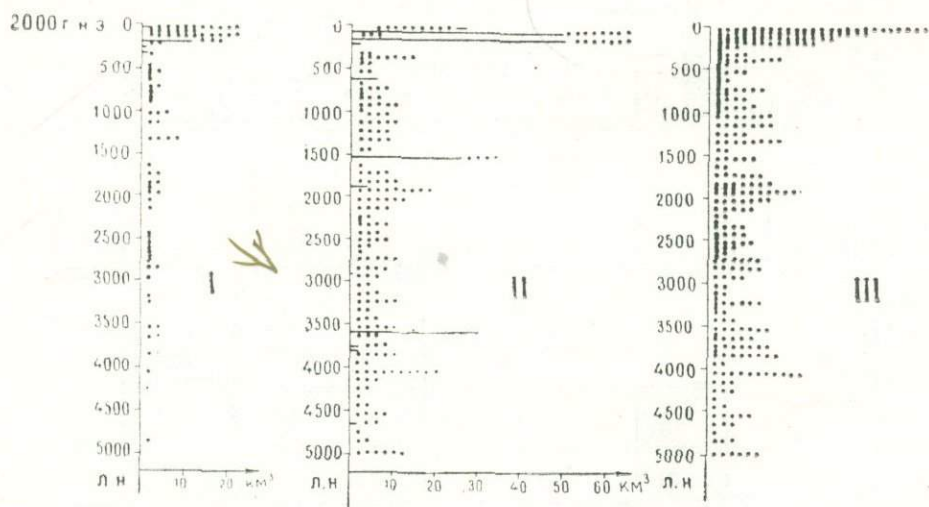


Рис. 2. Диаграмма распределения во времени датированных вулканических пород в интервале 0—5 тыс. лет назад (земной шар в целом).

I — базальты и андезито-базальты, II — средние и кислые породы, III — сумма всех пород. На рис. 2—4 сплошными линиями показаны крупнейшие ($V > 1 \text{ км}^3$) датированные извержения.

При составлении диаграмм рис. 2—4 использованы радиоуглеродные датировки, приведенные в журнале «Radiocarbon» (т. т. 1—13, 1959—1971). Дополнительно использованы работы Дж. Келлера (Keller, 1970), г. Киеффа (Kieffer, 1970), Дж. Келлера и Д. Нинковича (Keller, Ninkovich, 1972) — по Италии и Средиземному морю; Р. Брюссе и др. (Brousse et al., 1969, 1972) — по Франции; Д. К. Гранделла и др. (Grandell et al., 1962), С. Вониса и др. (Bonis et al., 1966), Дж. Смита (Smith, 1968), Принса (Prinz, 1970), Н. Хайна и др. (Hyne et al., 1972) — по Сев. и Юж. Америке; Р. Ваагстейна и Ж. Йохансена (Waagstein, Jóhansen, 1968), С. Портера (Porter, 1971), Дж. Уолкера и др. (Walker et al., 1971), Р. Бивиса (Bipps, 1972) — по Исландии и островам Тихого и Атлантического океана; Ш. Арамаки (Aramaki, 1963), К. Кобаяши (Kobayashi, 1965), Ш. Арамаки и т. Уи (Aramaki, Ui, 1966), М. Накамуры (Nakatmura, 1967), Т. Ишикава и др. (Ishikawa et al., 1969), Х. Хаятсу, Hayatsu, 1972), Х. Икеда и Ш. Ишира (Ikega, Ishira, 1972), Я. Кацуи и др. (Katsui et al., 1972), И. Мадзуава и т. Косака (Matsuzawa, Kosaka, 1972), Х. Накагава и др. (Nakagawa et al., 1972), Т. Накамура (Nakatmura, 1973), Я. Кацуи и Т. Накамуры (1973 — по Японии; Т. Грант-Тейлора и Т. Рафтера (Grant-Taylor, Rafter, 1971) — по Нов. Зеландии.

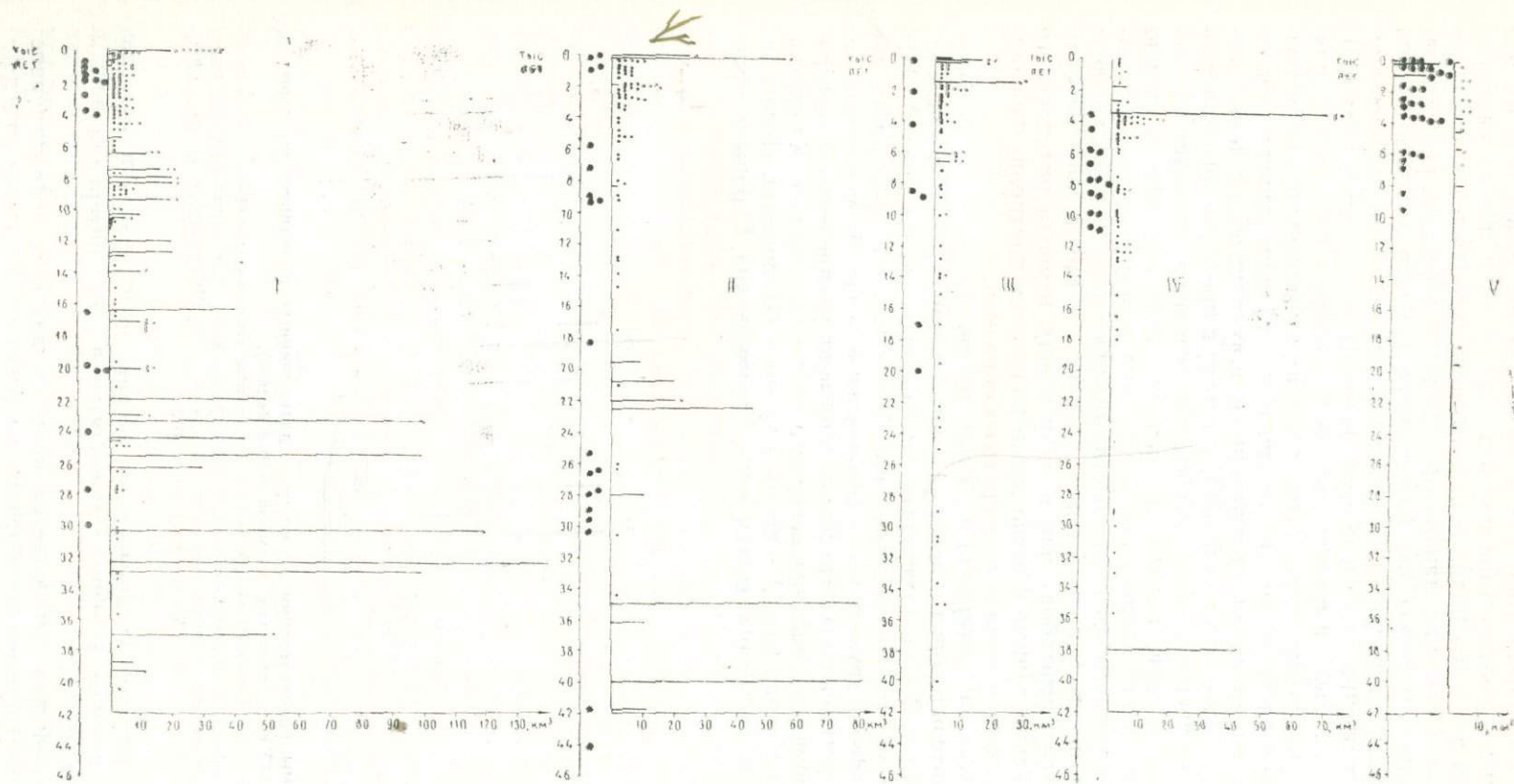


Рис. 3. Диаграмма распределения во времени датированных вулканических пород в интервале 5—45 тыс. лет назад (по крупным регионам). I—северо-западная часть Тихоокеанского кольца (Камчатка, Курилы, Япония), II—юго-западная часть Тихоокеанского кольца (Нов. Зеландия, Нов. Гвинея, Индонезия, Австралия), III—восточная часть Тихоокеанского кольца (Северная, Центральная и Южная Америка), IV—Европа, Африка, V—Исландия, о-ва Атлантического океана. На рис. 3 и 4 крупные кружки—базальты, мелкие—породы среднего и кислого состава. (Сюда же входят породы, состав которых неизвестен).

Подобный подход может служить лишь первым приближением к решению поставленных задач. Здесь неизбежно допущение о более или менее правильном соответствии пиков диаграмм (т. е. тех их участков, где количество анализов максимально) и эпох наибольшей интенсивности вулканизма. Поскольку данные об объемах и площадях распространения вулканических пород для большинства районов отсутствуют или очень отрывочны, выделенные пики каждый раз контролировались конкретными качественными описаниями развития вулканизма соответствующего района. Было выявлено, что общее соответствие между максимумами на диаграммах и реальными эпохами интенсивного вулканизма наблюдается очень четко, но абсолютная величина максимумов не всегда прямо пропорциональна интенсивности вулканической деятельности. Оказалось также, что в отдельных случаях в пределах того или иного растянутого максимума фаза наиболее интенсивного вулканизма связана не с его серединой, а смещена к началу или концу. Очень важно учитывать при анализе положение устойчивых минимумов на диаграммах (т. е. тех их участков, где количество анализов наименьшее), которые соответствуют полному прекращению вулканизма (возможно, резкому сокращению его масштабов) или началу нового периода интенсивного вулканизма. Такие данные обычно легко поддаются контролю описаниями геологической позиции анализируемых образцов.

На графиках для интервала 0—5 тыс. лет сведены данные об извержениях базальтовых пород (рис. 2—I), кислых пород и пород неизвестного состава (рис. 2—II) и всех датированных извержений (рис. 2—III) земного шара за этот отрезок времени. Для интервала 5—45 тыс. лет построены графики двух типов — региональные (рис. 3) и глобальный (рис. 4). На региональных графиках показано распределение датированных образцов для районов северного (Япония, Курилы, Камчатка, Алеуты, Аляска, запад Сев. Америки) и южного (Индонезия, Новая Зеландия, Гвинея, Австралия) обрамления Тихого океана, Европы и Афри-

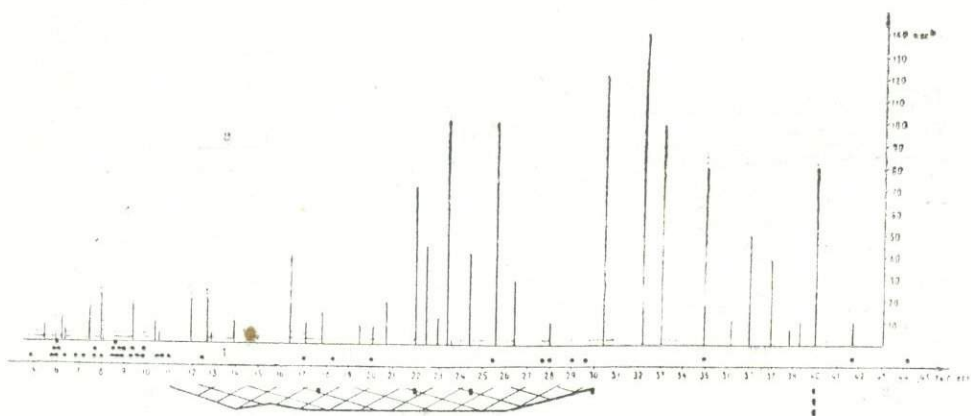


Рис. 4. Диаграммы распределения во времени датированных вулканических пород в интервале 5—45 тыс. лет назад (земной шар в целом).

Черными прямоугольниками показаны датированные горизонты тefры в колонках донных морских осадков, штриховкой обозначено временное отложение обогащенных пирокластикой горизонтов донных морских осадков (по Романкевич и др., 1966, Keller, Ninkovich, 1972).

ки, Исландии, островов Атлантического океана и Южной и Латинской Америки. Аналогичные графики приводятся и для интервала 0,33—3,3 млн. лет (рис. 5—6).

На всех графиках наблюдается ярко выраженное неравномерное распределение датированных образцов во времени. Учитывая эти данные, а также опираясь на качественные описания типа и интенсивности

вулканизма в пределах рассмотренных районов, можно сделать вывод об отчетливом пульсационном характере вулканической активности как в отдельных районах, так и в масштабах всего земного шара. Периоды повышенной вулканической активности наблюдались в интервалах 0,14—0,20, 0,24—0,34, 0,40—0,47, 0,80—1,00, 1,1—1,2, 1,35—1,50, 1,58—1,61, 1,70—1,74, 1,80—1,81, 1,98—2,00 млн. лет назад. Пики базальтового вулканизма были 0,06, 0,15, 0,40—0,45, 0,82—0,85, 1,4, 1,6, 1,8, 1,95—2,00 млн. лет назад, кислого — 0,08, 0,13—0,14, 0,24—0,26, 0,30—0,32, 0,40—0,45, 0,60—0,70—0,75, 0,82—0,87, 1,15—1,20, 1,40—1,50, 1,80, 2,70—2,80 млн. лет назад. Базальтовый вулканизм верхнего плиоцена — четвертичного периода (последние 3,3 млн. лет) приурочен к двум крупным этапам длительностью 1,5—1,6 млн. лет, граница между которыми проходит около 1,65 млн. лет назад. Перерыв между концом древнего и началом молодого этапа составляли для района северного обрамления Тихого океана 0,16 млн. лет (1,61—1,77 млн. лет назад), южного обрамления Тихого океана и Европы 0,4 млн. лет (1,6—2,0 млн. лет назад), Африки 0,2 млн. лет (1,6—1,8 млн. лет назад), океанических островов 0,39 млн. лет (1,45—1,84 млн. лет назад). В свою очередь, для кислого вулканизма отмечаются этапы длительностью 0,6—0,7 млн. лет. Минимумы кислого вулканизма наблюдались 0,65, 1,27, 1,96 и 2,60 млн. лет назад.

Материалы, относящиеся ко второй половине четвертичного периода (последние 0,4—0,5 млн. лет), позволяют предполагать не только пульсационный характер вулканической деятельности, но и наличие в ней правильных ритмов разного порядка. Рассмотрение изменений интенсивности вулканической деятельности в течение Q_4^2 позволяет выделить ритмы длительностью 200—250 лет, 500—600 лет и 1800—2000 лет.

Особенно хорошо это видно на примере кислого вулканизма. В частности, в голоцене крупные пики эксплозивного вулканизма были 1800—2000, 3500—4000, 6000—6500 и 8000 лет назад. Весьма значительный (для голоцена) пик эксплозивного вулканизма наблюдается в современную эпоху. В течение XIX—XX веков отмечается по крайней мере 12 гигантских извержений, сопровождавшихся крупными выбросами ювенильного пирокластического материала: Тарумаи 1800 г., Тамбора — 1815 г., Косегвина — 1835 г., Шивелуч — 1854, 1964 гг. Кракатау — 1883 г., Мон-Пеле — 1902 г., Санта Мария — 1902—1922 гг., Ксудач — 1907 г., Катмаи — 1912 г., Безымянный — 1956 г., Агунг — 1963 г. Столь большая активность современной эпохи объясняется, по видимому, интерференцией в настоящее время ритмов, по крайней мере, трех разных порядков: 200—250-, 500—600- и 1800—2000-летнего. Аналогичная картина характерна и для базальтового вулканизма, только его пики происходили несколько раньше соответствующих пиков кислого вулканизма.

Интересно, что к сходным выводам пришли и другие исследователи, занимавшиеся в той или иной форме изучением периодичности интенсивности вулканической активности. Так, Е. В. Максимов (1968а, б) выделяет 600- и 1850-летний ритмы сейсмо-вулканической активности, Дж. Шофилд (Schofield, 1970) периоды колебаний уровня моря, равный 525—550 лет, связывает с соответствующим периодом колебания вулканической деятельности.

На протяжении голоцена — позднего плейстоцена (последние 45 тыс. лет) хорошо выделяются ритмы длительностью 15—16 тыс. лет. Более древний из них начался 42—43 тыс. лет и закончился ~27 тыс. лет назад, второй, соответственно, ~27 и ~11,5 тыс. лет назад. В сумме оба эти ритма образуют ритм еще более высокого порядка, длительность которого составляет 30—32 тыс. лет, который является повсеместно последним крупным этапом плейстоценового кислого вулканизма. Вполне

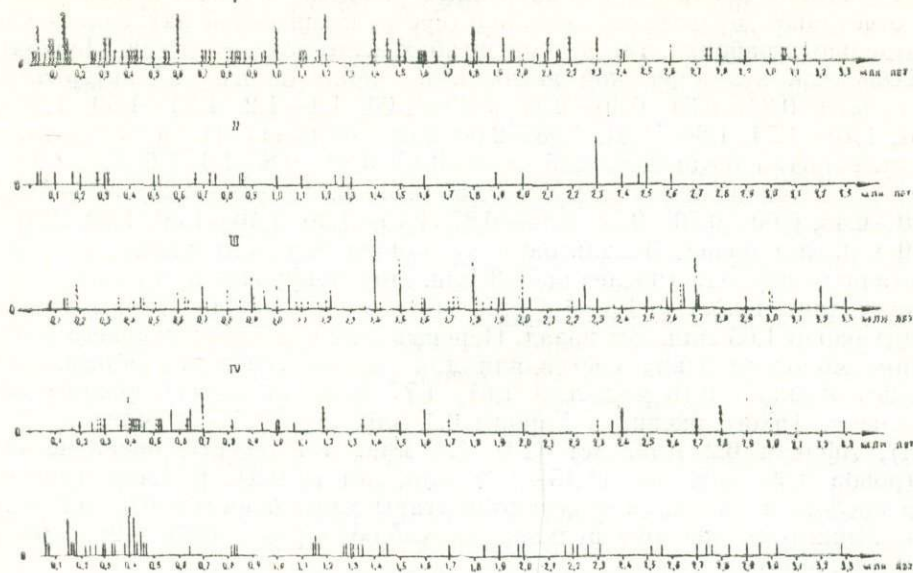


Рис. 5. Диаграммы распределения во времени датированных вулканических пород в интервале 0,03—3,3 млн. лет назад (по крупным регионам).

I — Северная Америка, Алеуты, Камчатка, Япония; II — Новая Зеландия, Новая Гвинея, Австралия, Антарктида; III — Африка; IV — Средиземноморье, Кавказ, Афганистан; V — острова Тихого, Атлантического и Индийского океанов. На рис. 5 и 6 сплошные линии — базальты, пунктир — породы неизвестного состава, линия с точками — средние и кислые породы.

При составлении диаграмм рис. 5 и 6 использованы работы П. Бирикленда (Birekland, 1963), Р. Шарпа (Sharp, 1968), Дж. Хейса и Д. Нинковича (Haas, Ninkovich, 1970), А. Кокса и др. (Cox et al., 1966), Дж. Далримпла (Dalrymple, 1963), Р. Христиансена и др. (Christiansen et al., 1972), Дж. Кеннета и др. (Kennet et al., 1972) — Северная Америка; И. Канеока, М. Оджима (Канеока, Ozima, 1970), Х. Ябуки и др. (1970), Н. Икебе и др. (Ikebe et al., 1972), С. Нишимура, Ш. Ишида (Nishimura, Ishida, 1972) — Япония; Л. В. Фирсова (1964) — Курилы; Д. Нинковича (Ninkovich, 1968), Х. Вятта, А. Уэбба (Wyatt, Webb, 1970), Дж. Стиппа, Б. Томпсона (Stipp Thompson, 1971), Азиза-ар-Рахмана, И. Мак Дугалла (Aziz-ur-Rahman, McDougall, 1972), Дж. Халстона, У. Мак Кейба (Hulston, McCabe, 1972), У. Ле Мазорье (GeMasurieg, 1972), Р. Вильямса и др. (P. Williams et al., 1972) — Новая Зеландия, Австралия, Антарктида; Н. А. Логачева и др. (Logatchev et al., 1972), Г. П. Багдасаряна и др. (1973), Ф. Брауна и др. (Brown et al., 1971), А. Эванса и др. (Evans et al., 1971), Дж. Фейрхиды и др. (Fairhead et al., 1972) — Африка; М. М. Рубинштейна и др. (1972) — Кавказ; Х. Беллона и др. (Bellon et al., 1972), П. И. Жийо и др. (Gillot et al., 1972), Ж.-П. Карбоннеля и др. (Carbonnel et al., 1973) — Франция; П. Гаспарини и др. (Gasparini et al., 1969), Г. Беллиомини и др. (Belliomini et al., 1970), Л. Чиветта и др. (Civetta et al., 1970), С. Борси и др. (Borsi et al., 1972), А. Диссидентти и др. (Discendenti et al., 1970) — Средиземноморье; И. Мак Дугалла и Д. Свенсона (McDougall, 1964, 1971, McDougall, Swanson, 1972), У. Кордани (Cordani, 1970), А. Аббель-Монема и др. (Abbel-Monem et al., 1972), П. Эвертса и др. (Evarts et al., 1972), В. Оверсби (Oversby, 1972) — по океаническим островам.

I — Сев. Америка, Алеуты, Камчатка, Курилы, Япония; II — Нов. Зеландия, Нов. Гвинея, Австралия, Антарктида; III — Африка; IV — Европа, Кавказ, Афганистан; V — Океанические острова.

вероятно, что, в свою очередь, 15—16-тысячелетний ритм состоит из двух менее крупных длительностью 7—8 тыс. лет, поскольку четкие минимумы вулканической деятельности отмечаются 27, 18,7, 11,5 и 4,7 тыс. лет назад, т. е. в среднем примерно через 7400 лет.

Рассмотрение изменений интенсивности кислого вулканизма на протяжении второй половины четвертичного периода позволяет выделить еще более крупные ритмы длительностью 50—60, 110—120 и 170—180 (?) тыс. лет. Так, в течение верхнего плейстоцена пики кислого вулканизма наблюдались 20—25, 70—80 и 130—140 тыс. лет назад, т. е. в

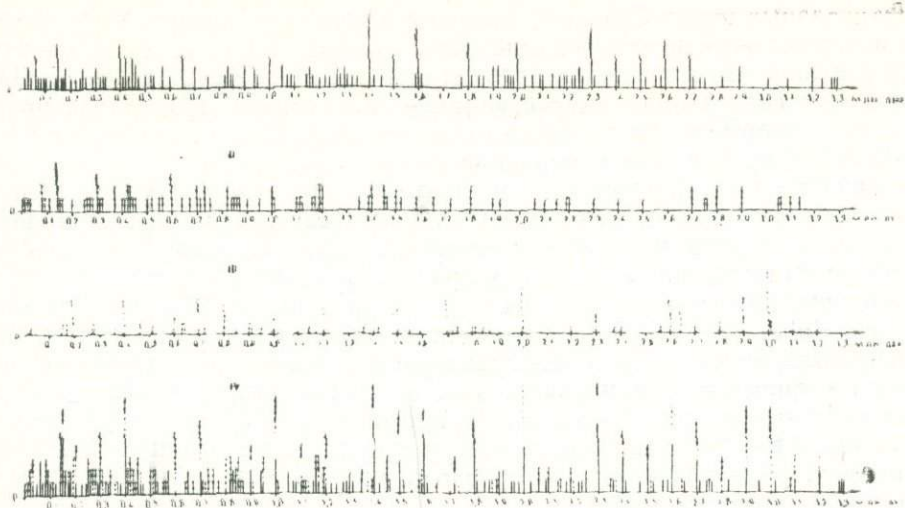


Рис. 6. Диаграмма распределений датированных вулканических пород в интервале 0,03—3,3 млн. лет назад (земной шар в целом).

среднем примерно через 55 тыс. лет. Начало верхнеплейстоценового этапа кислого вулканизма отстоит от начала среднеплейстоценового этапа на 170—180 тыс. лет.

Для базальтового вулканизма наиболее характерным являются ритмы длительностью 90—100 и 200 тыс. лет. Интересно, что длительность первого из названных ритмов практически совпадает с периодом колебания эксцентриситета орбиты Земли (~ 92 тыс. лет). В частности, на Гавайских островах средний возраст серий вулканических пород равен 0,060, 0,150, 0,245, 0,320 и 0,423 млн. лет, а интервалы между ними, соответственно, равны 0,092, 0,093, 0,075 и 0,103 млн. лет, т. е. в среднем ~ 91 тыс. лет.

Поэтому вполне вероятно предположить, что максимумы базальтового вулканизма приходятся на периоды, когда расстояния от Земли до Солнца в перигелии наименьшие, а притяжение между ними и обусловленные этим деформации земной коры наибольшие, и, наоборот, минимумы базальтового вулканизма совпадают с периодами, когда в перигелии Земля и Солнце максимально удалены друг от друга.

Обращает внимание, что максимумы базальтового вулканизма в ритмах разного порядка обычно предшествуют максимумам кислого вулканизма. При этом продолжительность ритмов кислого вулканизма на 10—30% больше, чем соответствующих ритмов базальтового вулканизма.

3. Неоген — проверка в шкале миллионов лет

Основой для анализа материала в обычной шкале геологического времени, где единицей измерения сужит 1 млн. лет, является сводка данных по определениям абсолютного возраста калий-аргоновым и трекковым методам. Как и для более коротких отрезков времени эти данные сведены в диаграммы «геологическое время — количество анализов». Анализ базируется на принципах, изложенных в предыдущем пункте.

Такого рода подход к анализу импульсов вулканической активности во времени не нов. Известны, по крайней мере, две попытки, основанные на той же методике. Р. О. Радкевич (1969) проделал это для магматических и метаморфических пород Кавказа за 600 млн. лет. Выбранный интервал усреднения данных — 25 млн. лет. Дж. Джиллули (Gilluly, 1973) сделал аналогичную попытку анализа для кислых вулканических

и интрузивных пород Северной Америки с палеозоя поныне. Выбранный им интервал усреднения — 5 млн. лет. Выводы обоих авторов близки. Они считают, что в пределах рассматриваемых ими крупных провинций вулканизм (или в более общей форме — магматизм) проявлялся практически непрерывно, но масштабы его менялись. В этом смысле они говорят об импульсивном проявлении процесса, причем указывается на пространственную миграцию вулканизма. Вывод о непрерывности оказывается пригоден лишь для больших (как Кавказ) или очень больших (как вся Северная Америка) территорий. Для отдельных же районов очевиден импульсивный характер процессов. Р. О. Радкевич намечает продолжительность отдельных импульсов, равную 45—50 и 90—100 млн. лет, связывая ее с периодичностью эпох расширения и сжатия Земли. Дж. Джиллули указывает на характерный минимум на полученной им кривой в триасе и оговаривает возможность полного прекращения вулканизма в этот период. По М. М. Рубинштейну (1967), анализировавшему данные К—Аг датировок, начиная с каледонского цикла основные орогенные фазы разделены интервалами времени одного и того же порядка — 15—25 млн. лет.

Для анализа нами выбран интервал, охватывающий период от 0 до 40 млн. лет. Выбор интервала условен и конечная точка отсчета 40 млн. лет не связана с какими-либо важными геологическими рубежами. Это само по себе накладывает ограничения на анализ результатов, т. к. в таких условиях трудно полностью выявить закономерности проявления вулканизма во времени в течение крупной, геологически единой эпохи развития. Тем не менее интервал этот оказывается наиболее удобен на первой стадии анализа с чисто технической точки зрения — точность определений абсолютного возраста в рассматриваемом отрезке времени такова, что позволяет фиксировать даже самые малые по продолжительности эпохи интенсивного вулканизма или периоды его полного затухания. Точность анализов отмечена на исходных диаграммах горизонтальной чертой. Она колеблется в зависимости от качества работы разных лабораторий и возраста определенных пород в пределах от $\pm 0,2$ до $\pm 1-2$ млн. лет. Наиболее плохие в смысле их точности определения относятся к интрузивным и вулканическим породам Камчатки, где точность датировок, за исключением особо отмеченных на диаграмме анализов последних лет, составляет обычно ± 4 млн. лет. Естественно, что пользоваться этими данными для каких-либо построений следует с большой осторожностью. При обсуждении результатов следует также иметь в виду возможность систематической ошибки в определениях отдельных лабораторий. Смещения, связанные с такой ошибкой, могут достигать в рассматриваемом интервале времени 1—3 млн. лет.

Диаграммы строились с учетом, там, где материал это позволял, состава и типа пород. Были выделены следующие группы пород: а) базальты, б) кислые вулканические породы, в) гранитоиды, г) метаморфические породы. Немногочисленные (не более 5—10% всех определений датировки андезитов включены в группу кислых вулканических пород. Щелочность пород не учитывалась. Группы щелочных пород условно разделяются на диаграммах только с учетом их кислотности. Результаты сведены на рис. 7. Они учитывают основные районы т. н. Тихоокеанского кольца — запад США и Аляску, Камчатку и Курильские острова, Японию, Новую Зеландию, для которых количество анализов абсолютного возраста достаточно велико, чтобы его можно было использовать. Дополнительные данные по Центральной и Южной Америке позволяют датировать время заложения Трансмексиканского вулканического пояса (около 20 млн. лет — см. Moozer, Maldonado-Koerdell, 1971) и период наиболее интенсивного проявления кислого вулканизма, приведшего к формированию огромных толщ игнимбритов в Андах (древ-

нейшая датировка — 18,7 млн. лет, перерыв в вулканической активности в эпоху около 10 млн. лет, максимальная интенсивность вулканизма в интервале 9—4,25 млн. лет и наиболее поздние датировки — 2,5—2,9 млн. лет — см. Guest, 1969, (Gonzalez-Ferran, 1969). Диаграммы по Средиземноморскому поясу учитывают материалы по датировке вулканических пород Италии, Советской и Словацкой части Карпат, Армении, Центрального Кавказа и дополнительные данные по возрасту игнимбригов Афганистана, любезно представленные нам П. Бордэ — $2,8 \pm 0,3$ и $2,7 \pm 0,3$ млн. лет, качественные данные по датировке игнимбригов Турции (Keller, Villagi, препринт доклада, предоставленный нам авторами), данные об абсолютных датировках гранитоидов Центрального Памира, сведенные по нашей просьбе Э. А. Дмитриевым по работам сотрудников Института геологии Таджикской АН СССР. Диаграммы по вулканическим районам Африканских рифтовых зон основываются на определении возраста вулканических пород Кении, Танзании и Эфиопии. В работе учтены также немногочисленные определения абсолютного возраста вулканических пород дна океанов и океанических хребтов (Аументо и др., 1973; Abdel-Monem et al., 1972, Jackson et al., 1972).

Несмотря на неполный учет всех данных об абсолютном возрасте кайнозойских вулканических пород, проведенная сводка представляется достаточной для того, чтобы наметить ряд характерных черт проявления вулканизма во времени и определить основные из возникающих при этом проблем.

Из сравнения диаграмм отчетливо видно, что отдельные импульсы активной вулканической деятельности, фиксируемые пиками максимумов, чередуются с интервалами времени, характеризующимися полным или практически полным отсутствием вулканизма. Отмечается соответствие общей картины, полученной на диаграммах реальным данным об эволюции вулканизма отдельных районов. Чрезвычайно важным моментом является совпадение основных максимумов и минимумов диаграмм различных районов. Это свидетельствует о синхронности явлений ослабления и усиления активной вулканической деятельности как для отдельных крупных регионов (таких как Тихоокеанское кольцо), так и для Земли в целом.

Наиболее четко фиксируются повсеместно проявляющиеся интервалы практически полного отсутствия вулканической деятельности в промежутках 3—5 млн. лет, 9—11 млн. лет, 18—21 млн. лет. Есть основание предполагать такие же интервалы резкого ослабления (или полного прекращения) вулканической деятельности в период 28—29 и 22—23 млн. лет. Таким образом, намечаются периоды интенсивного вулканизма продолжительностью 2,5—3, 4—5 и 8—10 млн. лет, разделенные очень короткими периодами практически полного его прекращения. Важно подчеркнуть, что длительность периодов интенсивного вулканизма и сменяющих их интервалов практически полного его отсутствия заведомо превышает точность определений К—Аг метода для рассматриваемого периода времени. Говорить о «мнимых» периодах покоя или искусственном растягивании продолжительности импульса активности за счет методики анализа здесь не приходится.

Продолжительность жизни отдельных вулканических районов (в пределах крупных провинций) и фаз всегда соответствует одному из выделенных интервалов времени активных импульсов проявления вулканизма. Другое дело, какой из различных по продолжительности интервалов характерен для района. К примеру, время формирования молодой гранитоидной формации Большого Кавказа не превышает 4—5 млн. лет (см. рис. 10). В течение того же по длительности интервала времени формируются гранитоиды внешней зоны Юго-Западной Япо-

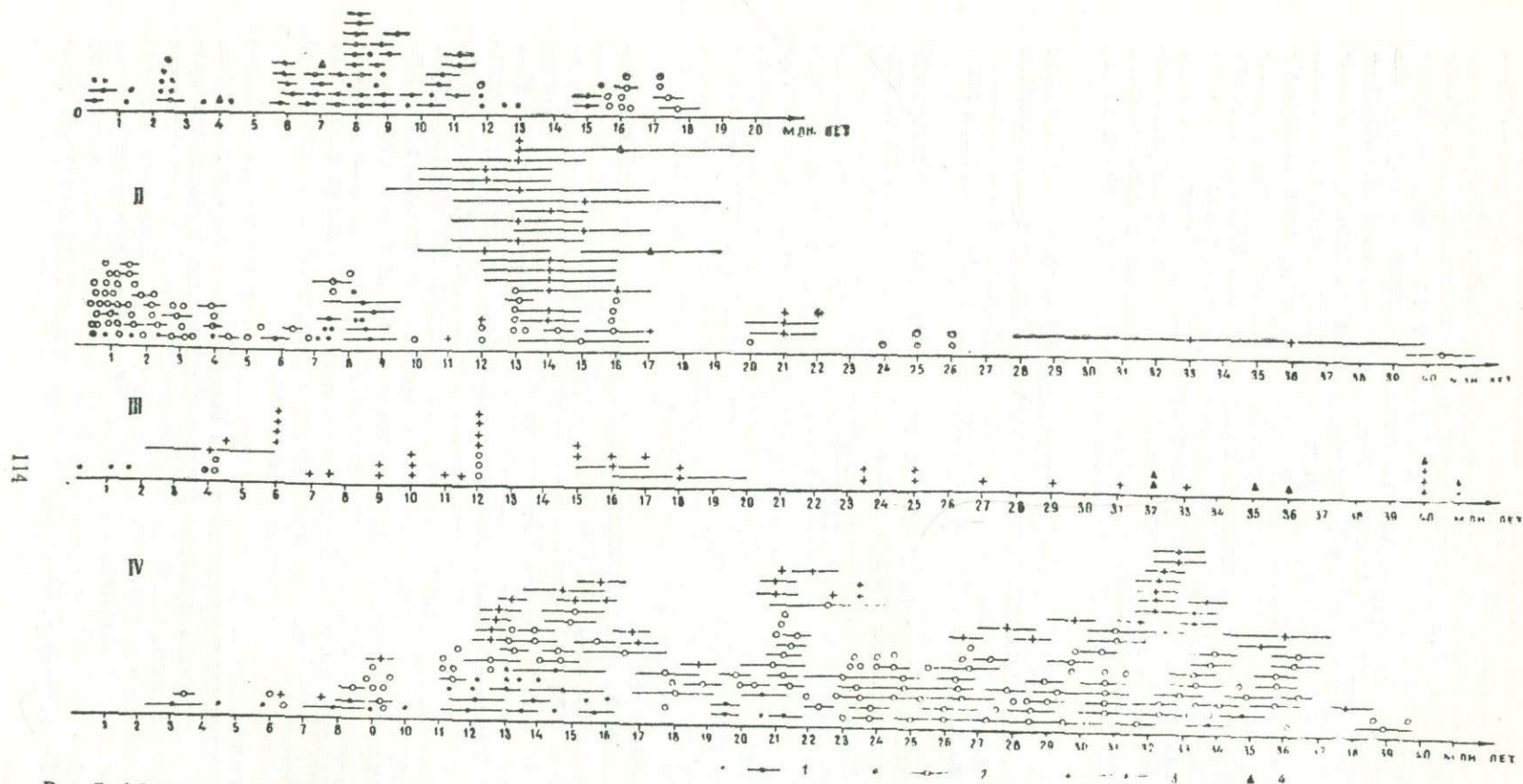


Рис. 7. Абсолютный возраст магматических пород Тихоокеанского кольца. I — Новая Зеландия (по данным Д. Вятта и А. Уэбба (Wyatt, Webb, 1970, Дж. Стиппа и Б. Томпсона (Stipp, Thompson, 1970, Дж. Халстона и Мак Кейба (Hulston, McCabe, 1972)). II — Япония (по сводкам И. Канеока и М. Оджима Канеока, Ozima, 1970) и Н. Икебе и др. (Ikebe et al., 1972); III — Курилы и Камчатка (по Л. В. Фирсову, 1964) и сворке данных геологов КТГУ с учетом новых определений абсолютного возраста кислых эффузивов (неопубликованные данные Э. Н. Эрлиха и А. Е. Шанцера); IV — Северная Америка (по сводке Р. Армстронга и Дж. Саппа (Armstrong, Suppe, 1973).
 1 — базальты, 2 — средние и кислые породы, 3 — кислые интрузии, 4 — метаморфические породы.

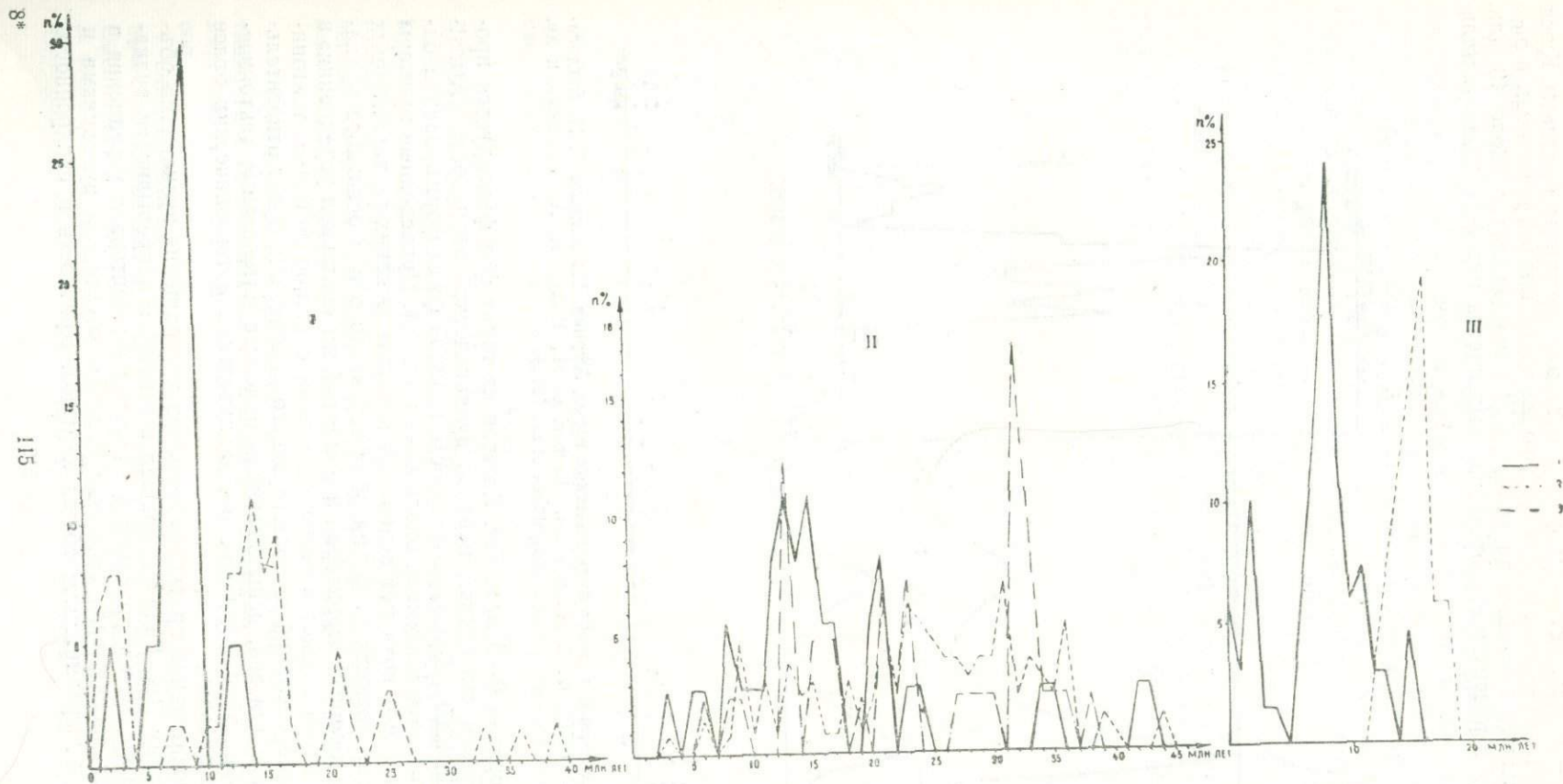


Рис. 8. Графики распределения данных об абсолютном возрасте вулканических пород Тихоокеанского кольца.
 I — Япония, II — Новая Зеландия, III — Северная Америка.
 1 — базальты, 2 — средние и кислые породы, 3 — интрузии.

нии (12—16 млн. лет — см. рис. 7 и 8) или щелочные базальты Кюсю (5—8 млн. лет — см. рис. 7 и 8). В то же время кислый вулканизм в районе Большого Бассейна на западе США продолжается около 40 млн. лет, хотя в развитии его отчетливо выделяется ряд фаз продолжитель-

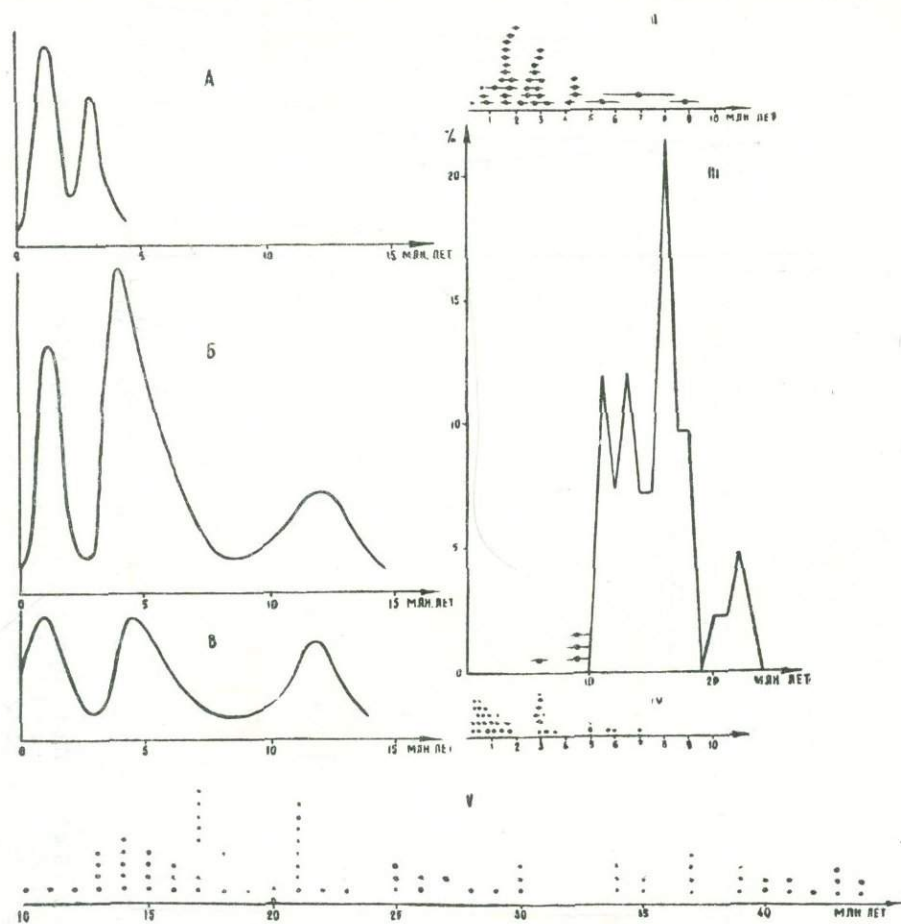


Рис. 9. Абсолютный возраст вулканических пород Африки. По данным Г. П. Багдасаряна и др. (1973), Ф. Барбери и др. (Barberi et al., 1972), Н. А. Логачева и др. (Logatchev et al., 1972).

ностью порядка 6—8 млн. лет. Каждая из таких фаз фиксируется пространственным смещением центров вулканической активности (Armstrong et al., 1969). Продолжительность главной фазы формирования базальтового плато Колумбия около 8—9 млн. лет. Приведенные примеры показывают, что пока нет оснований говорить о каких-то характерных цифрах длительности развития областей кислого или основного вулканизма для крупных территорий и принятый им «интервал усреднения» в конечном итоге окажется тесно связанной с напряженностью тектонических преобразований соответствующего района: она будет относительно короткой для зон, испытывающих наиболее интенсивные тектонические преобразования и более продолжительной в тектонических более спокойных районах.

Исключительная краткость периодов прекращения вулканизма объясняет почему Дж. Гиллули пришел к выводу о непрерывности вулканизма для крупных территорий и принятый им «интервал усреднения» в 5 млн. лет «скрадывал» короткие периоды отсутствия вулканизма и приводил к выразиванию общей картины. Краткость и синхронность

периодов прекращения вулканизма в масштабах планеты могут быть объяснены только действием планетарных причин. Невозможно представить себе синхронность исчерпания энергии вулканических очагов в масштабах планеты. Более того, зачастую после периода покоя вулканическая активность возобновляется в том же районе, что явно указывает на то, что прекращение вулканизма связано с действием внешних сил. По нашему мнению, такой силой может быть лишь общее сжатие Земли, сжатие повсеместное, которое может быть связано лишь с сокращением ее радиуса. Эти периоды противостоят времени активного вулканизма, когда сжатие в пределах отдельных районов компенсируется растяжением в смежных областях. Важно отметить, что единичные анализы, приходящиеся на эпохи затухания вулканизма (т. е. попадающие в области минимумов кривых), обычно характеризуют базальты. Это может быть связано с неравномерностью общего сжатия. Возможно, что дальнейший систематический анализ позволит выявить закономерности пространственного распределения таких «аномальных» районов.

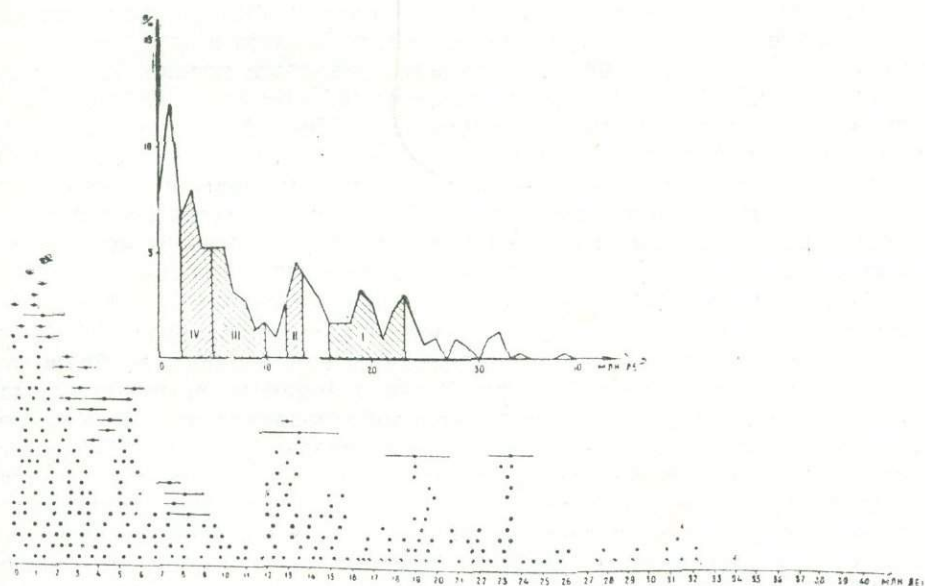


Рис. 10. Абсолютный возраст вулканических пород некоторых районов Средиземноморского пояса.

I — графики распределения вулканических пород Армении (по Г. П. Багдасаряну и др. 1971): А — для пород Траскавказского вулканического ареала (от базальтов до дацитов, $n=33$), Б — для вулканических пород среднего и основного состава, $n=83$, В — для кислых вулканических пород, $n=44$; II — вулканические породы Бол. Кавказа; III — вулканические породы Карпат (по Г. П. Багдасаряну и Л. Г. Данилович (1968), Г. П. Багдасаряну и др. (Копечну et al., 1969, Vass et al., 1971)); IV — вулканические породы Италии (по Р. Гаспарини, Л. Чиветта и др., см. рис. 5); V — гранитоиды Центрального Памира (по данным определений абсолютного возраста сотрудников Института геологии АН Таджикской ССР — сводка Э. А. Дмитриева).

Рассмотрение длительности периодов активной вулканической активности в сопоставлении с химизмом вулканических продуктов позволяет подойти к оценке важных сторон геодинамики глубинных процессов.

Общепризнано, что общий тип химизма той или иной серии вулканических пород характеризует общие условия зоны магмообразования. Оценка эта не связана с различными точками зрения на генезис пород. В этом смысле важно отметить, что общий характер серии вулканических пород, скажем, в островных дугах сохраняется на протяжении

30—40 млн. лет, в районе Большого Бассейна — около 40 млн. лет и т. д. Это свидетельствует о консервативности условий генерации магм, формирующих серию, т. е., с нашей точки зрения, — общем постоянстве условий в зоне магмообразования. Однако, время, необходимое для смены различных типов вулканизма, характеризующих крайние члены одной серии, оказывается очень небольшим: мощные импульсы кислого и основного вулканизма могут, как это показано, чередоваться всего через несколько десятков или сотен тысяч лет. Можно предположить, что смена кислого и основного вулканизма отражает резкие вариации теплового потока во времени. Вполне вероятно при этом, что подобные вариации связаны не с изменением мощности глубинного источника тепла, а с тектонической обстановкой в верхних горизонтах.

В случае общего сжатия региональный тепловой поток оказывается минимальным. В областях базальтового вулканизма, когда глубинное вещество быстро поступает по трещинам растяжения на поверхность, нет оснований говорить о резких вариациях регионального теплового потока. И лишь в эпохи преобладания кислого вулканизма, когда создаются условия для локализации магматических очагов в коре, можно говорить о резком увеличении общего фона теплового потока. Интересно отметить, что П. Гаспарини и его соавторы (Civetta et al., 1970), обсуждавшие цикличность проявления вулканизма Южной Италии, показали, что даже в однотипных по кислотности породах различных циклов, разделенных интервалом всего лишь в первые миллионы и сотни тысяч лет, резко меняется концентрация U и Th. Вывод этих авторов о связи цикличности вулканизма на юге Италии с вариациями регионального теплового, с нашей точки зрения, имеет общее значение.

Предположение об относительном консерватизме условий глубинных зон генерации магмы и связи вариаций состава изверженных пород с условиями тектоники коры подтверждается еще и одним соображением. Когда можно говорить о прямой локализации магматических очагов в коре (например, в случае кальдерообразования), скорость петрологических процессов оказывается исключительно высокой. Так, Мас-Дугалл (MacDougall, 1972), по данным абсолютных датировок вулканических пород Гавайских вулканов, определил, что период массовых излияний океанических толеитов отделен от времени формирования серии щелочных оливиновых базальт-трахитов периодом, не превышающим 200 000 лет. Еще более разительны примеры вулканов Роккамонфина и Вульсини (Италия). Первые стадии их развития характеризуются образованием вулканов, сложенных лейцит-содержащими основными породами. После эпохи кальдерообразования характер серии вулканических пород резко изменяется. На Роккамонфине в этот период формируются породы серии трахибазальт-трахифонолит, а на Вульсини — породы известково-щелочной серии. Судя по абсолютным датировкам, приводимым итальянскими исследователями, полное изменение характера серии вулканических пород происходит в течение отрезка времени, опять же, не превышающего 200 000 лет. Надо учесть, что вполне вероятно время, необходимое для столь разительных петрологических процессов, может оказаться и еще более коротким: возможно, что цифра в 200 000 лет попросту соответствует разрешающей способности метода датировки.

При обсуждении соотношения выделенных эпох интенсивного вулканизма с эпохами тектонических преобразований следует учесть одно важное обстоятельство. Можно выделить две разные стороны тектонических явлений. С одной стороны, это эпохи резкой смены тектонического плана, (например, изменения ориентировки структур) с другой стороны — периоды максимального проявления того или иного тектониче-

ского процесса (к примеру, поднятия) в пределах сложившегося плана распределения структур. Если сопоставлять разные типы тектонических преобразований с выделяемыми эпохами интенсивной вулканической деятельности и периодами его практически полного затухания, то вы-
является довольно четкая картина.

Эпохи интенсивного кислого вулканизма постоянно и точно совпадают во времени с интенсивным ростом смежных горных систем. Так мощный орогенез, создавший горную систему Анд, совпадает со временем формирования толщ игнимбритов Боливии, Перу и Чили (Guest, 1969), краткие импульсы мощного кислого вулканизма четвертичного времени на Камчатке, в Новой Зеландии и других районах Тихоокеанского кольца, совпадают с импульсами поднятия, в ходе которого образуются смежные системы хребтов (Восточный хребет Камчатки, хребты Руахине и Римутяке в Новой Зеландии и др. — см. Эрлих, 1973), эпохи наиболее мощных вспышек кислого вулканизма Большого Бассейна США совпадают с поднятием Сьерра-Невады и хребтов провинции Хребтов и Бассейнов (см. Armstrong et al., 1973) мощные проявления кислого вулканизма Центрально-Итальянской зоны совпадают с блоковым поднятием Аппенин. Эти примеры можно продолжить без ограничения. Масштаб и скорость поднятия при этом огромны — до 1000—1500 м за период менее 1 млн. лет (скорее — сотни тысяч лет). Эпохи базальтового вулканизма в целом соответствуют периодам медленных движений, не сопровождающихся интенсивными тектоническими подвижками — речь идет скорее об общем растяжении.

Однако периоды отсутствия (или практического отсутствия) вулканизма, насколько предварительно можно заключить, связываются не с интенсификацией поверхностных тектонических процессов, а с затуханием их (зачастую это — эпохи общего выравнивания рельефа), после чего следует резкая перестройка структурного плана. Так именно в период 20—21 млн. лет происходит заложение Трансмексиканского вулканического пояса, начинает формироваться крупнейшая область базальтового вулканизма — плато Колумбия. После эпохи затухания вулканизма в период 10 млн. лет американские исследователи единодушно отмечают резкое уменьшение масштабов вулканизма в провинции Хребтов и Бассейнов — практическое отмирание этой провинции. В то же время именно после этого рубежа фиксируется резкое изменение скорости «спрэдинга» в Срединно-Атлантическом хребте (Аументо и др., 1973). Принципиально меняется стиль тектонических движений в Средиземноморской зоне — на смену эпохе преобладания надвиговых дислокаций приходит период блоковых подвижек, поднятий горных поясов и образования линейных систем тектонических депрессий, в которых и локализуются мощные вулканические проявления, имеющие возраст 5—7 млн. лет. Возможно, один из наиболее ярких примеров тектонических перестроек описываемого типа отмечается в Новой Зеландии в конце плиоцена (3—5 млн. лет назад). К этому времени полностью отмирают неогеновые вулканические пояса Северного острова, имеющие общее северо-западное простираение. Четвертичный вулканический пояс, так называемый Центральный вулканический район, зона Таупо, имеет северо-восточное простираение, т. е. пересекает зону неогенового вулканизма под прямым углом. В четвертичное время (даже в самом его начале) мы видим результат перестройки. Время же ее подготовки, фиксирующее изменение режима глубинных зон, связано именно с периодом затухания вулканизма в период 3—5 млн. лет назад.

Можно сделать общее предположение о том, что краткие эпохи затухания вулканизма представляют собой отражение периодов резкого изменения режима глубинных зон. Продолжительность их фиксирует инерцию глубинных процессов. В этом смысле они оказываются зна-

чительно более важными тектоническими «рубежами», чем мощные движения, связанные с эпохами максимальной интенсивности вулканизма.

4. Выводы

В целом, сопоставляя весь материал, можно заключить, что вулканизм представляет собой пульсационный процесс. Отмечаются пульсации резко различных порядков — в сотни лет, тысячи лет, десятки и сотни тысяч лет и миллионы лет. Устанавливается синхронность крупнейших всплесков вулканизма и эпох его практического прекращения в планетарном масштабе, тесная корреляция подобных импульсов с эпохами тектонических перестроек. Предполагается, что крупнейшие пульсации вулканизма отражают меняющийся режим общего (планетарного) сжатия и растяжения Земли. Возможно также, что менее крупные пульсации так или иначе связаны с возмущениями орбиты Земли.

Материала для того, чтобы подойти к вопросу о наличии или отсутствии акселерации вулканического процесса за рассматриваемый период, мало. В какой-то мере можно говорить о том, что она намечается для Северной Америки и, возможно, Японии. Имеет ли она место в целом остается неясным. Сопоставление времени протекания вулканических процессов с данными о петрологии извергнутых в их ходе пород свидетельствует в пользу консерватизма условий в глубинной зоне магмообразования. Вариации состава преобладающих в тот или иной период пород (в пределах единой серии) связываются с особенностями тектонического режима.

ЛИТЕРАТУРА

- АРАКЕЛЯНЦ М. М., БОРСУК А. М., ШАНИН Л. Л. Новейшая гранитоидная вулкано-плутоническая формация Большого Кавказа по данным калий-аргонового датирования.— ДАН СССР, т. 182, № 5, 1968.
- АФАНАСЬЕВ Г. Д., БОРСУК А. М., КОНДАКОВ Л. А., ЛУПАНОВА Л. П., ПЛОШКО В. В. Конкретные магматические формации Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1971.
- БАГДАСАРЯН Г. П., ДАНИЛОВИЧ Л. Г. Новые данные об абсолютном возрасте вулканических образований Закарпатья.— Изв. АН СССР, сер. геологич., № 9, 1968.
- БАГДАСАРЯН Г. П., ГЕРАСИМОВСКИЙ В. И., ПОЛЯКОВ А. И., ГУКАСЯН Р. Х. О возрасте вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. Геохимия, № 1, 1973.
- АУТЕНКО Ф., ЛАНКАРЕВИЧ Б. Д., РОСС Д. И. Геология Средиземно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с. ш.).— В кн. «Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана». М., «Мир», 1973.
- МАКСИМОВ Е. В. О хронологической связи между стадиями горного оледенения и ритмами сейсмо-вулканической активности.— ДАН, геол., т. 177, № 5, 1968а.
- МАКСИМОВ Е. В. Ритмичность в проявлении вулканической активности Сов. геология, № 5, 1968б.
- РАДКЕВИЧ Р. О. К вопросу об абсолютном возрасте гранитоидов Кавказа.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1969.
- РУБИНШТЕЙН М. М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии.— Тр. ГИН АН Груз. ССР, нов. сер., вып. II, 1967.
- РУБИНШТЕЙН М. М., АДАМИЯ Ш. А., ДЕВНОЗАШВИЛИ Д. И., ДОБРЫДИН В. Н., РОЗЕНТУР Л. И. Датирование некоторых верхнеэоценовых и четвертичных эффузивов Закавказья по геологическим, радиологическим и палеомагнитным данным.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1972.
- ФИРСОВ Л. В. Абсолютный возраст интрузивных пород островов Кунашир и Уруп (Курильские острова).— ДАН СССР, т. 156, № 4, 1964.
- ЦЕЙНЕР Ф. Плейстоцен.— М., Изд. ИЛ, 1963.
- ЭРЛИХ Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца.— Наука, Новосибирск, 1973.
- ЭРЛИХ Э. Н., МЕЛЕКЕСЦЕВ И. В. Основные этапы вулканизма и тектонических преобразований четвертичного времени в западной части Тихоокеанского кольца.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLVIII (3), 1973.
- ABDEL-MONEM A., WATKINS N. D., GAST P. W. Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote,

- Euerteventura, Gran Canaria, and La Gomera. *Amer. J. Sci.*, 1971, No. 5, 490—521.
- ABDEL-MONEM A., WATKINS N. D., GAST P. W. Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma, and Hierro. *Amer. J. Sci.*, 1972, 272, No. 9.
- ARAMAKI Sh. Geology of Asama Volcano. *J. Faculty Science Univ. Tokyo* sec. 11, vol. XIV, Part 2, Tokyo, 1963.
- ARAMAKI Sh., UI T. The Aira and Ata Pyroclastic Flows and Related Caldera and Depressions in Southern Kyushu, Japan. *Bull. Volcanologique*, Tome XXIX, Napoli, 1966.
- ARMSTRONG R. L., SUPPE J. Potassium-argon Geochronometry of mesozoic igneous rocks in Nevada, Utah, and Southern California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 84, 1973.
- AZIZ-ur RAHMAN, McDOUGALL I. Potassium-argon ages on the Newer Volcanics of Victoria. *Proc. Roy. Soc. Victoria*, 1972, 85, No. 1.
- BARBERI F., TAZIEFF H., VARET J. Volcanism in the Afar depression: its tectonic and magmatic significance. *Tectonophysics*, v. 15, No. 1/2, 1972.
- BAULIG H. The changing Sea Level. *Publ. Inst. Brit. Geogr. London*, 3. 46, 1935.
- BELLUOMINI G., DISCENDENTI A., MALPIERI L., NICOLETTI M. Studi sulle ossidi ane italiane. II Contenuto in 40 Ar radiogenico e possibilita di datazione.— *Periodico di Mineralogia*, 1970.
- BELLON HERVE BROUSSE ROBERT, MERVoyer BERNARD, BLAIS SYLVAIN. Age absolu du massif volcanique du Mont Dore. *C. r. Acad. sci.*, 1972, D274, No. 20.
- BINNS RICHARD E. Pumice on postglacial strandlines and in prehistoric sites in the British Isles. *Scot. J. Geol.*, 1972, 8, No. 2.
- BIRKELAND P. W. Pleistocene volcanism and deformation of the Truckee area, north of Lake Tahoe, California.— *Geol. Soc. America Bull.*, v. 74, 1963.
- BONIS S., BOHNENBERGER O., STOIBER K. E., DECKER R. W. Age of pumice deposits in Guatemala. *Bull. Geol. Soc. America*, 77, No. 2, 1966.
- BORSI S., FERRARA G., INNOCENTI F., MAZZUOLI R. Petrology and geochronology of recent volcanism of Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesvos Island). *Z. Dtsch. geol. Ges.*, 1972, 123, No. 2.
- BROUSSE R., DELIBRIAS G. LABEYRIE J. RUDEL A. Eléments de chronologie des éruptions de la chaîne des Puys. *Compt. rend. Soc. geol. France*, 1969 (1970), No. 8.
- BROUSSE R., DAUGAS J.—P., MALACHER F., RUDEL A. Niveaux de cendres volcaniques dans une fouille archéologique. *C. r. Acad. sci.*, 1972, D275, No. 23.
- BROWN F. H., HEINZELIN JEAN de, HOWELL F. CLARK. Pliocene/Pleistocene formations in the lower Omo Basin, southern Ethiopia. *Quaternaria*, 1970 (1971), 13.
- BUCHER W. H. The deformation of the Earth's Crust. Princeton, 1933.
- CARBONNEL JEAN-PIERRE, DUPLAIX SOLANGE, SELO MADELEINE. Sur la présence de deux épisodes magmatiques antérieurs aux basaltes de plateau du Devès; datations par traces de fission des zircons et par Ar/K des andésites basaltiques d'Espaly (Haute-Loire). *C. r. Acad. sci.*, 1973, D276, No. 1.
- CIVETTA L., GASPARINI P., ADAMS J. A. S. Geochronology and Geochemical trends of volcanic rocks from Campania, South Italy. *Ecolgae Geol. Helv.*, vol. 63, n° 1, 1970.
- CORDANI UMBERTO G. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Bol. IGA*, No. 1.
- COX A. HOPKINS D., DALRYMPLE G. Geomagnetic polarity epochs: Pribilof Island, Alaska.— *Geol. Soc. of America Bull.*, v. 37, 1966.
- CHRISTIANSEN ROBERT L., BLANK H. RICHARD, Jr. Volcanic stratigraphy of the Quaternary Rhyolite plateau in Yellowstone National Park. *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1972, No. 729-B.
- DALRYMPLE G. B. Potassium-argon Dates of Some Cenozoic Volcanic Rocks of the Sierra Nevada, California.— *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol. 74, 1963, No. 4.
- DISCENDENTI A., NICOLETTI M., TADDEUCCI A. Datazioni K-Ar e 230 Th di alcuni prodotti del Vulcano di Latera (Monti Vulsini). *Per. di Min.*, Anno 39, n. 3, 1970.
- ERLICH E. N., MELEKESTSEV I. V. Quaternary acid volcanism of Kamchatka. *Modern Geol.*, v. 3, 1972.
- EVANS A. L., FAIRHEAD J. D., MITCHELL J. G. Potassium-argon ages from the volcanic province of northern Tanzania. *Nature. Phys. Sci.*, 1971, 229, No. 1.
- EVERTS P., KOERFER L. E., SCHWARZBACH M. Neue K/Ar-Datierungen isländischer Basalt. *Vorläuf. Mitt. Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh.*, 1972, No. 5.
- FAIRHEAD J. D., MITCHELL J. G., WILLIAMS L. A. J. New K/Ar determinations on rift volcanics of S. Kenya and their bearing on age of rift faulting. *Nature Phys. Sci.*, 1972, 238, No. 83.

- GASPARINI P., ADAMS J. A. S. K-Ar dating of Italian plio-pleistocene volcanic rocks. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 6, 1969.
- GILLOT PIERRE-YVES, BELLON HERVE, PANTALONI ANTOINE. Chronométrie de quelques intrusions volcaniques du Sud du plateau du Larzac. *S. r. Acad. sci.*, D274, No. 21.
- GILLULY F. Steady plate Motion and Episodic Orogeny and Magmatism. *Geol. Soc. of America Bull.*, v. 84, No. 2, 1973.
- GONZALES-FERRAN O. Evolucion del volcanismo y tectonica de los Andes Centrales de Sudamerica durante el cenozoico superior. Serie Apartados No. 17, 1969. Departamento de Geologia, Facultad de fisicas y Matematicas, Universidad de Chile.
- GRABAU A. W. Oscillation or Pulsation. Rep. XVIth int. geol. Congr. Washington, 1936.
- GRANDELL D. K., MULLINEAUX D. R., MILLER R. D., RUBIN M. Pyroclastic deposits of Recent age at Mount Rainier, Washington. Geological Survey Professional Paper 450-D., Washington, 1962.
- GRANT-TAYLOR T. L., RAFTER T. A. New Zealand Radiocarbon Age Measurements. *New Zealand Journal of Geol. and Geophys.*, Vol. 14, No. 2, 1971.
- GUEST F. E. Upper tertiary ignimbrites in the Andean Cordillera of Part of the Antofagarta province. Northern Chile. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 80 March 1969.
- HAYATSU H. ¹⁴C-Age of the Haykawa Pyroclastic flow of the Niigata Yake-yama Volcano.—¹⁴C-Age of the Quaternary Deposits in Japan (79). *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, vol. 26, No. 6 (123), 1972.
- HAYS JAMES D., NINKOVICH DRAGOSLAV. North Pacific deep-sea ash chronology and age of present Aleutian underthrusting. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1970, No. 126.
- HOLMES A. Contribution to the Theory of Magmatic Cycles. *Geol. Mag.*, London, 63, 1926.
- HOLMES A. The Age of the Earth. 2-nd ed, 1937.
- HULSTON F. R., McCABE W. F. New Zealand potassium-argon age list-1. *New Zealand J. Geol. Geophysics*, v. 15, No. 3, 1972.
- HYNE N. J., HELMINSKI P., COURT J. E., GORSLINE D. S. Quaternary History of Lake Tahoe, California-Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 83, 1972, No. 5.
- JACKSON E. D., SILVER E. A., DALRYMPLE G. B. Hawaiian-Emperor Chain and its relation to cenozoic circumpacific tectonic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 83, No. 3, 1972.
- IKEBE N., TAKAYANAGI Y., CHIJI M., CHINZEI K. Neogene biostratigraphy and radiometric time scale of Japan—an attempt at intercontinental correlation. *Pacific Geology*, 1972, No. 4.
- IKEDA H., ISHIRA Sh. ¹⁴C-Age of the Wood and Peat, immediately above and below a volcanic Ash bed at the Heian Shrine—¹⁴S-Age of the Quaternary Deposits in Japan (75). *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, vol. 26, No. 4 (121), 1972.
- ISHIKAWA T., KATSUI Y., OBA Y., SATOH H. Some Problems of the Calderas in Hokkaido.—*Bull. Volcanological Society Japan*, vol. 14, Second Series, 1969, No. 2.
- KANEOKA I., OZIMA M. On the radiometric ages of volcanic rocks from Japan. *Bull. Volcanological Soc. Japan*, vol. 15, Second Series, No. 1, 1970.
- KATSUI Y., ANDO S., NACAMURA T. ¹⁴C-age of the younger Volcanic Products of Tokachi-dake, Central Hokkaido—¹⁴C-age of the Quaternary Deposits in Japan (69). *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, vol. 26, No. 2 (119), 1972.
- KATSUI Y., NAKAMURA T. Age of the activity of Tarumae volcano in the prehistoric and historic times.—¹⁴C-Ages of the Quaternary Deposits in Japan (18). *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, vol. 27, No. 1, 1973.
- KELLER J. Datierung der Obsidiane und Bimstoffe von Lipari. *Neues Jahrb. Geol. und Pálaontol. Monatsh.*, 1970, No. 2.
- KELLER J. NIKOVICH D. Tephra-Laden in der Ägäis. *Z. Dtsch. geol. des.*, 1972, 123, No. 2.
- KELLER J. VILLARI L. Rhyolitic ignimbrites in the region of Afyon (Central Anatolia). C. N. R., Ist. Intern. vulcanologia, publicatione No. 36.
- KENNETT J. P., HUDDLESTON P. Late Pleistocene paleoclimatology, foraminiferal biostratigraphy and tepherochronology, western Gulf ob. Mexico. *Quatern. Res.*, 1972, 2, No. 1.
- KIEFFER G. Une ultime phase d'activite explosive de la Valle del Bove (Etna) vieille de 5000±130 ans et ses enseignements sur l'histoire recente du grand volcan sicilien. *C. r. Acad. sci.*, 1970, D270, No. 26.
- KOBAYASHI K. The absolute Age of Pumice Flow of Asama Volcano. ¹⁴Age of the Quaternary Deposits in Japan XX. *Earth Science*, No. 79, 1965, p. 17.
- KONECNY V., BAGDASARJAN G. P., VASS D. Evolutaon of Neogene Volcanism in central slovakia and its conformation with absolute ages. *Acta Geologica Academia Scientiarum Hung.*, v. 13, 1969, p. 245—258.
- LE MASURIER WESLEY E. Marie Byrd Land Quaternary volcanism: Byrd ice core correlations and possible climatic influences. *Antarct. J. U. S.*, 1972, 7, No. 5.

- LOGATCHEV N. A., BELOUSSOV V. V., MILANOVSKY E. E. East African rift development. *Tectonophysics*, v. 15, 1972.
- McDOUGALL I. Potassium-argon ages from lavas of the Hawaiian Islands. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 75, 1964, No. 2.
- MacDOUGALL I. The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, 35, No. 3.
- McDOUGALL I., SWANSON D. A., Potassium-argon ages of lavas from the Hawaii and Polulu volcanic series, Kohala Volcano, Hawaii. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, 83, No. 12.
- MATSUZAWA I., KOSAKA T. ^{14}S -age of the fine grained chrcchoals from the loam bed just above Eniwa-b pumice fall deposit— ^{14}C -age of the Quaternary Deposits in Japan (71).—*Earth Science (Chikyu Kagaku)*, vol. 26, No. 2 (119), 1972.
- MOOSER F., MALDONADO-KOERDELL M. Mexican National Report on volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, presented to the XV Genegal Assembly of the IUGG, Moscow, August 1—16, 1971.
- NAKAGAWA H., CHUMAN N., ISHIDA T., MATSUYAMA T., NANASAKI O., OIDE K., OIKE Sh., TAHASHI H. «Тохоку дайгаку ригакубу тисицугаку косэйбуцугау кёсицу кэнкю хобун хококу, Contribs Inst. Geol. and Paleontol. Tohoku Univ.», 1972, No. 73 (япон.).
- NACAMURA M. On the Volcanic Products and History of Kaimon-dake Volcano *Bull. volcanological Society Japan*, vol. 12, Second Series, 1967, No. 3.
- NAKAMURA T. ^{14}C -Age of the Ejecta in the Middle Stages of Eniwa volcano— ^{14}C -Age of the Quaternary Deposits in Japan (82).—*Earth Science (Chikyu Kagaku)*, vol. 97, No. 1 (124), 1973.
- NICOLETTI M. Datazioni argon potassio di alcune vulcaniti delle Regioni vulcaniche Cimina e Vicana. *Per di Min.*, anno 38, No. 1, 1969.
- NINKOVICH D. Pleistocene volcanic eruptions in New Zealand recorded in deep-sea sediments. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1968, 4, No. 2.
- NISHIMURA S., ISHIDA Sh. «Гансэки кобуцу косё гаккайси, J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol.», 1972, 67, No. 5 (япон.).
- OVERSBY V. M. Genetic relations among the volcanic rocks of Réunion: chemical and lead isotopic evidence. *Geochim. et cosmochim. acta.*, 1972, 36, No. 10.
- PORTER S. C. Holocene eruptions of Mauna Kea volcano, Hawaii. *Science*, 1971, 172, No. 3981.
- PRINZ M. Idaho Rift system, Snake River Plain, Idaho. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, 81, No. 3.
- RADIOCARBON, vol. 1—13, New Haven, 1959—1971.
- SCHOFIELD J. C. Correlation between sea level and volcanic periodicities of the last millennium. *N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 1970, 13, No. 3.
- SHARP R. P. Sherwin till—Bishop tuff geological relationships, Sierra Nevada, California. *Bull. Geol. Soc. America*, 1968, 79, No. 3.
- SMITH G. R. Quaternary geology, Shuswap River-Mabel Lake Walleys, British Columbia. — Paper *Geol. Surv. Canada*, 1968, No. 1, Part A.
- STIPP J. J. THOMPSON B. N. K/Ar Ages from the volcanics of Northland, New Zealand. *New Zealand J. of Geology and Geophysics* v. 14, No. 2, 1971.
- UMBROGROVE J. H. F. On Rhythms in the History of the Earth.—*Geol. Mag.*, London, 76, 1939.
- D. VASS, BAGDASARJAN G. P., KONECNY V. Determination of the absolute age of West Carpathian Miocene. *Földtani Közlöny, Bull. of the Hung. Geol., Soc.*, v. 101, 1971.
- ЯБУКИ Х. СИМА М. «Рикагаку кэнкюсё хококу Repts Inst. Phys. and Chem. Res.», 1970, 46, No. 3. (япон.).
- WAAGSTEIN R., JOHANSEN J. The vulkanske askelas fra Faererne. *Medd. Dansk geol. foren.*, 1968, 18, No. 3—4.
- WALKER G. P. L., CROASDALE R. Two Plinian-type eruptions in the Azores. *J. Geol. Soc.*, 1971, 127, No. 1.
- WILLIAMS P. W., McDOUGALL I., POWELL J. M. Aspects of the quaternary geology of the Tari-Koroba area, Papua. *J. Geol. Soc. Austral.*, 1972, 18, No. 4.
- WYATT D. H., WEBB A. W. Potassium-argon ages of some northern Queensland basalts and an interpretation of Late Cainozoic history. *J. Geol. Soc. Austral.*, 1970, 17, No. 1.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ, ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Современный вулканизм, так же как и вулканизм прошлых геологических эпох связан с протяженными планетарными зонами повышенной магматической и тектонической активности, получившими название вулканических поясов.

Еще не так давно эти пояса рассматривались как области накопления литологически однородных вулканогенных пород, меняющих свой состав и свойства в соответствии с развитием тектоно-магматических циклов, связанных с дифференциацией гипотетических общих для всего пояса магматических очагов. Подобные полициклические схемы магматизма широко использовались в Казахстане, Средней Азии, на Дальнем Востоке и в некоторых других регионах.

Вместе с тем, широко развернувшиеся крупно-масштабные геологосъемочные и тематические работы установили сложное внутреннее строение и резкую фаціальную изменчивость вулканогенных образований и невозможность их стратификации на основе литологической однородности. Особенно важную роль в развитии новых представлений сыграли палеовулканологические исследования и, в частности, совершенствование методов палеовулканологических реконструкций, позволившие в пределах вулканических поясов выявить руины многочисленных древних вулканических аппаратов и вулканотектонических структур, отличающихся по набору слагающих их фаціально изменчивых вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Полученные данные заставили отказаться от полициклических схем развития вулканических поясов и прийти к представлению об участии в их строении независимых, автономно развивающихся вулканотектонических и вулканических структур, связанных с синхронной деятельностью разноглубинных, отличающихся по составу вулканических очагов (Фремд, 1959, 1963, 1964).

Начиная с 1960 года палеовулканологические исследования и, в частности, палеовулканологические реконструкции приобретают все больший размах в различных регионах нашей страны. В этот же период составляются первые каталоги палеовулканов и вулканотектонических структур для отдельных вулканических поясов (Фремд, 1963, Фремд, Рыбалко, 1968, 1972).

Параллельно с палеовулканологическими реконструкциями разрабатывается проблема рудоносности и металлогенической специализации вулканотектонических структур (Смирнов, 1956, Котляр, 1959, Дзюценидзе, 1960, и др.).

В связи с развитием палеовулканологических исследований и в особенности палеовулканологических реконструкций проблема генезиса и типизации вулканических и вулканотектонических структур приобрела чрезвычайно важное значение. Несколько позже возникла необходимость в выделении и типизации вулканотектонических систем.

1. Вулкано-тектонические структуры

Первые схемы типизации вулканических и вулкано-тектонических структур отражали взгляды на их образование в результате обрушения кровли близповерхностных магматических очагов при эксплозивной деятельности вулканов. Типизация на этой основе была разработана Р. В. Ван-Беммеленом (Bemmelen, 1937). Б. Д. Эшером (Escher, 1939), Х. Вильямсом (Williams, 1941), а несколько позже В. И. Влодавцем (1944) и Е. К. Мархиным (1964). Исторический обзор большинства классификаций рассмотрен в монографии И. В. Лучицкого (1971).

Из всех классификаций наибольшим признанием пользуется схема Х. Вильямса. Главное место в этой схеме отводится кальдерам обрушения, которые Вильямс рассматривает в связи с удалением магматической опоры на глубине. В зависимости от способа удаления магматической опоры автор выделяет несколько типов кальдер. Главными из них являются кальдеры типа Кракатау, обрушение которых вызывается многократными кратковременными эксплозиями пемзы и пепла и кальдеры типа Килауэа, для которых оседание связано с излияниями лав из трещин на склонах конуса, опорожняющих центральную жерловину и вызывающих оседание центрального штока.

В своей классификации Вильямс также описывает крупные вулкано-тектонические депрессии образование которых вызывается ареальными извержениями через трещины и, частично, через центральные каналы.

Таким образом, большинство исследователей рассматривают вулкано-тектонические депрессии как приповерхностные образования, развивающиеся в пределах верхнего структурного этажа в связи с обрушением кровли анатектических очагов, нередко дающих при эксплозиях мощные толщи игнимбритов (Сперанская, 1963, Смит, 1963).

Как мы видим при возникновении подобных депрессий, получивших название кальдер обрушения активная роль отводится вулканизму. Роль тектоники, всегда пассивная, ограничивается образованием неглубоких кольцевых разломов, возникающих под тяжестью накопившихся вулканических продуктов.

Вместе с тем, анализ геологических и геофизических данных по ряду вулканических поясов СССР и зарубежных территорий показывает, что значительная часть известных в настоящее время вулкано-тектонических структур образовалась в результате погружения крупных блоков земной коры вдоль ограничивающих эти блоки глубинных разломов. Главная роль в образовании подобных впадин принадлежит, следовательно, тектонике, а не вулканизму (Фремд, 1969). Отсюда можно прийти к выводу, что кальдеры обрушения Х. Вильямса — Е. К. Мархина являются лишь частным случаем более общего процесса образования вулкано-тектонических структур, протекающего в связи с тектоническим развитием Земли.

Соответственно, в образовании вулкано-тектонических структур можно наметить следующие этапы (рис. 1):

Начальный этап. По системам разломов, расколовшим свод фундамента происходит погружение отдельных блоков с одновременным излиянием глубинной еще слабо дифференцированной магмы, образующей покровы плато-базальтов, щитовые вулканы, а в отдельных случаях и андезито-базальтовые стратовулканы.

Средний этап. Дальнейшее погружение блоков, сопровождается трещинными эксплозиями уже контаминированной глубинной магмы, поднимающейся по ограничивающим депрессию разломам. Депрессия в пределах погруженных блоков заполняется мощными (до 5—6 км) толщами игнимбритов и других вулканогенных пород.

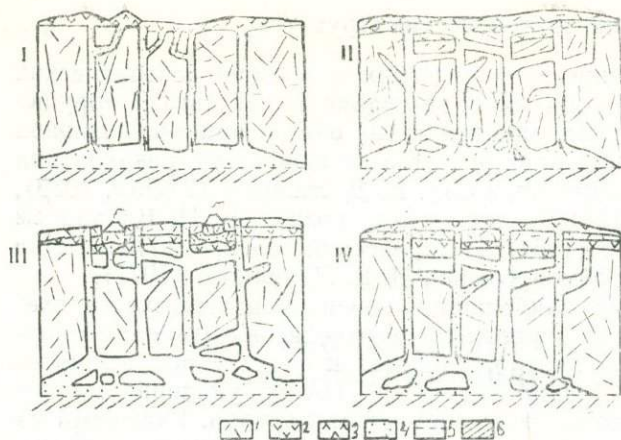


Рис. 1. Схема развития вулcano-тектонических структур.

I — начальный этап, II — средний этап, III — поздний этап, IV — конечный этап. 1 — липарито-дациты, 2 — андезито-базальты, 3 — андезито-дациты, 4 — глубинная магма, 5 — поверхность Мохоровича, 6 — верхняя мантия.

Поздний этап. В пределах верхнего структурного этажа, образованного мощными толщами вулканитов, возникают периферические очаги дифференцированной андезито-базальтовой магмы. Одновременно образуются и локальные очаги анатектической гранитной магмы. Оба типа магматических очагов питают центральные вулканы, обуславливая разнообразие проявлений синхронной вулканической деятельности и сложный состав вулканических продуктов. В пределах верхнего структурного этажа в результате проседания кровли близповерхностных очагов образуются кальдеры обрушения.

Конечный этап. При консолидации структуры по системам глубинных разломов (при соответствующих тектонических импульсах) на поверхность изливается неконтamинированная базальтовая магма, образующая покровы, а также шлаковые конусы.

Таким образом, развитие вулканотектонических депрессий представляет сложный многоэтапный процесс, обусловленный тесным взаимодействием тектоники и магматизма. Соответственно следует различать три типа отрицательных вулcano-тектонических структур (Фремд, 1969; 1972).

1. Отрицательные вулcano-тектонические структуры 1-го типа (вулcano-тектонические депрессии) — структуры приуроченные к погруженным блокам складчатого фундамента. В их строении принимают участие многокилометровые толщи вулканитов — продукты трещинных эксплозий, проявившихся вдоль разломов, ограничивающих структуры. Таким образом, в структурах этого типа погружение блоков предшествовало их заполнению вулканическим материалом.

2. Отрицательные вулcano-тектонические структуры 2-го типа (кальдерные депрессии, кальдеры) — это наложенные структуры обрушения, сформировавшиеся в пределах верхнего структурного этажа при обрушении кровли над периферическими или анатектическими очагами. В этом типе структур отложение вулканогенного материала могло происходить либо до, либо после образования просадки.

3. Отрицательные вулcano-тектонические структуры 3-го типа (полигенные депрессии) — крупные депрессии, представляющие сочетание структур 1-го типа и развивающихся в их пределах структур 2-го типа.

Представленная выше многоэтапная схема образования вулcano-тектонических структур определенным образом согласуется с этапами развития орогенных вулканических поясов. В качестве примера удобно рассмотреть историю развития Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, которая представляется следующим образом:

В начале развития Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (сеномантурон — нижний сенон) по разломам расколовшим свод фундамента на мозаику мобильных блоков внедряется глубинная еще слабо диффе-

ренцированная магма, питающая ареальные андезитовые и андезитодацитовые стратовулканы. К продуктам деятельности этих вулканов относятся отложения сеноманского вулcano-плутонического комплекса, представленные синанчинской свитой (Фремд, 1968, Бураго, Рыбалко, Фремд, 1968).

В сеномское время вдоль системы продольных и поперечных глубинных разломов происходит погружение крупных блоков фундамента с одновременным подъемом подкоровой магмы в верхние структурные этажи. Подъем магмы сопровождается процессами контаминации и дифференциации в промежуточных и периферических магматических очагах. В это же время вдоль разломов, ограничивающих и секущих блоки фундамента происходит грандиозные трещинные эксплозии контаминированной магмы. Депрессии в пределах погруженных блоков заполняются мощными (5—6 км) толщами игнимбритов сеномского вулcano-плутонического комплекса.

В датское время в пределах верхнего структурного этажа, образованного мощными толщами сеномских вулканитов, возникают периферические очаги дифференцированной глубинной магмы и анатектические очаги гранитной магмы. Оба типа магматических очагов обуславливают разнообразие синхронной вулканической деятельности. В результате обрушения кровли близповерхностных магматических очагов образуются кальдеры обрушения.

В палеоген-неогеновое время вслед за консолидацией структуры по системам глубинных разломов (при соответствующих тектонических импульсах) на поверхность изливается неконтamинированная базальтовая магма образующая покровы, а также щитовые вулканы и шлаковые конусы.

Подобную же, примерно, историю развития вулcano-тектонических структур можно представить по данным В. В. Ярмолюка (Ярмолюк, 1973) для Охотско-Чукотского вулканического пояса. Мощный вулканизм в барреме, создавший более 80% всех вулканогенных отложений пояса (Белый, 1969) был локализован в пределах крупных вулcano-тектонических депрессий возникших вследствие погружений блоков земной коры, ограниченных глубинными разломами. Погружение этих блоков произошло, как указывает В. В. Ярмолюк (1973), как в силу компенсационных процессов, так и благодаря собственно тектоническим опусканиям. Вслед за тем в конце турона, начале сенона в пределах гранитного слоя возникли обособленные друг от друга магматические очаги анатектической магмы, в результате эксплозий которых в сеномскую эпоху образовались сравнительно небольшие по размерам структуры обрушения, которые располагались в пределах более крупных вулcano-тектонических структур.

Развиваемые в статье представления хорошо увязываются и с другими данными по истории развития вулcano-тектонических структур и кольцевых комплексов различных районов современной и более древней вулканической деятельности. В этом отношении особый интерес представляют вулcano-тектонические структуры Камчатки.

Как отмечает Э. Н. Эрлих (1966) в пределах вулканических поясов Камчатки наряду с хорошо известными типами вулканов (обычные стратовулканы, стратовулканы типа «Сомма — Везувий», кальдера — вулканы и др.) за последние годы установлены и описаны гигантские вулcano-тектонические депрессии отличающиеся по размерам и строению от кальдер нормального типа.

Так, в Карымско-Семячинском районе Восточно-Камчатского вулканического пояса в пределах лавового плато образованного группой слившихся между собой вулканов, располагаются гигантские вулcano-тектонические депрессии, на дне которых аккумулятивно насажены мо-

лодые вулканы с разнообразным составом магматических продуктов от базальтов до риолитов включительно.

Особенно крупная депрессия такого рода, описанная Э. Н. Эрлихом, расположена в междуречье р.р. Жупановой и Мал. Семячика. Депрессия занимает центральную часть огромного лавового щита с диаметром 50—60 км. Большой диаметр щита отвечает северо-восточному направлению, согласно с направлением грабен-синклинали Восточной Камчатки. Депрессия отличается сложным строением. Она состоит из двух ступеней разделенных системой линейно-дуговых сбросов с суммарной амплитудой, достигающей нескольких сотен метров.

В пределах депрессии располагается ряд обычных кальдерных вулканов, образующих цепочку вытянутую в меридиональном направлении. Это кальдера — вулканы Двор, Карымский, кальдера Карымского вулкана, кальдера Карымского озера, кальдера вулкана Академии Наук и др. Некоторые вулканы располагаются на дуговых разломах, ограничивающих депрессию.

Гигантские вулкано-тектонические депрессии и кольцевые комплексы прошлых геологических эпох описаны за последнее время в различных районах земного шара. Как правило эти структуры приурочены к жестким активизированным участкам (области завершённой складчатости, платформы, вулканические пояса) и генетически связаны с системами глубинных разломов. Среди наиболее известных структур подобного типа можно назвать пермские кальдеры района грабена Осло (Ch. Oftedahl, 1957), гигантские палеозойские котлообразные депрессии и кольцевые комплексы провинции Квинсленд в Восточной Австралии (Branch, 1966), палеозойские кольцевые комплексы Шотландии и Ирландии (Anderson, 1937, Richey, 1937), многочисленные и весьма разнообразные кольцевые комплексы Африканского континента (Stillman, Cox, 1960, Johnson, 1961), Северной Америки (Smith, Bailey, Ross, 1961, Thomson, 1956, Williams, 1941).

На территории СССР крупные вулкано-тектонические депрессии и кольцевые комплексы детально описаны в Центральном Казахстане (Беспалов, 1954, Дворцова, 1963, Монич и др., 1960, Кошкин, 1964, Коптева, 1964, 1974, Перекалина, 1966, 1968, Зейлик, 1968 и др.), Южной Джунгарии (Фремд, 1959, Фремд, Исаева, Каменский, 1964, Груздев, Яренский, 1964 и др.), Восточном Забайкалье (Томсон, Дежин, 1963), на Алдане (Кравченко, 1960; Богомолов, Кицул, 1964), в хр. Сарычева (Рудич, 1959), в Охотском вулканическом поясе (Сперанская, 1964, Белый, 1969, Ярмолюк, 1973, Белый, Гельман, 1974, Еремин, Ямолюк, 1974) и в ряде других районов.

Все вышеизложенное позволяет считать, что гипотеза кальдерного обрушения рожденная в результате наблюдений над крупными катастрофическими извержениями современных вулканов Тихоокеанского кольца (вулканы Катмай, Мон-Пеле, Кракатау, Безымянный, оз. Тобо на Суматре, впадина Таупо в Новой Зеландии и др.) не может претендовать на универсальность.

Как показали детальные исследования древних вулкано-тектонических структур и кольцевых комплексов, в их образовании главную роль играют не процессы обрушения, имеющие в общем локальное значение и ограничивающиеся пределами верхних структурных этажей, а погружение блоков земной коры, связанные с более общими тектоническими причинами, главным образом, с процессами аркогенеза и дифференцированными движениями блоков складчатого фундамента. Если ранее подразумевалось, что в кальдерах обрушения эксплозивная вулканическая деятельность предшествует обрушению кровли и образованию кальдерных впадин, то, как теперь представляется, образование вулкано-тектонических впадин предшествует вулканической дея-

вулканических поясов. В частности хорошо наблюдаются строгие совпадения границ вулкано-тектонических структур с границами распространения вулканогенных комплексов.

2. Вулкано-тектонические системы

По мере расширения палеовулканологических реконструкций и получения данных по геологии и металлогении вулкано-тектонических структур возникла необходимость в объединении закономерно сочетающихся групп вулкано-тектонических структур и ограничивающих их блоков фундамента в вулкано-тектонические системы (Косыгин, Фрейд и др., 1973).

В качестве основных информативных признаков таких систем можно считать однородность глубинного строения и состава геоблоков фундамента, близкую петрохимическую характеристику вулканитов и общий для системы металлогенический профиль.

В зависимости от масштабов и структурного положения следует различать системы 1-го, 2-го и 3-го порядка.

Вулкано-тектонические системы 1-го порядка соответствуют отдельным звеньям или частям планетарных вулканических поясов или рифтовых систем. Так, например, в качестве систем 1-го порядка могут быть выделены Восточно-Сихотэ-Алинское или Охотское звенья Восточно-Азиатского вулканического пояса. Такие крупные системы подчинены общим закономерностям, позволяющим различать системы с вулканитами андезитовой линии и существенно медной минерализацией (например Центрально-Камчатский вулканический пояс) и системы с вулканитами риолитовой линии с олово-полиметаллической минерализацией (например, Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс).

Вулкано-тектонические системы 2-го порядка соответствуют отдельным вулканическим зонам, входящим в состав вулканических поясов. Так, например, в пределах Хингано-Охотского вулканического пояса выделяются Хингано-Баджальская, Баджальская, Харпинская, Комсомольская, Ульбанская, Селитканская и другие вулкано-тектонические системы, отличающиеся по петрохимическим особенностям вулканитов, характеру фундамента и металлогенической специализации.

Вулкано-тектонические системы 3-го порядка состоят из отдельных групп закономерно сочетающихся вулкано-тектонических структур и ограничивающих их блоков фундамента, развивающихся в основном в пределах однотипных геоблоков (прогибов, геоантиклинорий, срединных массивов и пр.). Системы имеют преимущественно изометрическую форму и достигают в поперечнике 100—150 км.

Такие системы в связи с детальной изученностью особенно широко намечаются в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе. Здесь можно указать Снежинскую вулкано-тектоническую систему с олово-полиметаллическим профилем, Ольгинскую систему с золото-полиметаллическим профилем, Кузнецовскую систему с золото-серебряным профилем, Кавалеровскую систему с оловорудным профилем, Центрально-Тетюхинскую с полиметаллическим профилем и другие вулкано-тектонические системы, характеризующиеся своими особенностями магматизма и металлогении. К этому же порядку следует отнести Арманскую вулкано-тектоническую систему, выделенную Ю. Г. Кобылянским (1974) в Охотско-Чукотском вулканическом поясе.

В качестве примера вулкано-тектонических систем 3-го порядка рассмотрим Кавалеровскую и Центрально-Тетюхинскую вулкано-тектонические системы, расположенные в южной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса на границе Прибрежного антиклинория и Главного синклинория Сихотэ-Алиния (рис. 2).

В состав Кавалеровской системы входят четыре крупных вулcano-тектонических депрессии: Якутинская, Березовская, Базовская и Ороченская. Эти депрессии относятся к вулcano-тектоническим структурам I-го типа. Площадь каждой из них составляет от 500 до 1000 кв. км. Структуры ограничены системами крутопадающих глубинных разломов. Глубина депрессий от земной поверхности до лежащего в их основании складчатого фундамента достигает по геофизическим данным нескольких км. Вулканисты, заполняющие депрессию, представлены сенопскими и датскими эффузивно-пирокластическими и вулканогенно-осадочными толщами, слагающими отдельные андезито-дацитовые или липарито-дацитовые вулканы. Широким развитием пользуются экстрезивные породы, образующие преимущественно жерловины и некки вулканов. На незначительной глубине по геофизическим данным располагается периферический магматический очаг (Кулинич, 1971).

В строении фундамента Кавалеровской системы принимают участие терригенные песчано-сланцевые толщи нижнего мела, собранные в крутые линейные складки. Вулканогенные породы верхнего структурного этажа в петрохимическом отношении характеризуются повышенным содержанием глинозема. Магмо- и рудоподводящими каналами служат глубинные разломы северо-восточного, северо-западного и субширотного простирания, возникшие при тектоно-магматической активизации. Вулканическая деятельность в пределах структур и их обрамления связана с глубинной магмой и ее дифференциатами, образующимися при движении расплава к поверхности. Металлогеническая специализация Кавалеровской вулcano-тектонической системы определяется широким распространением оловорудных месторождений, располагающихся на периферии депрессий в породах фундамента.

Центрально-Тетюхинская вулcano-тектоническая система, отделяющаяся от Кавалеровской системы глубинными разломами, состоит из Николаевской, Солонцовской, Тетюхинской и Кисинской вулcano-тектонических структур и ограничивающих их Мономаховского, Тетюхинского и других блоков мезозойского складчатого фундамента. Блоки фундамента Центрально-Тетюхинской системы сложены песчано-сланцевыми и существенно карбонатными толщами. По своему составу они существенно отличаются от бескарбонатных песчано-сланцевых пород Кавалеровской системы.

Вулcano-тектонические депрессии Центрально-Тетюхинской системы по сравнению с депрессиями Кавалеровской системы отличаются

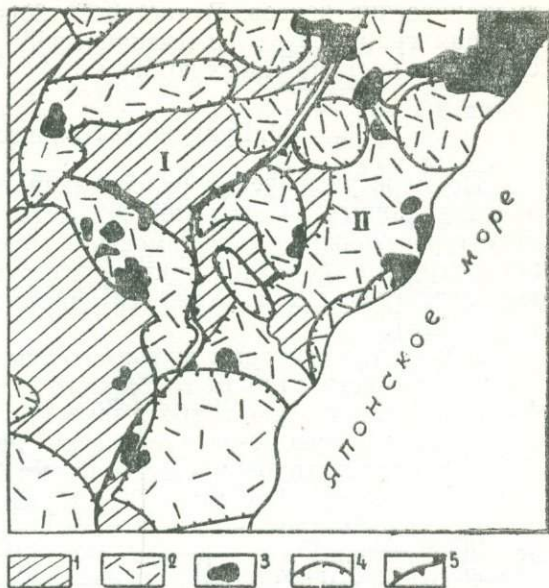


Рис. 2. Кавалеровская и Центрально-Тетюхинская вулcano-тектонические системы.

1 — терригенные толщи, слагающие блоки фундамента, 2 — вулканогенно-терригенные образования верхнего структурного этажа, 3 — экстрезивы, 4 — границы вулcano-тектонических структур, 5 — линия, разграничивающая вулcano-тектонические системы.

меньшими размерами и незначительной глубиной. По геофизическим данным фундамент этих структур располагается на глубине не более двух километров. Структуры заполнены вулканитами сенонского и датского возраста, отличающимися повышенными содержаниями извести, что хорошо объясняется процессами ассимиляции магмой карбонатных пород фундамента.

Для Центрально-Тетюхинской вулкано-тектонической системы типичны скарново-полиметаллические месторождения, относящиеся к скарново-гидротермальной формации.

Приведенные в качестве примера Центрально-Тетюхинская и Квалеровская системы, так же как и другие вулкано-тектонические системы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса достаточно четко отличаются по строению фундамента, характеру и набору вулканогенных пород и по металлогенической специализации. Все это позволяет рассматривать вулкано-тектонические системы как важные структурные элементы вулканических поясов, чрезвычайно удобные для целей палеовулканологического и металлогенического районирования.

Заключение

Приведенные выше материалы позволяют считать, что образование вулкано-тектонических структур является сложным многоэтапным процессом, обусловленным тесным взаимодействием тектоники и магматизма. Представляется важным различать три главных типа отрицательных вулкано-тектонических структур: 1 — структуры возникающие при погружении отдельных блоков складчатого фундамента 2 — более мелкие структуры — кальдеры обрушения, формирующиеся в верхнем структурном этаже в связи с деятельностью периферических или анатектических магматических очагов, 3 — полигенные структуры длительного развития, возникающие в результате развития структур 2-го типа в структурах 1-го типа.

Закономерно сочетающиеся группы вулкано-тектонических структур и ограничивающих их блоков складчатого фундамента объединяются в вулкано-тектонические системы, характеризующиеся определенным глубинным строением, составом магмы и магматических продуктов и металлогеническим профилем.

В зависимости от масштабов и отношения к тектоническим мегаблокам целесообразно выделять системы 1-го, 2-го и 3-го порядка. Первые из них соответствуют отдельным звеньям планетарных вулканических поясов, вторые — вулканическим зонам и трети — группам вулкано-тектонических структур.

Развиваемые в настоящей статье представления о ведущей роли в образовании вулкано-тектонических структур процессов аркогенеза и вообще дизъюнктивной тектоники, представляются весьма важным и, так как хорошо объясняют связь магматизма и эндогенной металлогении с глубинными разломами и подкоровыми магматическими очагами. Представления о ведущей роли блоковой тектоники для формирования вулкано-тектонических структур ставят неотложную задачу по выяснению строения складчатого фундамента депрессий, сведения о котором в настоящее время крайне ограничены. Между тем, как представляется, реакционные зоны на контакте пород фундамента и перекрывающих их вулканитов являются наиболее перспективными для концентрации эндогенного оруденения.

Особенно важным для палеовулканологического и металлогенического районирования планетарных вулканических поясов представляется выделение и изучение вулкано-тектонических систем, особенностей их глубинного строения, магматизма и металлогении.

ЛИТЕРАТУРА

- БЕЛЫЙ В. Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М., «Наука», 1969.
- БЕЛЫЙ В. Ф., ГЕЛЬМАН М. Л. Об отрицательных вулканоструктурах Охотско-Чукотского вулканического пояса. В сб. «Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры». Изд-во «Наука», Новосибирск, 1974.
- БЕСПАЛОВ В. Ф. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. Вопросы геологии Азии. Т. 1, изд-во АН СССР, 1954.
- БОГОМОЛОВ М. А., КИЦУЛ В. И. Чадский ультраосновной щелочной массив на восточной окраине Алданского щита. Сб. «Петрография метаморфических изверж. пород Алданского щита». Изд-во «Наука», 1964.
- БУРАГО А. И., РЫБАЛКО В. И., ФРЕМД Г. М. Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Материалы XVIII научной конференции геологического факультета ДВПИ, 1968, Владивосток.
- ВЛОДАВЕЦ В. И. Классификация отрицательных вулканических форм рельефа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1944.
- ГРУЗДЕВ К. И., ЯРЕНСКИЙ Ю. К. Геолого-структурные особенности Архарлинского месторождения. Мат. по геол. и полезн. ископ. Южного Казахстана, вып. 2/27, 1964.
- ДВОРЦОВА К. И. Девонский вулкан центрального типа в Чу-Илийских горах. Тр. лабор. палеовулканологии, вып. 1, Алма-Ата, 1963.
- ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С. Роль эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- ЕРЕМИН Р. А., ЯРМОЛЮК В. В. Геологическое строение и рудоносность Арманской кальдеры (Охотско-Чукотский вулканический пояс). В сб. «Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры». Изд-во «Наука», Новосибирск, 1974.
- ЗЕЙЛИК Б. С. О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможности использования высотных фотоснимков с целью обнаружения подобных структур. Изв. АН СССР, Серия геол. № 4, 1968.
- КОПТЕВА В. В. Строение Чубарайгырской вулканической депрессии. Тр. Лаборатории палеовулканологии, вып. 3, Алма-Ата, 1964.
- КОПТЕВА В. В. Позднепалеозойские вулканотектонические структуры Северного Прибалхашья. Тр. геол. ин-та, вып. 252. М-ва, 1974.
- КОТЛЯР В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение «Геол. и разведка», № 9, 1959.
- КОШКИН В. Я. Строение Караирекского вулканического массива в северном Прибалхашье. Тр. лабор. палеовулканологии вып. 3, Алма-Ата, 1964.
- КРАВЧЕНКО С. М. О юрских кальдерах проседания Центрального Алдана. Докл. АН СССР, т. 135, № 6, 1960.
- КОСЫГИН Ю. А., ФРЕМД Г. М., ВАН-ВАН-Е А. П., ИГНАТЬЕВ А. Б. К проблеме сложных вулканотектонических систем. Матер. I Всесоюзного палеовулканологического симп., Москва, 1973.
- КОБЫЛЯНСКИЙ Ю. Г. Арманская вулканотектоническая структура. Автореферат диссертации, Ленинград, 1974.
- КУЛИНИЧ Р. Г. Особенности глубинного строения и эндогенная рудоносность мезозойд. южной части Сихотэ-Алиня. Сб. «Мезозойский тектогенез», Магадан, 1971.
- ЛУЧИЦКИЙ И. В. Основы палеовулканологии. Изд-во «Наука», Москва, 1971.
- МАРХИНИН Е. К. Кальдеры и периферические вулканические очаги. Тр. лаборатории палеовулканологии, вып. 3, Алма-Ата, 1964.
- ПЕРЕКАЛИНА Т. В. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Изд. ЛГУ, 1966.
- ПЕРЕКАЛИНА Т. В., РЫБАЛТОВСКИЙ Е. В. Кольцевые интрузии северо-западной части Джунгарско-Балхашской складчатой системы. Вестн. ЛГУ, № 12, 1968.
- РУДИЧ К. Н. Магматизм хребта Сарычева. Госгеолиздат, 1959.
- СПЕРАНСКИЙ И. М. Формация игнимбритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса. Мат. ко второму Всесоюзному вулканологическому совещанию, Петропавловск-Камчатский, 1964.
- СВЕШНИКОВА Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М. Недра, 1973.
- ТОМСОН И. Н., ДЕЖИН Ю. П. Куйтунская кольцевая структура Забайкалья и некоторые общие закономерности в строении кольцевых комплексов: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1962 и 1963 гг.
- ФРЕМД Г. М. Основные черты верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии. Материалы к I Всесоюзному вулканологическому совещанию. Ереван, 1959.
- ФРЕМД Г. М. Роль эффузивного вулканизма в эндогенной металлогении южной Джунгарии. Вестник АН КазССР, № 11, 1960.
- ФРЕМД Г. М. К истории верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии. Тр. лабор. палеовулканологии, вып. 1, Алма-Ата, 1963.
- ФРЕМД Г. М., ИСАЕВА М. Д., КАМЕНСКИЙ А. С. Геологическое строение и история развития Восточно-Архарлинского стратовулкана в Южной Джунгарии. Тр. лабор. палеовулканол., вып. 3, Алма-Ата, 1964.

- ФРЕМД Г. М., РЫБАЛКО В. И. Каталог палеовулканов Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Матер. XVIII научн. конфер. геолог. факультета ДВПИ. Владивосток, 1968.
- ФРЕМД Г. М. Палеовулканология Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Матер. XVIII научн. конфер. геолог. факультета ДВПИ, Владивосток, 1968.
- ФРЕМД Г. М. К вопросу о развитии посторогенных вулcano-тектонических структур. Тезисы докладов к III Всесоюзному вулканолог. совещ. Львов, 1969.
- ФРЕМД Г. М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов. Изд-во ТГУ, 1972.
- ЭРЛИХ Э. Н. Новые данные о вулcano-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. Геотектоника, № 6, 1966.
- ЯРМОЛЮК В. В. Вулканические структуры обрушения. Охотско-Чукотского вулканического пояса. Изд-во «Наука», Новосибирск, 1973.
- ANDERSON E. M. Cone-sheets and ring-dykes: the dynamical explanation.— Bull. volcanol., t. XY, 1937.
- BAILEY E. B. et al. The Tertiary and Past-Tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban.— Mem. Geol. Survey Scotland, 1924.
- BEMMELEN R. W. The volcano-tectonic origin of Lake Toba (North Sumatra) Ingenieur Ned. Indie, N 9, 1939.
- BILLINGS M. P. Ring-dikes and their origin. New-York Acad. Sci., Trans ser. 2, v. 5, 1943.
- BOYD F. R. Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park-Wuoming. Bull. Geol. Soc. America, v. 72, N 3, 1961.
- BRANCH C. D. Volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites of the Georgetown Inlier, Queensland. Bur. Min. Res., Geol. and Geophys. Bull., v. 76, 1966.
- ESCHER B. G. On the formation of calderas. Leids. geol. meded., bd. 3, 1929.
- JOHNSON R. L. The geology of Dorowa and Shawa carbonatite complexes, Southern Rhodesia. Geol., Soc. S. Africa, v. 64, 1961.
- OFTEDAHL CHR. Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. Academy in Oslo, N. 4, 1957.
- RICHEY I. E. Some features of Tertiary volcanicity in Scotland and Ireland. Bull. Volcanol. v. XY, 1937.
- SMITH R. L., BAILEY R. A., ROSS C. S. Structural evolution of the Valles Caldera, New Mexico and its bearing on the emplacement of ring-dikes. USA Geol. Surv. research, 1961.
- STILLMAN C. I., COX K. G. The Chikala hill syenite complex of S. Nyasaland. Trans. a Proc. Geol. Soc. S. Africa, v. 63, 1960.
- THOMSON I. E., WILLIAMS H. The myth of the Sudbury Lopolith. 20-th Intern. Geol. Congr., Mexico, 1956.
- WILLIAMS H. Calderas and their origin. Bull. Calif. Univ. Dept. Geol. Sci., v. 25, N 6, 1941.

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В ЦИФРАХ И НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

В небольшой статье невозможно всесторонне рассмотреть вулканическую деятельность на Земле, поэтому в ней приведена только часть фактического материала, освещающего некоторые стороны деятельности вулканов и сделаны соответствующие предварительные выводы.

Сведения о действующих вулканах нашей планеты извлечены, главным образом, из работ, приведенных в списке литературы. Они являются наиболее полными по сравнению с ранее опубликованными, и поэтому они дают несколько иные результаты в рассматриваемых вопросах по сравнению с таковыми в ранее опубликованных работах.

Плотность рядов действующих вулканов

В настоящее время насчитывается 808 вулканов, действовавших в историческое время на Земле, т. е. почти 1/5 вулканов, возникших в течение пост-плиоценового времени. Из них для 569 вулканов известны точные или относительно точные даты извержений, для 50 они неизвестны, но предполагается по тем или иным признакам, что они извергались в историческое время, 189 вулканов находятся в сольфатарной стадии деятельности. В число 569 датированных вулканов входят, как наземные, так и подземные вулканы. Подводные извержения наблюдались у 90 вулканов в морях и океанах и у одного — в озере, из которых у 18-ти они происходили из подводных боковых кратеров. Некоторые из них уже соединились с их главными вулканами, как например, кратеры Такетоми с Алайдом (1933—1934 гг.), Капельнюш с Фаялом (1957—1958 гг.) и др. Следовательно, «самостоятельных» подводных вулканов насчитывается 72, да из них некоторые стали более или менее постоянными островами — вулканы Барчена, родившийся в 1952—1953 гг., Сюртсей, извергавшийся в 1963—1967 гг. и др. Кроме того, имеются сомнительные сведения об извержениях в южной Атлантике шести подводных вулканов. В данной статье они не учтены.

Большинство действующих вулканов на Земле расположено в виде 57 дугообразных, или слегка изгибающихся, или почти прямолинейных достаточно узких (обычно шириной в несколько десятков километров) вулканических цепей — полос проницаемости, тесно связанных с особо подвижными зонами земной коры — разломами, рифтами и поясами горообразования.

Некоторые одиночные вулканы, слишком далеко по простиранию расположенные от сконцентрированных вулканов данной полосы, не учитывались, как ее составные части, как например, подводный вулкан, находящийся среди Гавайских островов в 850 км от вулканов Килауэа и других, действующих на юго-восточном конце этих островов или вулкан Баррен, находящийся на северо-западном продолжении Зондской (Суматра-Яванской) дуги, но отстоящий на 750 км от ближайших действующих вулканов на Суматре и др.

Кроме того, некоторое количество вулканов находится вне всяких полос в стороне от них, как например, подводные вулканы, расположенные примерно посреди о. Тайвань и Изу-Марианскими островами или между о. Кермадек и о. Пасхи.

Приблизительная общая длина полос проницаемости круго-тихоокеанского пояса с ветвями Изу-Марианской и Зондской и тыловыми дугами Малых Антильских и Южных Сандвичевых островов, а также с Гавайскими, Галапагосовыми и Хуана Фернандеса островами составляет около 30 000 км. Длина полос между крайними в полосе действующими вулканами от 180 км (гавайская) до 1250 км (алеутская). Приблизительные же длины перерывов — отдельных участков без действующих вулканов от 300 до 1670 км и в одном случае около 2000 км.

В Атлантическом океане можно выделить только четыре полосы проницаемости — Исландскую, Азорскую и Канарскую и, пожалуй, район экваториальной Атлантики, общая длина которых около 2500 км. Вулканы в других местах Атлантики расположены слишком далеко друг от друга, чтобы можно было бы объединять в полосы. На этом же основании, а также вследствие нахождения в различных геологических структурах, нельзя объединять в полосы проницаемости 5 вулканов Индийского океана, расположенных на больших расстояниях друг от друга. В отношении таких одиноких вулканов, а также двух-трех действующих вулканов, расположенная часто близко друг к другу (в пределах первых десятков километров), но далеко отстоящих от полос проницаемости, по-видимому, необходимо пока считать, что они связаны с отдельными толчками и пунктами проницаемости.

Длина полос проницаемости в Аравии около 1300 км, а длина перерывов между ними около 500 км, а в Африке — около 1900 км и перерыва в них около 500 км. В районе Средиземного и Эгейского морей протяженность полос проницаемости около 1000 км, а длина перерыва в них около 700 км. Вулканы юго-запада Азии (Турции и Ирана) вряд ли следует объединять в одну полосу проницаемости так как на протяжении 3500 км расположены 2 извергавшихся и 4 находящиеся в сольфатарной стадии деятельности вулканов.

При этом необходимо отметить, что в ближайший действующий вулкан к востоку от Иранских, находящийся в сольфатарной стадии деятельности, является Баррен (на Андаманских о-вах), расположенный, примерно, в 3900 км от них. Расстояние же к ближайшему извергавшемуся вулкану в северо-западном направлении Немруд около 2000 км. Таким образом, расстояние между извергавшимися в историческое время вулканами Немруд и Баррен около 6000 км, и поэтому вулканы Средиземноморья и Зондские не объединены в один пояс проницаемости.

Густота расположения действующих вулканов в этих вулканических полосах проницаемости неравномерная. С одной стороны, значительно различная, как это приведено в табл. 1, а с другой, — находятся группы полос, в которых плотности рядов очень близкие, даже в полосах с различными геолого-тектоническими структурами.

Особой, наибольшей плотностью отличается Исландия.

Следующей по плотности ряда полосой является Центральная Америка, в которой последовательно близко примыкают Галапагосские о-ва, северо-восточная часть о. Хонсю, Камчатка, Ява и Курильские о-ва. В них плотность рядов изменяется от 1 : 26 до 1 : 30 для всех действующих вулканов и от 1 : 33 до 1 : 45 для датированных вулканов. Если для Камчатки и северо-восточной части о. Хонсю есть общие черты геолого-тектонической структуры, если для о. Явы и Курильских о-вов также свои особые общие для них черты, то другие полосы в этой группе отличаются по своим структурам от упомянутой пары. Однако, плотность ряда в них очень близка.

Таблица I

Пояса и пункты проницаемости	Приблизи- тельная длина по- лос проницае- мости	Количество вулканов		Плотность ряда вулканов		Количество лет в эруптивном состоянии	Количество эруптивных циклов				Среднее ко- личество циклонов на один вулкан		Средняя перио- дичность нача- ла эруптивных циклов в годах
		датиро- ванных	всех дей- ствующих	датиро- ванных	всех дей- ствующих		с 15 стол. до н. э.	сомнитель- ные	с 1750 г.		12	13	
									10	11			
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	с 15 ст. до н. э.
Камчатский п-ов	800	19	28	42	28	276	126	3	120	19	6,3	1,8	2,19
Курильские о-ва	1200	34	40	35	30	261	90	2	85	34	2,5	2,6	2,90
о. Хоккайдо	500	8	12	62	41	333	57	—	52	8	6,5	4,2	5,84
о. Хонсю	760	19	29	40	26	1288	144	—	77	16	4,8	2,8	8,94
о. Кюсю	300	7	8	43	37	1265	138	—	47	4	11,7	4,7	9,17
о-ра Рюкю	420	6	6	70	70	177	34	—	34	6	5,6	5,2	5,22
К В от Тайваня	500	4	7	125	71	120	4	—	4	4	1,0	30,0	30,0
Между Тайванем и Изу- Марианскими о-ми	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
о-ва Изу	520	9	9	58	58	123	2	—	2	1	2,0	61,5	61,5
о-ва Волгано	300	5	5	60	60	1289	61	—	36	4	9,0	6,1	21,1
Марианские о-ва	600	7	9	86	66	430	9	—	8	4	2,0	27,5	47,7
Филиппинский архипелаг (север)	425	6	6	71	71	187	25	—	25	7	3,5	7,4	7,48
Филиппинский архипелаг (юг)	1280	10	27	128	47	321	16	—	15	6	2,5	14,8	20,06
Южно-Китайское море	—	2	2	—	—	401	79	—	65	9	7,2	3,4	5,07
о-ва Сангихе	225	5	5	45	45	93	2	—	2	2	1,0	46,5	46,5
о-в Целебес	465	6	11	77	42	298	53	—	48	5	9,6	4,6	5,62
о-в Хальмахера	300	6	8	50	37	623	34	30	31	6	5,1	7,1	18,2
Море Банда	780	8	9	97	86	435	56	—	37	6	6,1	6,0	7,63
Малые Зондские о-ва	1050	20	26	52	40	461	41	—	24	7	3,4	3,2	11,24
о-в Ява	1000	22	35	45	28	461	95	2	90	20	4,5	2,4	4,85
»	»	»	»	»	»	973	259	—	223	21	10,6	1,0	3,75
о-ва Суматра и Крака- тао	1690	14	27	120	62	(662)	257	—	—	—	—	—	2,57)
Андаманские о-ва	—	1	1	—	—	293	83	2	82	14	5,8	2,7	3,53
о. Новая Гвинея (запад)	—	1	1	—	—	190	4	—	4	1	4,0	47,5	47,5
» (Папуа)	450	3	8	150	56	109	1	—	1	1	1,0	109,0	109,0
о-ва к СВ от Новой Гви- неси	480	6	8	80	60	93	3	—	3	3	1,0	31,0	31,0
						273	28	—	26	6	4,3	8,5	9,74

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
о-ва Адмиралтейства	—	1	1	—	—	90	3	—	3	1	3,1	30,0	30,0
о. Новая Британия	500	6	14	83	36	206	23	—	23	6	3,8	8,9	8,9
Соломоновы о-ва	700	4	8	175	87	405	16	—	15	4	3,7	14,8	25,3
о-ва Санта Крус — Но- вые Гебриды	1200	9	12	133	100	325	38	п	36	8	4,5	6,1	9,9
о-ва Матью и Хунтер	—	1	2	—	—	20	1	—	1	1	1,0	20,1	20,1
о-ва Самоа	400	4	4	100	100	283	4	—	3	3	1,0	74,0	70,7
о-ва Тонга	720	12	12	60	60	199	47	1	47	12	3,9	4,2	4,23
о-ва Кермадек	200	3	4	66	50	159	5	—	5	3	1,6	31,8	31,8
Между о-вами Кермадек и Пасха	—	1	1	—	—	45	3	—	3	1	3,0	15,0	15,0
Новая Зеландия	300	6	7	50	43	369	46	1	45	5	9,0	4,9	8,0
о-ва Баллен	300	1	3	300	100	134	2	—	2	1	2,0	67,0	67,0
Земля Виктории	300	1	3	300	100	132	6	—	6	1	6,0	22,0	22,0
Антарктический п-ов	200	2	4	100	50	131	5	1	5	2	2,5	26,2	26,2
Южные Сандвичевы о-ва	440	7	10	63	44	154	18	—	18	7	2,5	8,5	8,5
Южная Америка (юг)	700	4	5	175	140	97	5	—	5	4	1,2	19,4	19,4
» (середина Чили)	1100	19	20	58	55	333	107	—	104	19	5,4	2,1	3,1
» (сев. Чили — Пе- ру)	1500	10	31	150	48	535	51	1	45	9	5,0	4,9	10,49
» (север)	850	15	21	56	40	441	140	п	100	15	6,6	2,2	3,15
о-ва Хуан Фернандеса	350	3	3	116	116	230	2	1	2	2	1,0	111,0	115,0
о. Сан Феликс	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Галапагосские о-ва	300	9	11	33	27	176	31	—	31	9	3,4	5,6	5,7
Малые Антильские о-ва	550	9	17	61	32	573	26	—	21	9	2,3	10,5	21,03
Центральная Америка	1070	33	41	32	26	453	190	35	143	30	4,7	1,5	2,38
Мексика	1300	7	9	185	144	454	33	—	13	6	2,1	17,0	12,27
о-ва Сокорро-Барчена	—	2	2	—	—	125	3	1	2	2	1,0	62,5	41,6
Калифорния	—	1	1	—	—	227	2	—	1	1	1,0	222,0	113,5
Северная Америка	915	9	12	102	76	973	25	—	19	6	3,1	11,6	38,9
п-ов Аляска	950	14	19	68	50	211	54	16	54	14	3,8	3,9	3,9
Горы Врангеля	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Алеутские о-ва	1250	26	28	48	44	213	99	47	99	26	3,8	2,15	2,15
Гавайские о-ва	180	4	4	45	45	223	50	—	50	4	12,5	4,4	4,4
» (СВ)	—	1	1	—	—	18	1	—	1	1	1,0	18,0	18,0

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	30340	453	640	—	—	—	2480	142	2043	426			
Континентальная Азия	—	5	6	—	—	376	7	1	3	3			
о-в Ян Майен	—	1	2	—	—	241	3	—	2	1			
Исландия	480	32	38	15	13	1073	110	6	49	18			
Северная Атлантика	—	5	5	—	—	517	6	—	5	4			
Азорские о-ва	700	10	12	70	58	479	22	1	10	7			
Канарские о-ва	550	3	3	183	183	388	11	—	5	3			
о-ва Зеленого мыса	—	1	1	—	—	473	9	—	6	1			
Экваториальная Атлантика	800	4	4	200	200	212	6	—	6	4	1,5	35,3	35,3
Южная Атлантика	—	2	2	—	—	18	2	—	2	2	1,0	9,0	9,0
Северо-Восток Апеннинского п-ова	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Апеннинский п-ов с о-вами Липарскими и Сицилией	420	8	9	52	46	3500	209	—	85	4	21,2	2,4	16,9
Средиземное море	150	4	4	37	37	2214	9	—	6	4	1,5	37,0	246,0
»	»	»	»	»	»	(341	8	—	»	»	—	—	42,6)
Эгейское море	400	3	3	133	133	3500	18	—	8	2	4,0	27,7	194,4
»	»	»	»	»	»	(2220	17	—	—	—	—	—	129,0)
Юго-западная Азия	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Малая Азия	725	2	3	362	242	1900	2	—	—	—	—	—	950,0
Аравийский п-ов (запад)	675	7	8	96	84	2500	7	—	—	—	—	—	357,1
» (юг)	600	6	11	100	54	1500	6	—	2	1	2,0	111,0	250,0
Индийский океан	—	4	5	—	—	333	62	2	56	4	14,0	3,9	5,36
Красное море и Эфиопия	1050	7	23	150	45	200	19	—	19	7	2,7	10,5	10,52
Восточная Африка	750	7	16	107	47	123	18	7	18	7	2,5	6,8	6,84
» к ЮЗ	—	1	1	—	—	170	1	—	1	1	1,0	170,0	170,0
Центральная Африка	—	3	3	—	—	89	25	—	25	3	8,3	3,5	3,5
Западная Африка	—	1	1	—	—	2450	13	—	11	1	11,0	20,1	192,0
Северная Африка	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	7300	116	168	—	—	—	590	17	319	77			
	37640	569	808	—	—	—	3070	159	2352	503			

В поясах с различными геолого-тектоническими структурами, как например, на Гавайских о-вах, о-ва Сангихе, Красное море с Эфиопией, Апеннинский п-ов с о-вами Липарскими и Сицилией, плотность ряда от 1 : 45 до 1 : 46 (т. е. почти одинаковая) для всех действующих вулканов и от 1 : 45 до 1 : 52 и в одном случае до 1 : 150 для датированных вулканов.

Рассмотрим другие примеры. Так, в поясах, расположенных в геолого-тектонической системе одного типа — типа Камчатки, а именно в северо-восточной части о. Хонсю, на Камчатке, о. Кюсю, о. Хоккайдо, о. Целебесе, северном острове Новой Зеландии, Аляскинском п-ове и на о. Суматра плотность ряда от 1 : 26 до 1 : 62 для всех действующих вулканов и от 1 : 40 до 1 : 77, а в одном случае до 1 : 120 для датированных вулканов.

Другой пример для поясов проницаемости, расположенных в тектонической системе типа Курил. К ней относятся о. Ява, Курильские о-ва, Алеутские о-ва, о-ва к СВ от Новой Гвинеи, Новые Гебриды, о-ва Рюкю и Соломоновы о-ва. В них плотность ряда от 1 : 28 до 1 : 87 и в одном случае до 1 : 100 для всех действующих вулканов и от 1 : 35 до 1 : 80 в одном случае до 1 : 175 для датированных вулканов.

Таким образом, можно сделать предварительный вывод, что частота расположения — плотность рядов действующих вулканов в поясах проницаемости, по-видимому, в настоящее историческое время не зависит от упомянутых типов тектонических систем.

Интенсивность вулканической деятельности

Фактические данные о количестве извергавшихся в историческое время вулканов и об их извержениях приведены в табл. 1, причем для большей объективности и точности приведены не отдельные извержения, а циклы извержений или, что то же, эруптивные циклы. Последние могут состоять из одного взрыва — одного извержения до очень многих взрывов, излияний и выжимания лав, и во времени продолжаться от часа до нескольких лет.

В данной статье принято несколько условно отделение одного эруптивного цикла от другого периодом покоя более одного года.

Приведены количества эруптивных циклов, происшедших, как в историческое время, так и в последние 222 года. Дело в том, что только с 1750 г. имеются более или менее полные сведения о вулканической деятельности во всех поясах и местах проницаемости Земли, за исключением Антарктики.

В отношении количества вулканов с датированными извержениями имеются сведения о 11 вулканах, извергавшихся до нашей эры. За первые 15 столетий нашей эры их число увеличилось на 52. За 16 и 17 столетия еще прибавилось 98 и их стало 161. Особенно много появилось «новых» вулканов — 408 в последние три столетия, а всего, таким образом, в настоящее время насчитывается 569 вулканов, извергавшихся в историческое время.

Однако, такой значительный прирост в последние пять столетий действующих вулканов, по-видимому, следует объяснять постепенным, начиная с 16-го столетия, включением в сферу наших знаний новых вулканических областей, которое завершилось в 1819 г. открытием вулканов в Антарктике. Таким образом такой большой скачок в числе вулканов произошел не столько вследствие образования новых вулканов, сколько отсутствием до этого времени для многих «новых» вулканов сведений об их эруптивной деятельности.

Если же признать эти вулканы, как новые или после долгого перерыва возобновившие свою деятельность, то следует сделать вывод,

что с 15-го столетия до н. эры и до 16-го столетия, т. е. за 3000 лет возникновение или возобновление деятельности вулканов было более или менее равномерным от 0 до 5 и от 3 до 9 в столетие. Значительное увеличение произошло в 16 и 17 столетиях соответственно 58 и 40, особенно большое в последние три столетия — 109 в 18-м, 196 в 19-м и 103 вулкана в 20-м столетии.

Таким образом, как ни относиться к этим цифрам, все-таки следует отметить, что наша планета, начиная с 16-го, и особенно, с 18-го столетия, стала более проницаемой, что вулканическая деятельность значительно усилилась, но... вероятно, не в таких размерах, какие непосредственно вытекают из приведенных цифр.

Такое увеличение числа извергавшихся вулканов отразилось на скачкообразном увеличении и числа эруптивных циклов. За все историческое время насчитывается 3070 эруптивных циклов и 159 находятся под сомнением из них 2362 (и 145 под сомнением) эруптивных циклов, т. е. 77% произошли с 1750 г. по настоящее время.

Наибольшие количества эруптивных циклов, приведенные в табл. 1, зарегистрированы на о. Яве, Апеннинском п-ве с о-ми Липарскими и Сицилией, Центральной Америке, в северо-восточной части о. Хонсю, в северной части Южной Америки, на о. Кюсю, Камчатке, Исландии, в средней части Южной Америки, на о-вах Алеутских, Малых Зондских и Курильских. Для первых трех соответственно 259, 209 и 190 эруптивных циклов и 35 под сомнением. В последующих шести областях от 144 до 107 эруптивных циклов и в последних трех областях от 99 эруптивных циклов +47 под сомнением и до 90 эруптивных циклов.

От 83 до 51 эруптивных циклов произошло в 9 поясах, от 50 до 26 — в 12 поясах, от 25 до 11 — в 14 поясах и от 9 до 1 эруптивных циклов во всех остальных поясах и пунктах проницаемости.

О степени интенсивности вулканической деятельности в поясах проницаемости свидетельствуют также и значения средней периодичности извержений. Приведенные в табл. 1 данные в годах за последнее время и за все историческое для датированных вулканов время показывают, что наибольшей частотой эруптивных циклов отличаются (первые цифры относятся к последнему периоду в 222 года, а вторые — ко всему историческому времени для данной полосы проницаемости) вулканы: о. Явы, 1,0—3,75 (если же считать 1311 г. то 2,57), Центральной Америки 1,5—2,38, Камчатки 1,8—2,19, Алеутских о-вов 2,15—2,15, средней части Южной Америки 2,1—3,1, северной части Южной Америки 2,2—3,15, Апеннинского п-ова с островами 2,4—16,9, Курильских о-вов 2,6—2,9, о-вов Суматра и Кракатай 2,7—3,5, северо-восточной части о. Хонсю 2,8—8,9 и т. д.

Следует также отметить, что в приведенных десяти поясах количества вулканов, извергавшихся в последние 222 года и в историческое время были в 7 случаях одинаковыми, а в последних столетиях в трех случаях меньше — на о. Ява на один вулкан, в Центральной Америке на три и на Апеннинском п-ове с островами на четыре вулкана.

Общее представление об эруптивной деятельности на Земле с 1500 по 1973 гг. дает диаграмма (рис. 1), на которой некоторые пояса проницаемости, приведенные в табл. 1, объединены в отдельные вулканические пояса. Так, объединены вулканы о. Хоккайдо с северо-восточными о. Хонсю, вулканы о-вов Изу, Волкано и Марианских; вулканы Суматры, Явы, Малых Зондских о-вов и моря Банда и т. д.

На диаграмме приведены количества вулканов, находившихся в эруптивном состоянии и время покоя в вулканических поясах. Она дает обобщенный материал об эруптивной активности как для сравнений и сопоставлений в отдельных поясах, так и для общего представления о вулканической деятельности на Земле.

В число помянутых количеств 3070 эруптивных плюс 159 сомнительных циклов входят циклы, в течение которых происходили в том или ином объеме лавовые извержения, причем эффузивных циклов насчитывается 733 и 24 под сомнением и экструзивных циклов 106 и 1 под сомнением.

Кроме того, известны 83 цикла извержений раскаленных туч различного типа, из которых около 60 сопутствовали экструзивным циклам.

По количеству эффузивных циклов на первом месте стоит Апеннинский п-ов, затем последовательно Центральная Америка, Индийский океан, Гавайские о-ва и другие, приведенные в табл. 2. Таблица показывает роль эффузивных циклов (в процентах) по отношению ко всем эруптивным циклам данного вулканического района, но не отражает объемы излившихся лав.

Таблица 2

Пояса и пункты происхождения	Количество извергающихся вулканов	Количество эруптивных циклов			Количество эффузивных циклов, %
		эффузивных	экструзивных	всех	
О-ва Канарские и Зеленого мыса	4	20	—	20	100,0
Гавайские о-ва	4	48	—	50	96,0
Индийский океан	4	50+2	—	62+2	80,6
Галапагосские о-ва	9	20	—	31	64,5
Центральная Африка	3	16	—	25	64,0
Эгейское море	3	10	4+9	18	55,5
Апеннинский п-ов с островами	8	110	—	209	52,6
Восточно-Меланезийские о-ва	10	17	—	39	43,5
Азорские о-ва	10	9	—	22	40,9
О-ва Изу	9	20	2	61	32,8
О-ва Тонго	12	15	—	47	31,9
Центральная Америка	33	56+3	7	190+35	29,4
Алеутские о-ва	26	29	6	99+47	29,0
Мексика с островами	10	10	1	38	26,3
Камчатка	19	30	6	126+3	23,8
Филиппины (южная часть)	10	18	2	79	22,7
Южная Америка (северная часть)	15	29	2	140	20,7
Южная Америка (средняя часть)	19	22	—	107	20,5
О-ва Хальмахеры	6	11	1	56	19,6
Аляска	14	10	4	54+16	18,6
Малые Зондские о-ва	20	17	6	95	17,9
о. Ява	22	35	25	259	13,5
Курильские о-ва	34	11	5	90+2	12,2
Исландия	32	11	—	110+6	10,0
» с сомнительными циклами		27	—	»	23,2

Как видно, все извержения на островах Канарских и Зеленого мыса были эффузивными. Лавовые извержения преобладали на Гавайских о-вах и затем в Индийском океане.

Следует отметить, малое количество эффузивных циклов в Исландии всего 10%. Если же принять во внимание и сомнительные эффузивные циклы, то роль их выразится в 23,2%. В остальных поясах доля эффузивных извержений еще меньше, причем в 14 поясах они вообще неизвестны.

Экструзивных циклов больше всего было на о. Ява.

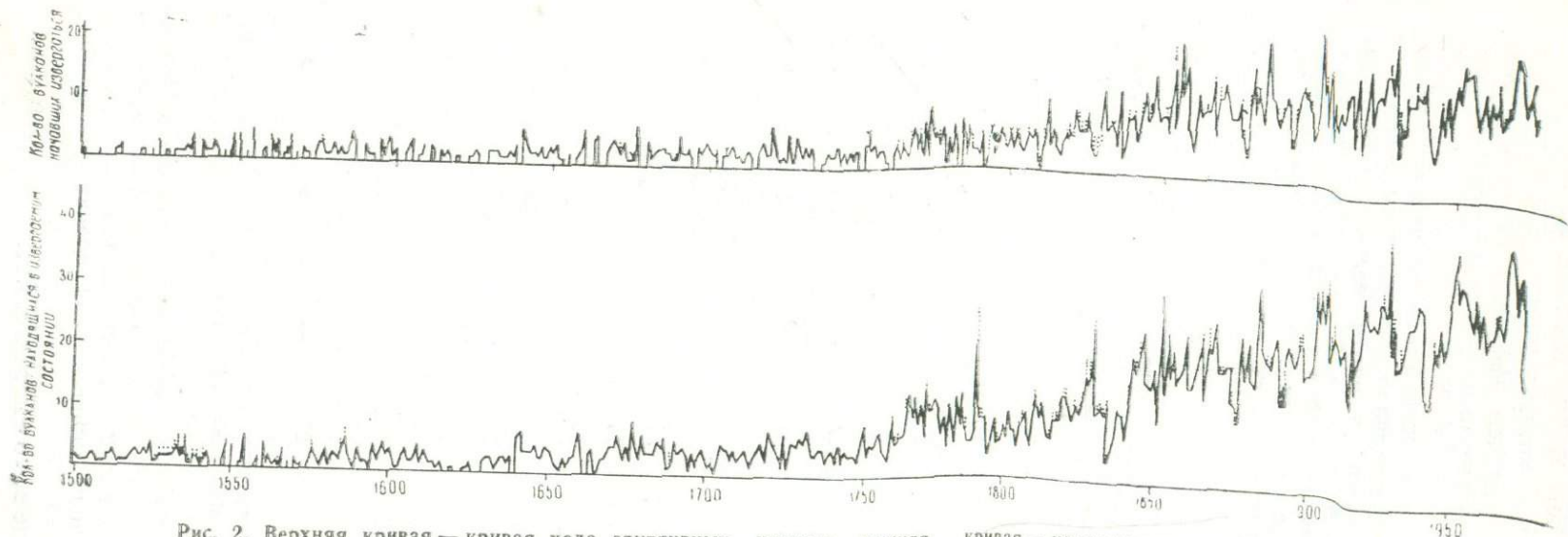


Рис. 2. Верхняя кривая — кривая хода eruptивных циклов; нижняя кривая — кривая хода eruptивного состояния.

О периодичности вулканической активности

В настоящей статье сделана попытка рассмотреть вопрос о существовании и характере периодичности в вулканической деятельности на всей Земле за последнее полтысячелетие, но она сделана, исходя из несколько иных позиций, чем это делалось ранее другими авторами, а именно — с одной стороны, из учета времени только начала извержений — начала эруптивных циклов, не принимая во внимание их продолжительность, а с другой стороны, — из учета всего времени извержений — времени нахождения в эруптивном состоянии.

Хотя сведения об извержениях до 1750 г. явно не полные, тем не менее имеющиеся данные в какой-то мере отражают изменения в количестве извержений и намекают о каких-то периодических усилениях и ослаблениях вулканической активности, которые становятся очевидными в последние 220 лет, как это видно на диаграмме (рис. 2), на которой верхняя кривая показывает ход изменения по годам количества вулканов, начавших эруптивные циклы или что то же — числа эруптивных циклов, а нижняя кривая — количество вулканов, находившихся в эруптивном состоянии.

По этим данным до 1663 г. Земля находилась временами в покое, что вряд ли верно, а с упомянутого года находится в непрерывном (понимая не менее одного извержения в год) эруптивном состоянии. Перерывы же в эруптивных циклах наблюдались до 1783 г., а с этого года они возникали ежегодно.

В общем на протяжении почти 500 лет промежутки времени между максимальными значениями чисел извержений на каком-то отрезке времени более или менее одинаковые, потом становятся различными, затем величины их снова изменяются и т. д.

Можно выделить 56 кратковременных интервалов между незначительными максимумами извержений или 16 длительных — между более значительными значениями максимумов. Так, с 1500 до 1548 г. продолжительность интервалов была в пределах 11—13 лет, потом до 1566 г. — 6-летние интервалы, затем до 1605 г. — в пределах 7—10 лет. Далее некоторое усиление активности произошло в 1640 г., т. е. через 35 лет, потом через 20 лет в 1669 г., еще через 17 лет в 1677 г., затем до 1720 г. интервалы были в пределах 8—13 лет и один раз 5 лет, далее до 1772 г. интервалы были от 10 до 12 лет и по одному с 5 и с 15 лет и т. д. С 1812 г. по 1970 г. продолжительность интервалов, главным образом, в пределах 4—6 лет и по одному в 3, 9 и 11 лет и по двум в 8 и 10 лет.

Продолжительность промежутков времени между более значительными числами извержений, начиная с 1500 г., следующая: 54, 32, 54, 20, 17, 43, 52, а с 1772 г. — 18, 22, 18, 24, 29, 19, 27, 22 и 15 лет.

Таким образом, эти значения значительно отклоняются от их среднего значения — 29,5 лет, так же как и кратковременные интервалы — от их среднего значения в 10,2 года.

Интервалы между максимальными значениями количеств эруптивных циклов и количеств вулканов, находящихся в эруптивном состоянии, определенные по 5- и 11-летним усредненным цифрам, приведенные в табл. 3, также значительно отклоняются от их средних величин.

По 5-летним усредненным цифрам для эруптивных циклов 15,2 года, а для эруптивного состояния — 20,5 года. По 11-летним усредненным цифрам — для эруптивных циклов 26,2 года и для эруптивного состояния — 39,3 года.

Таким образом, исходя из приведенных данных, на нашей планете в целом наблюдается неравномерное чередование усиления вулканической деятельности и эту изменчивость в вулканической активности следует рассматривать как проявления неправильной периодичности.

Ее сопоставление с другими природными явлениями и возможная связь с ними не рассматриваются в данной статье.

Года максимальных значений количества эруптивных циклов и эруптивных состояний и интервалы между ними

Таблица 3

По 5-летним усредненным цифрам				По 11-летним усредненным цифрам			
эруптивные циклы	интервалы	эруптивные состояния	интервалы	эруптивные циклы	интервалы	эруптивные состояния	интервалы
1533—34	—	1533—40	—	1528—39	—	1533—37	—
1552	19	1564—65	24	1561—63	33	1561—64	24
1556	4	1585	20	1580—86	19	1582—86	18
1564	8	1597	12	1593—01	13	1644	58
1574—78	10	1610	13	1636—44	43	1673	29
1584—86	10	1642	32	1672—73	36	1706—10	33
1597—98	13	1658	16	1687—88	15	1728—32	18
1642	45	1671	13	1703—04	16	1769—72	37
1662	20	1691—92	20	1728	25	1826—30	54
1670	8	1707	16	1771	43	1887	57
1690—92	20	1719—22	12	1787	16	1906	19
1706—07	16	1730	8	1808	21	1924—25	18
1725—31	19	1772—74	42	1825	17	1952	27
1738—41	13	1791	17	1853	28		
1751—53	13	1813—14	22	1864—66	11		
1761	10	1830	16	1881—82	17		
1770—74	9	1844—45	14	1905—06	24		
1785	15	1854	9	1928—29	23		
1791	6	1867	13	1948	20		
1813	22	1885	18				
1822—24	9	1905	20				
1845	23	1927	22				
1854	9	1938	11				
1865	11	1950	12				
1878	13	—	—	—	—	—	—
1885	7	—	—	—	—	—	—
1894—95	9	—	—	—	—	—	—
1904	10	—	—	—	—	—	—
1915	11	—	—	—	—	—	—
1927	12	—	—	—	—	—	—
1951	24	—	—	—	—	—	—
1966	15	—	—	—	—	—	—

Выводы

1. Вулканическая деятельность в историческое время на Земле проявляется в 57 поясах и некотором числе точек или лунков проницаемости, расположенных в различных геолого-тектонических структурах.

2. Плотность рядов действующих вулканов в поясах проницаемости различная и не зависит от типа тектонической системы. Наибольшая плотность в Исландии, затем в Центральной Америке. Камчатка на 5, Курильские о-ва на 7 месте.

3. Значительное увеличение в 18 и 19 столетиях числа новых или возобновивших деятельность вулканов свидетельствует не только о получении более полной информации об их активности, но и об усилении вулканической деятельности.

4. За историческое время произошло не менее 3070 эруптивных циклов в 159 сомнительных, из которых 77% произошло в последние 220 лет.

5. Наибольшее количество эруптивных циклов учтено на о. Ява, Апеннинском п-ве с островами, Центральной Америке. Камчатка стоит на 7 месте, Курильские о-ва — на 12 месте.

6. Средняя периодичность начала эруптивных циклов. Чаще всего извергались вулканы Алеутских о-вов и Камчатки, затем Центральной Америки.

7. Изменчивость вулканической активности в целом имеет пульсационно-волновой характер, но с неравномерным чередованием усилений активности. Эту изменчивость следует рассматривать как проявления направленной периодичности.

Литература

1. BULLETIN of VOLCANIC ERUPTIONS. NN I—11, 1961—1973. Volcanol. Soc. of Japan and IAVFI of IUGG.
2. CATALOGUE OF THE ACTIVE VOLCANOES OF THE WORLD INCLUDING SOLFATARA FIELDS.—Pt. 1—XXI, 1951—1967. Intern. Assoc. on Volcanol.
3. LIST OF THE WORLD ACTIVE VOLKANOES.—1971,—Volcanol. Soc. of Japan and IAVCEI of IUGG.
4. THE VOLCANOLOGICAL BULLETIN of the Japan Meteorological Agency.—Vol. 1. No. 1, 1961, volumes 4—9, vol. 10 No. 4, vol. 11 No. 1, vol. 12 No. 1, 1965—1973.
5. Информационные карточки об извержениях вулканов.—Smithsonian Institution Center for short-lived Phenomena. 1968—1973.
6. MERCALLI G. I VULCANI ATTIVI DELLA TERRA.—Milano, 1907.
7. SAPPER K. KATALOG DER GESCHICHTLICHEN VULKANAUSBRUCHE.—Strassburg, 1917.
8. SAPPER KARL. VULKANKUNDE.—Stuttgart, 1927.
9. HANTKE GUSTAVE. Übersichts über die vulkanische Tätigkeit 1948—1950, 1951—1953, 1954—1956 — Bull. Volcanol., XIV, 1955, XX. 1959.

СПЕЦИФИКА КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА

Бурное развитие всего комплекса геологических наук позволило в последние годы вплотную подойти к пониманию природы магмы и условий ее залегания в глубинах земли.

Конечно, это стало возможным только в результате одновременных целеустремленных исследований в совершенно различных областях. Огромное значение имело экспериментальное воспроизведение силикатных расплавов, моделирующих магму и изучение свойств этих моделей. Большую роль играло геофизическое изучение глубинных частей земной коры и мантии; только с помощью геофизических методов могло быть указано место локализации магматических расплавов. Наконец, непосредственные данные для познания природы магмы доставляет полевое вулканологическое исследование, в первую очередь данные, получаемые во время наблюдений над действующими вулканами и в меньшей степени — над вулканическими извержениями прошлого.

Наиболее вероятным предположением о природе магмы является гипотеза (Белоусов, 1964), рассматривающая гранитную магму как продукт селективного плавления силикатного материала в присутствии воды в пределах низов земной коры, на глубинах порядка 20—30 км. Основная магма, по той же гипотезе, локализуется в верхней мантии, на глубинах примерно 100—400 км (Магницкий, 1968; Куно, 1970). Она также сейчас наиболее часто рассматривается, как продукт селективного плавления перед мантии, но уже в условиях общей исключительной бедности мантии водой.

В областях своего становления в глубинах Земли, как гранитная, так и основная магма, во-первых, должны находиться в равновесии со вмещающими породами и, во-вторых, должны составлять только наибольшую часть всей породы; наиболее вероятно, что магма циркулирует в порах существенно твердой вмещающей породы, как присущая этой породе жидкая фаза, подобно тому, как в близповерхностных условиях водная фаза циркулирует по существенно твердому горизонту (Петров, 1972). Иначе говоря, в земной коре и приповерхностных частях мантии можно различать два горизонта, изначально несущих магматический материал. Первый такой горизонт — горизонт, несущий кислую магму, — располагается сверху, второй, несущий основную магму — ниже. Горизонты, несущие магму, видимо, довольно мощные, особенно горизонт, несущий основную магму; в пределах этого горизонта в верхах располагается андезитовая магма, к низу постепенно переходящая в базальт.

Поскольку магма находится в равновесии с вмещающими породами и является закономерным компонентом каждого горизонта, несущего магму, постольку судить о ее наличии в этом горизонте можно только тогда, когда этот горизонт будет нарушен, и свойственная ему жидкость, в данном случае магма, будет излита на поверхность, т. е. произойдет

вулканическое извержение или магма внедрится в другие (более холодные) породы, где она может застыть с образованием интрузивного тела. Однако до сих пор остается неясным, распространены ли несущие магму горизонты по всему земному шару в виде сплошных горизонтов в тех областях, где вообще возможно существование той или иной магмы, т. е. по всей мантии для основных пород, а для кислой магмы везде где существует континентальная кора, или эти горизонты существуют только в некоторых специфических местах, в форме более или менее протяженных линз. Более вероятно, видимо, первое предположение.

Особенно большие трудности в понимании природы вулканических извержений создает залегание гранитного, несущего магму горизонта над горизонтом, несущим основную магму, поскольку глубинный канал, поставляющий основную магму, обязательно должен пройти через горизонт, несущий кислую магматическую жидкость.

Механизм подъема магмы к поверхности и причина смены ее состава в процессе деятельности того или иного вулканического сооружения до сих пор обсуждается только в очень общей форме (Механизм..., 1972), почему даже единственно возможное сейчас схематическое рассмотрение имеющихся материалов, будет полезным, хотя бы для привлечения внимания к путям возможного решения проблемы.

Чисто теоретически можно предположить следующие немногие механизмы продвижения магмы к поверхности.

А. Непосредственный подъем магмы к дневной поверхности из несущих магму горизонтов может осуществляться:

А₁— по разлому, доходящему только до горизонта, несущего кислую магму;

А₂— по постепенно углубляющемуся разлому, открывающему сначала путь для кислой, а затем для основной магмы;

А₃— по глубинному разлому, первоначально достигавшему той или иной части горизонта, несущего основную магму, впоследствии закупорившемуся снизу;

А₄— по периодически приоткрывающемуся разлому;

А₅— по одному и тому же разлому одновременно для кислой и основной магмы с действием «эффекта пульверизатора»,

Б. Подъем магмы с образованием промежуточных очагов может происходить:

Б₁— по схемам, рассмотренным в А₁—А₄, при этом создаются близповерхностные самостоятельные очаги кислой и основной магмы, развивающиеся каждый самостоятельно;

Б₂— по принципу пульверизатора (А₅) создается смешанный близповерхностный очаг;

Б₃— очаг создается без подъема магмы по разлому, с помощью механизма всплывания магмы и оседания кровли.

Рассматривая, опять-таки число теоретически, каждый из намеченных выше возможных путей транспорта магмы к дневной поверхности, можно наметить и те характерные особенности деятельности вулкана, которые могут свидетельствовать о том или ином механизме подъема магмы.

Уже из самого факта равновесности магмы с вмещающими породами можно вывести и коренное различие, позволяющее отличить продукты вулканизма, образовавшиеся в результате непосредственного излияния из несущего магму горизонта (механизмы группы А) от излияний из промежуточных очагов (механизмы группы Б). Первые, изливающиеся из магматического горизонта, не могут иметь порфировых вкрапленников, вторые, изливающиеся из очага, напротив, должны содержать порфировые вкрапленники. Кроме того, резервы магмы в первом случае

значительно больше, чем во втором, что позволяет думать о большем вероятности создания ареальных извержений за счет излияния непосредственно из глубоких трещин, связанных с глубинными разломами.

Попробуем подробно разобрать все намеченные выше возможности.

О существовании в вулканических областях механизма прямого подъема магмы из областей, несущих магму, к вулканическому аппарату говорилось неоднократно (Куно, 1970). Была даже вычислена скорость движения магмы по глубинному разлому, которая оказалась довольно большой, порядка 1,5—2 км в день (Blot, 1963).

Первый и самый простой путь (группа A_1) подъема кислой магмы — это подъем по разлому, доходящему только до горизонта, несущего кислую магму, видимо, в условиях поверхностного вулканизма не осуществляется. Вместе с тем это, судя по всему, один из наиболее обычных путей образования интрузивных магматических тел, особенно застывших на относительно большой глубине, в условиях верхов амфиболитовой фации метаморфизма и в низах зеленокаменной фации. В этих условиях кристаллизуются настоящие граниты, часто сопровождающиеся пегматитовыми жилами. Зачастую подобные разломы, служащие путями движения магмы, в конце процесса внедрения вновь замыкаются, давая бескорневые тела, типа факолитов, линзовидных жил и подобных бескорневых интрузивных массивов.

Вторая и третья возможность (группы A_2 и A_3) различаются главным образом по последовательности извержения, в остальном они подобны как по массовости извержения, так и по характеру лав, лишенных вкрапленников.

Первой из этих двух возможностей — постепенным углублением разлома, можно, видимо, объяснить характер развития вулканического процесса в Южной Грузии, где в основании новейшей вулканической толщи залегает мощная серия кислых пепловых накоплений Годерского перевала района Вардизии. Судя по характеру туфов и условиям их залегания здесь следует говорить о катастрофическом извержении, происходившем неожиданно; в невулканической прежде области пепел засыпал огромный лес, росший на поверхности мощных латеритных почв. Пепел сохранил стволы деревьев, листья и плоды, имевшиеся в лесу в момент извержения. Видимо, одновременно с извержениями или вскоре после них происходили тектонические подвижки, коренным образом изменившие рельеф местности. Излияние последующих базальтовых лав (плато базальтов) происходило уже на деформированную поверхность, покрытую пеплом и продуктами перемыва вулканического материала, что говорит об относительно длительном перерыве вулканизма между кислыми и основными извержениями.

Примеров развития вулканизма по схеме A_3 , которая предусматривает начальную активность основной массы, судя по литературе довольно много. Большая жидкоплавкость и текучесть основных лав приводит к тому, что при массовом излиянии образуются лавовые плато, часто лежащие в основании многих вулканических областей. Не будет ли таким массовым начальным излиянием, в частности, базальтовое плато Ключевского Дола (Тимербаева, 1967)?

К сожалению, изучению проблемы начала вулканизма в первоначально невулканических областях уделяется в нашей науке меньше внимания, чем она этого заслуживает.

Механизм групп A_4 и A_5 — излияние из пульсирующего канала и одновременное излияние основной и кислой магмы с помощью «эффекта пульверизатора» — могут, видимо, объяснить развитие вулканизма в ряде вулканических центров, дающих пестрые по составу продукты. Однако уверенные доказательства именно такого механизма пока предположить очень трудно. Подтверждение существования «эффекта пульверизато-

ра» могло бы служить прямым доказательством правильности рассмотренного выше предположения о расположении горизонтов, несущих магму, одного над другими. Результатом «эффекта пульверизатора» могла бы быть шлировая лава, изменение состава лавовых потоков во времени, а так же их струйчатость. Вряд ли можно ожидать получения таким путем гомогенной лавы необычного состава; время пребывания лавы в канале относительно мало и его недостаточно для гомогенизации расплава.

Излияние лавы из промежуточного очага (группа Б) является наиболее доказанным и наиболее распространенным случаем вулканических извержений. В ряде случаев существование промежуточного очага, залегающего непосредственно под вулканом или группой вулканов, доказывается прямыми геофизическими измерениями (Горшков, 1956; Федотов, 1966), но часто об очаге можно судить по характеру деятельности вулкана.

Самым характерным признаком, позволяющим считать, что излияния лавы происходят из промежуточного очага, являются признаки, свидетельствующие об автономном развитии очага и близповерхностных изменениях магматического расплава.

Поступая в верхние горизонты земной коры магма может начать кристаллизоваться, давая порфиновые вкрапленники, и претерпевать дифференциацию (Рудич, 1970).

Хорошо известные плагноклазовые лапилли вулкана Толбачик на Камчатке уверенно свидетельствуют об извержении неравновесной, уже начавшей кристаллизоваться магмы.

Вторым явным признаком существования близповерхностного очага могут служить различные признаки дифференциации, что может так же как и кристаллизация, происходить только в пределах близповерхностного очага. Наиболее четкая дифференциация по составу наблюдается у основных магм. У кислых магм обычно наиболее четко выражено отделение богатой водой фракции от обедненных флюидами частей.

Исходная кислая магма, как правило, исключительно богата летучими веществами, и в первую очередь водой. Кроме теоретических соображений и экспериментального моделирования этой магмы, это видно также из игнимбритовых извержений, когда извергающаяся лава настолько богата водой, что теряет связность, вспучиваясь, распадается на тончайшие пепловые частицы, спекающиеся после выпадания.

Отличающим признаком игнимбритов, образовавшихся за счет магмы, извергавшейся из промежуточного магматического очага от таких же, излившихся из трещин, являются минералы-вкрапленники, присутствующие только в первых.

Пемзовые извержения свидетельствуют о меньших количествах воды в извергающейся магме. Эти взрывные извержения сопровождаются выбросом в воздух огромного количества лапилли и бомб, еще жидкой водосодержащей лавы, которая вспучивается в воздухе в результате резкого сброса давления. Пемзовый материал, охлаждаясь в результате вспучивания («испарения» летучих) и соприкосновения с воздухом дает, после выпадения на дневную поверхность, рыхлые накопления.

Интересным примером дифференциации в магматическом очаге в процессе деятельности может служить знаменитый вулкан Монте-Пелато на острове Липари. Извержение этого вулкана на первом этапе было чисто пемзовым, в результате мощного одноприемного извержения был насыпан огромный лемзовый — шлаковый конус с характерным кратером; высота конуса превышает 200 метров. В это время извергалась богатая водой магма из верхних частей очага. На последних этапах извержения из кратера вытек поток маловодной, очень вязкой липаритовой лавы, застывшей в форме совершенно не вспучившегося обсидиана.

На этом этапе изливался материал из нижних частей магматического очага, который был обеднен водой.

Если в Монте-Пелато дифференциация лавы на богатую водой пемзовую и бедную ею, обсидиановую, части происходила до извержения в вулканическом очаге, то для закавказских липаритовых вулканов характерно излияние водных лав, дифференциация которых на пемзовую и обсидиановую части происходит уже после излияния. Верхние части потока, лишенные нагрузки, вспучивались, давая относительно тяжелую пемзу (литовидная пемза), к низу постепенно переходящую в невспученный обсидиан. Как и взрывчатая пемза, пемза, образующаяся на поверхности лавовых потоков в процессе вспучивания, охлаждается, отвердевает, и при течении лавового потока разламывается. В результате на поверхности обсидианового потока, после небольшого переходного слоя образуются мощные накопления брекчиевидной пемзы. Такие взаимоотношения обсидиана и пемзы можно хорошо видеть на шоссе Ереван — Севан в Армении, на пемзовых карьерах, примерно в 50 км от г. Еревана и в лавовых потоках вулкана Артени (Петров, 1963).

Еще одной формой отделения летучей составляющей от очага кислой магмы являются вулканические купола. Купол может образоваться только обезвоженная магма. Процесс обезвоживания, судя по всему, имеет характер дифференциационного процесса. Обезвоживание магмы сопровождается выделением флюидной фазы, освобождение которой из промежуточной камеры обуславливает начальный взрыв или палящие тучи, сопровождающие обычно купольные извержения. Само же выпирание купола возможно только для сильно обезвоженной магмы. К сожалению, систематического наблюдения за количеством воды, входящей в образующую купол лаву не проводится. Отдельные, имеющие на этот счет данные, хотя очень интересны, но весьма схематичны (Данилович, 1970; Волюнец, 1970).

Особое значение могло бы иметь изучение содержания воды в лаве растущего в настоящее время купола Безымянного. Судя по характеру изменений минерального состава лавы, выпирающей здесь из недр Земли, относительное количество воды в магматической камере сейчас увеличивается. Об этом, в частности, свидетельствует кристаллизация амфиболов которые могут образовываться только при достаточно высоком количестве водного компонента в расплаве.

Одновременный транспорт основной и кислой магмы, в случае существования промежуточного очага, не может дать излияние лав различного состава, поскольку у получившихся в результате смешения магм следует ожидать достаточную подвижность (обязательная легкоплавкость и относительное юбиле воды) для того, чтобы произошла гомогенизация по всей магматической камере. Вероятнее из такой камеры ожидать извержения лав, необычных по составу (андезито-дацитовых, или лав, несколько обогащенных каким-либо компонентом и т. д.).

Последний механизм подъема магмы (группа Б₃) — подъем с обрушением кровли, видимо, особенно характерен для образования интрузивных тел в складчатых областях. Его в той или иной форме, однако, можно предположить как один из путей образования промежуточного вулканического очага. Возможен этот механизм и как «вторичный» для образования магматических очагов, располагающихся в стороне от главного, подводящего магму, разлома.

Механизм обрушения кровли и «всплывания» магмы теоретически и практически рассмотрен на основе экспериментальных работ Рамбергом (1970) и ранее на примере природных центральных интрузий (Багдасарян, 1950). Подобный механизм в вулканических областях, однако, описывался Вильямсом, как механизм кальдерообразования (Williams, 1941).

Магматический очаг, подошедший к поверхности с помощью механизма обрушения кровли, не создает нормально путей центральных извержений, однако кольцевые вулканические постройки, дугообразные и линейные комплексы вулканов, могут быть результатом дальнейшего развития процессов широкого обрушения кровли.

Проблема транспорта магмы к поверхности и связанная с ней задача понимания механизма интрузивного и вулканического процесса является в современной петрографической и геологической теории наиболее актуальными. Основанием для настоящей краткой заметки было желание привлечь внимание полевых исследователей вулканического процесса к изучению этой проблемы, а также, хотя бы отчасти показать, что решение ее в значительной мере лежит в детальнейших петрографических исследованиях продуктов вулканических извержений, современных и прошлых.

Сейчас эта важнейшая сторона полевых исследований, к сожалению, отошла на второй план.

ЛИТЕРАТУРА

- БОГДАСАРЯН Г. П. О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Арм. ССР. Изв. Арм. ССР, Ереван, т. III, № 8, 1950.
- БЕЛОУСОВ В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., Изд-во «Наука», 1968.
- ВОЛЫНЕЦ О. Н. Зональность в четвертичных кислых экструзиях Налачевского района (Камчатка). Сб. Магма малоглубинных камер, Изд-во «Наука», 1970.
- ГОРШКОВ Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. ДАН СССР, 106, № 44, 1956.
- ДАНИЛОВИЧ Л. Г. О природе субвулканических образований Закарпатья. Сб. Магма малоглубинных камер, Изд-во «Наука», 1970.
- КУНО Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраины континентальных и островных дуг, в книге Окраины континентов и островные дуги, М., Изд-во «Мир», 1970.
- МАГНИЦКИЙ В. А. Слой низких скоростей в верхней мантии Земли. Чтения им. Вернадского, № 8, 1968. Механизм интрузий магмы. Изд-во «Мир», 1972.
- ПЕТРОВ В. П. Пемза и шлак, их практическое значение и генезис. Тр. Лабор. Вулканол., сб. посвящ. В. И. Влодавцу, стр. 241—250, 1963.
- ПЕТРОВ В. П. Магма и генезис магматических пород. Изд-во «Недра», 1972.
- РАМБЕРГ Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. Изд-во «Мир», М., 1970.
- РУДИЧ К. Н. О типах и условиях становления субвулканических тел. Сб. Магма малоглубинных камер. Изд-во «Наука», М., 1970.
- ТИМЕРБАЕВА К. М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. Изд-во «Наука», М., 1967.
- УСТИЕВ Е. К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулкано-плутонических формаций. В сб. Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций. Изд-во «Наука», М., 1969.
- ФЕДОТОВ С. А., ФАРБЕРОВ А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. В кн. Вулканизм и глубины строения Земли, т. III, Изд-во «Наука», М., 1966.
- BLOT C., PRIAMP P. Volcanisme et seismicite dans l'Archipel des Nouvelles Hebrides. Pull. volcan. 26, 1963.
- WILLIAMS H. Calderas and their Origin. Univ. of Calif. Bull. Geol. Sci., v. 25,
- WILLIAMS H. Calderas and their Origin. Univ. of Calif. Bull. Geol. Sci., v. 25, No. 6, 1941.

**ВУЛКАНИЗМ И СОВРЕМЕННЫЕ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ**

СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ СВЯЗЬ С ТЕКТОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТЬЮ

Для областей активного вулканизма характерным является сопряженность во времени и пространстве тектонических, вулканических и гидротермальных процессов. Однако, зависимости действующих гидротермальных систем и активных вулканов, гидротермальных процессов и вулканизма сложные. На Камчатке большинство действующих гидротермальных систем и активных вулканов территориально разобщены, в период жизни гидротермальных систем характер и состав вулканизма изменялся.

По последним данным современные гидротермальные процессы приурочены к крупным тектоническим структурам, включающих вулканы, «древние» поля гидротермально измененных пород, действующие гидротермальные системы и контролируются глубинными долгоживущими разломами фундамента.

В некоторых конкретных геологических структурах гидротермальные процессы продолжаются весь четвертичный период. За этот период вулканизм эволюционировал от массовых излияний плато-базальтов — андезитов к образованию крупных вулкано-тектонических депрессий с развитием кислого вулканизма и страто-вулканов с дифференцированными лавами и, наконец, к массовым излияниям базальтов ареального типа, знаменующих начало нового вулканического цикла (Эрлих, 1973). В таких случаях возникают трудности в определениях генетических связей гидротермальных процессов с определенным типом вулканизма (не говоря о вулканах).

В то же время для конкретных гидротермальных систем проявляются тесные территориальные и возрастные зависимости с кислым вулканизмом (игнимбритно-экструзивным). Однако, согласно представлениям В. В. Аверьева (1966) и др. гидротермальная деятельность обнаруживает энергетический эффект, не уступающий явлениям кислого вулканизма и, поэтому не представляет собой производную последнего. И вулканизм, и гидротермальная деятельность вызывается глубинными подкоровыми процессами и контролируются долгоживущими разломами фундамента. Однако, эндогенный флюид (дегазация подкорового вещества), порождающий гидротермальный процесс, более подвижен, чем силикатный расплав и является чувствительным индикатором подкорового и корового режима Земли, а поэтому газогидротермальная деятельность может быть использована в прогнозах вулканической и сейсмической активности. По этой же причине она в сравнении с конкретным циклом вулканизма, в том числе кислого, растянута во времени — предшествует и завершает его — имеет большую площадь и плотность.

Сопоставление особенностей гидротермальных процессов в зонах угасшего и активного вулканизма |

О генетической близости и эволюции гидротермальных процессов на Камчатке свидетельствуют элементы сходства и различия их

в Восточной зоне активного вулканизма (I) и в Центральной зоне угасшего вулканизма (II). В обеих зонах они приурочены к крупным вулкано-тектоническим структурам, контролируются глубинными долгоживущими разломами фундамента и кольцевыми разломами в местах их пересечения. В Центральной зоне угасшего вулканизма одной из таких типичных структур, изученной геологами КТГУ, является Чемпуринская структура, включающая Чемпуринскую и Четлованскую и обрамленную активизированными кольцевыми разломами. Зоны гидротермально-измененных пород, рудопроявления и термальные источники с унаследованной As, Sb, Hg, Au минерализацией (Анапельские и др.) контролируются разломами фундамента и кольцевыми разломами в местах их пересечения. Скважинами на Быстринском, Анавгайском и Эссо месторождениях термальных вод вскрыты мощные толщи кислых, пемзово-пепловых туфов гидротермально-измененных, пропилитизированных и аргилизированных). Судя по характеру толщи и остаткам обугленной древесины они являются отложениями древних раскаленных пемзово-пепловых пирокластических потоков — вспышек кислого вулканизма в раннечетвертичное время.

В Восточной Зоне активного вулканизма современные гидротермальные процессы также приурочены к крупным вулкано-тектоническим структурам, с развитием в них продуктов кислого вулканизма, которые включают более мелкие структуры и контролируются долгоживущими разломами фундамента и кольцевыми разломами в местах их пересечения. Наиболее типичной и хорошо изученной В. В. Аверьевым и другими (1971) является Узон-Гейзерный-Семячикский геотермальный район, включающий три крупных геотермальных месторождения, по предположению связанных общим фронтом теплового питания. Выходы термальных вод Узон-Гейзерного месторождения контролируются в этом районе долгоживущим субширотным разломом фундамента и молодым кольцевым разломом.

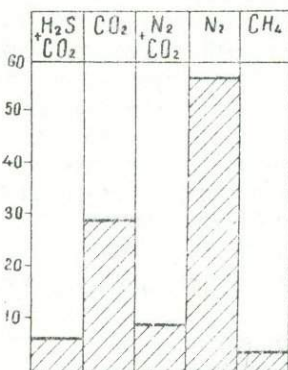
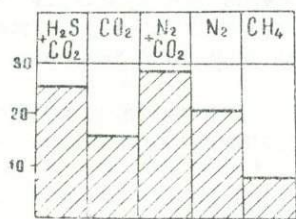
В зонах угасшего и активного вулканизма проявлены черты сходства и в то же время различия в характере термопроявлений. Сходство заключается в развитии в обеих зонах сходных типов вод и в том числе перегретых хлоридно-натриевых (I — Паужетка, Узон, Долина Гейзеров и др. в II — Кирунские), перегретых сложного состава (I — Больше-Баньные, II — Анапольские), горячих вод сходного ионного и газового состава. Для термопроявлений обеих зон свойственны близкая As, Sb, Hg минерализация. Различие заключается в том, что в Восточной зоне активного вулканизма, по сравнению с Центральной зоной угасшего вулканизма: 1. плотность термальных источников значительно больше; 2. количество месторождений с перегретыми и горячими водами ($T^{\circ} > 100^{\circ} - 75^{\circ}$) значительно выше (рис. 1), менее горячими ($T^{\circ} = 50 - 75^{\circ}$) близко и еще менее горячими ($T^{\circ} < 50^{\circ}$) занижено; 3. большее значение имеют перегретые натрово-хлоридные воды, свойственные молодым гидротермальным системам, близкое количество месторождений хлоридносульфатных и сульфатных вод и резко занижено сульфатно-гидрокарбонатных вод; 4. только в ней развиты сероводородно-углекислые по газовому составу термы (вулканические), меньшее значение имеют азотные термы.

Эти различия отражают смещение гидротермальной активности вкост дуги в восточном направлении, отражая смещение в этом направлении активного вулканизма. От зоны угасшего вулканизма к зоне активного вулканизма повышены региональный тепловой поток, мощность гидротермальных систем, плотность термоаномалий, проявляются собственно магматические (конденсаты вулканических газов) воды, увеличено число молодых, послеледниковых гидротермальных систем с перегретыми хлоридно-натриевыми водами и роль в газовом составе

ЗОНА I

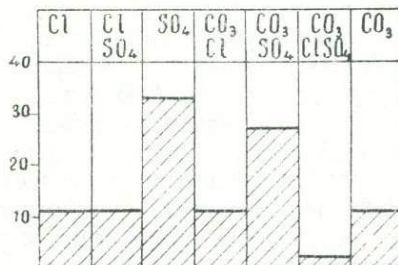
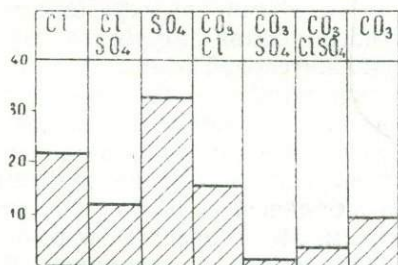
ЗОНА II

Г А З О В О М У С О С Т А В У



А Н И О Н Н О М У

С О С Т А В У



Т Е М П Е Р А Т У Р Е

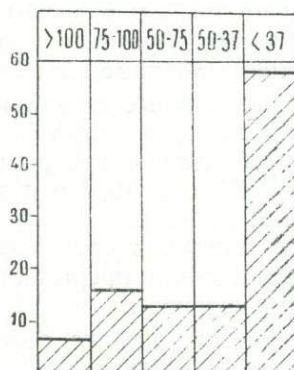
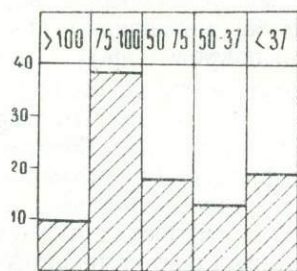


Рис. 1. Сопоставление особенностей термальных источников Восточной зоны активного вулканизма (1) и Центральной зоны угасшего вулканизма (2 %)

H₂S + CO₂. Эта закономерность может указывать на более высокую мощность теплового потока и соответственно эндогенного флюида в зоне активного вулканизма в сравнении с зоной угасшего вулканизма. Все вышесказанное может свидетельствовать о глубоких корнях восходящего эндогенного флюида, порождающего в верхних частях коры гидротермальный процесс и особенностях связей его с вулканизмом.

К вопросу о происхождении гидротерм областей активного вулканизма

К настоящему времени имеются многочисленные оригинальные представления о генезисе термальных вод и их классификации и, в

первую очередь, Б. И. Пийпа, Уайта, Иванова, Г. М. Власова, В. М. Сугрובה, Е. А. Вакина, Толстихина, Голевой и др. Не претендуя на оригинальность мы считаем необходимым подчеркнуть генетическое единство разнообразных химических типов термальных вод областей тектоно-магматической активности и влияние на их температурный режим, минеральный и газовый состав магматических процессов. В соответствии с этим термальные воды областей активного вулканизма мы относим к вулканическим, а по существу, к магматическим, учитывая при этом влияние на условия их формирования и физико-химические параметры экзогенных факторов.

Подчеркивая их генетическое единство мы считаем необходимым выделение двух основных групп: 1. собственно вулканические — магматические, и 2. вулканогенные-магматогенные.

Магматические представляют собой конденсаты летучих из реальных магм вблизи и на поверхности. Они изначально кислые, галоидные и сернокислые. Разнообразии химических типов магматических вод определяется рядом факторов, из которых ведущими являются: первичная химическая специализация исходных магм и эволюция состава летучих по мере остывания реальных лав. Базальтовые магмы в общем обогащены галоидными газами, андезитовые — серными; по мере остывания их в обоих случаях во времени из сложного состава летучих сперва выпадают галоидные, потом серные и продолжительное время выделяются только углекислые. Соответственно вулканические воды — конденсаты летучих из базальтовых магм — в сравнении с таковыми из андезитовых лав в общем должны быть обогащены галоидами, последние сернистыми. Эволюция магматических вод выразится в смене во времени остывания лав вод от сложного состава с большей ролью в них галоидных кислот через сульфатные к углекислым. Метаморфизм пород и минералообразование не интенсивное, локальное, около трещинное. Летучие в большей своей массе при выделении из лав рассеиваются в атмосфере и необходимы особые условия превращения открытой системы в относительно закрытую, чтобы гидротермальный метаморфизм пород, минерало и рудообразование развивались более интенсивно (экструзии, мепластовые лавовые инъекции, ледниковый покров и др.).

Магматогенные возникают в виде гидротермальных систем на пути восходящего по разломным зонам эндогенного флюида. Растворы изначально близкие к нейтральным, хлоридные-натриевые, богатые Si, K, B, Li, Cs, Rb, As, Sb, Hg и др. В сфере их фильтрации развивается интенсивный объемный метаморфизм пород и рудообразование. В вулканических поясах, в частности, в областях вулканических дуг формируются протяженные прерывистые зоны гидротермально-измененных пород с рудопроявлением.

Разделение на две основные генетические группы оправдывается принципиально различными условиями отделения из силикатных расплавов летучих. В парах низкой плотности из приповерхностных магм летят кислоты и неизбежно возникновение при их конденсации кислых и ультракислых растворов. В парах высокой плотности, каковым является пар, выделяющийся из глубинных магм подкорковых областей, хорошо растворимы хлориды щелочных элементов, кремний и металлы. При превращении такого эндогенного флюида в гидротермы возникают близко к нейтральным хлоридно-натриевые металлоносные растворы. Разнообразие химических типов магматогенных гидротерм определяется многими факторами геологического и физико-химического значения. Основными из них являются: 1) эволюция во времени тепловой мощности и состава эндогенного флюида, определяющего эволюцию гидротермальных систем в вулканических областях и 2) дифференциация гидротермальных растворов в областях их разгрузки, определяющая разнооб-

разие химических типов вод в пределах конкретных гидротермальных систем.

Среди магматогенных вод целесообразно выделение двух групп: 1) перегретых, 2) горячих, на глубинах первых сотен метров.

Перегретость гидротерм и особенность их состава определяются повышенной тепловой мощностью и, соответственно, долей эндогенной составляющей, т. е. натрово-хлоридной с летучими компонентами и металлами. Поэтому месторождения перегретых хлоридно-натриевых вод в большей своей части являются наиболее молодыми (Паужетка, Узон, Долина Гейзеров, Камчатка — имеют возраст около 10 000 лет). Эволюция перегретых растворов во времени проявится в уменьшении доли хлоридно-натриевой компоненты и увеличении сульфатной компоненты. Поэтому, возможно, более древние гидротермальные системы с перегретыми водами имеют более сложный хлоридно-сульфатный состав (Больше-Баннные, Апапель на Камчатке имеют возраст около 100 000 лет).

Перегретость гидротерм вызывает в области разгрузки их дифференциацию, которая определяется — дегазацией, конденсацией гидротермального пара и окислением серосодержащих компонентов. В результате в области разгрузки перегретых гидротерм на большинстве месторождений возникают разнообразные химические типы термальных вод. При конденсации вторичного гидротермального пара от восходящих перегретых хлоридных — натриевых вод образуются близнеитральные аммонийно-углекислые, аммонийно-сульфатные и окисленные сульфатные сложного катионного состава термальные воды. При разбавлении восходящих хлоридно-натриевых вод вадозными водами ниже уровня вскипания к хлоридно-натриевой компоненте добавится гидрокарбонатная. При смещении коренных хлоридных — натриевых вод с вадозными водами выше уровня вскипания, а также выше зеркала грунтовых вод они загрязняются вторичным сульфатом и, соответственно, компонентами, выщелачиваемыми из пород. Таким образом, вскипание, дегазация, конденсация гидротермального пара, влияние вадозных вод и реакций окисленный раствор-порода усложняют состав восходящих по глубинным разломам перегретых хлоридных — натриевых вод и определяют разнообразие химических типов терм, возникающих в области их разгрузки.

Среди горячих вод в областях активного и недавно угасшего вулканизма наблюдается не меньшее разнообразие химических типов вод. Основным фактором, определяющим их физико-химические параметры и здесь на наш взгляд, являются: мощность теплового потока и, соответственно, доля эндогенной составляющей и состав последней, а также гидрогеологические условия и реакции раствор — порода.

О характере эволюции эндогенного флюида мы можем судить по физико-химическим параметрам термальных вод месторождений различного возраста, а также использовать данные по дифференциации летучих при остывании реальных магм активного вулканизма. Как говорилось выше, независимо от состава магм и их газовой и рудной специализации намечается общая тенденция изменения состава летучих по мере остывания лавы и пирокластики: из сложного состава летучих на первом этапе исчезают галоидные, потом серные и остаются углекислые газы. Изменение состава термальных вод в зависимости от возраста месторождений в некоторой степени сходство с изменением летучих при остывании магматических масс. Наиболее молодые гидротермальные системы, возраст около 10 000 лет, имеют перегреты хлоридно-натриевые воды, соответствующие галоидным конденсатам реальных магм. Более древние месторождения, возраст около 100 000 лет имеют перегреты воды хлоридно-сульфатного состава. Еще более древние месторождения, возраст около и более 1 000 000 лет, имеют горячие воды сульфатного

и сульфатно-гидрокарбонатного состава. Среди самых древних на Камчатке месторождений термальных вод в Центральной зоне угасшего вулканизма преобладают воды сульфатно-углекислого состава. Таким образом, от более молодых к более древним гидротермальным системам состав гидротерм должен изменяться: натрово-хлоридные перегретые — хлоридно-сульфатные → перегретые — хлоридно-сульфатно-углекислые горячие → сульфатно-углекислые горячие → углекислые теплые.

Условия и особенности гидротермального метаморфизма пород и минералообразование

Геотермические условия в различных частях Камчатки неоднородны, что является причиной различной интенсивности современных гидротермальных процессов и их особенностей. Наиболее высокими геотермическими параметрами по данным Сугрובה и др. (1973) характеризуется Восточная зона активного вулканизма. Плотность теплового потока здесь равна 1,7—2,6 кал/см² сек., что близко к таковой для других областей кайнозойской складчатости. В то же время такой тепловой режим не очень резко влияет на температуру подземных вод (изотерма 100° залегает на глубине около 3000 м) и можно ожидать, что в современную эпоху на большей части Камчатки существуют близкие к нормальным условиям для регионального метаморфизма пород на небольших глубинах. В то же время, одновременно здесь существуют тепловые аномалии, где плотность теплового потока на два порядка выше региональной плотности. В этих зонах происходят современные аномальные гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование. Распределения температур в районах термоаномалий по глубинам резко отличаются от фоновых. Изотермы 100—300°, залегающие вне термоаномалий на больших глубинах распределяются здесь близко к поверхности. На Паужетских, Больше-Баннх, Узонских в Долине Гейзеров месторождениях термальных вод и других, породы в зоне разгрузки гидротерм прогреты до 100° на поверхности, а на глубинах первых десятков метров до 200°. Соответственно, фации средне и низкотемпературной пропилитизации здесь резко приближены к поверхности. На разбуриваемых месторождениях пропилитизованные вулканические породы с современным альбитом, адуляром, эпидотом, пренитом и др. обнаруживаются на первых десятках метров от поверхности. Особенно резкое повышение температуры растворов с глубиной наблюдается при наличии непроницаемых пород (экранов). В таких условиях развивается вертикальная метасоматическая зональность с сближенными зонами различно-температурных минеральных ассоциаций.

В недрах гидротермальных систем существует различный режим для гидротермальной переработки пород и минералообразования. Зона ниже парообразования и дегазации характеризуется относительно застойным режимом термальных поровых растворов и не резким температурным перепадом. Растворы имеют слабо кислую реакцию (рН 5—6), которая определяется растворенной углекислотой, сероводородом и самой горячей водой. В этих условиях развивается средне- и низкотемпературная пропилитизация без существенного привноса — выноса вещества, но с интенсивной перегруппировкой компонентов породы. Особенности минеральных ассоциаций контролируются литологией, проницаемостью пород, концентрацией в растворах H₂S и CO₂, температурой и глубиной процесса. В зонах дегазации, приуроченных к трещиноватости и толщам хорошо проницаемых пород, в приповерхностных условиях (в зависимости от температуры и других факторов эти зоны опускаются до глубин 500 и более метров) в связи с потерей углекислоты и парообразования происходит ошелачивание растворов, охлажде-

ние и повышение их концентрации. Это приводит к щелочному (в основном, калиеву) метасоматозу с развитием кварц-полевошпатовых метасоматитов, усиленным выносом Al, Fe, Ca, Mg и привнесом K, Si и редких щелочных элементов. В зоне выше парообразования при температуре около 100° развивается аргиллитизация и цеолитизация пород. Цеолиты в интервале изученных 1,5 км глубин являются сквозными. В зоне выше зеркала термальных вод, в условиях образования окисленных сульфатных растворов, развивается кислотное выщелачивание пород.

Гидротермальный метаморфизм пород в зонах вулканической активности имеет особенности, позволяющие отличить его в древних формациях от фаций диагенеза и региональной пропилитизации. К ним относятся: приближенность к поверхности среднетемпературной пропилитизации и сочетание с ней щелочного метасоматоза, аргиллитизации и гидротермальных глин, совмещение на незначительных площадях фаций пропилитизации и вторичных кварцитов сернокислотного выщелачивания; совмещение различно построенных вертикальных метасоматических колонок; проявлением горизонтальной метасоматической зональности. Влияние гидрогеологического фактора проявляется в том, что выше уровня грунтовых вод развиваются фации вторичных кварцитов сернокислотного выщелачивания, на уровне — гидротермальные глины, ниже аргиллитизация и пропилитизация. Мощность их определяется расчлененностью рельефа и, соответственно, погружением зеркала термальных вод и усиленной аэрацией.

Учитывая большую плотность термопроявлений, объемы гидротермальных систем и площади разгрузки их в областях тектоно-магматической активности формируются протяженные прерывистые зоны гидротермально-измененных пород сложной метасоматической формации с фациями пропилитизации, щелочного метасоматоза, вторичных кварцитов серно-кислотного выщелачивания и гидротермальных глин, контролируемых глубинными разломами.

По предварительным подсчетам в Восточной Зоне активного вулканизма теплоаномалии в приповерхностных условиях занимают около 4% площади, т. е. аномальный современный гидротермальный метаморфизм пород развивается на площади в 2—3·10 км². Однако, современные термопроявления размещаются в более обширных полях гидротермально-измененных пород, что отражает эволюцию гидротермальных систем, и говорит в пользу большего гидротермального метаморфизма.

Металлоносность современного гидротермального процесса и источник металлов

Наиболее характерными микрокомпонентами для всех вод гидротермальных систем Камчатки являются: 1. группа летучих — As, Sb, Hg, В 2. Группа редких элементов Li, Cs, Rb, Ge, Be 3. группа рудных металлов Cu, Zn, Pb, Mo, W, Ag, Au и др.

Мышьяк и сурьма в наибольших концентрациях определены в перегретых хлоридных-натриевых водах восходящих по глубинным близким к вертикальным разломам над областью их генерации. Примером являются воды кальдеры Узон на Камчатке, где до 30 мг/л As до 0,7 мг/л Sb. Высокие содержания их наблюдаются в хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых водах таких, как например, Налычева, где Rs до 8 мг/л. В горячих водах сложного состава и меньшей минерализации содержание As варьирует. Отмечается прямая корреляционная зависимость концентраций As и Sb от хлор-иона (хлор-натриевой компоненты) и температуры вод (рис. 2, 3). Наиболее благоприятной средой для высоких концентраций As и Sb является близкая к нейтральной. Корреляционные зависимости содержаний As и Sb от сульфат-иона и гидрокарбонат-иона сложные.

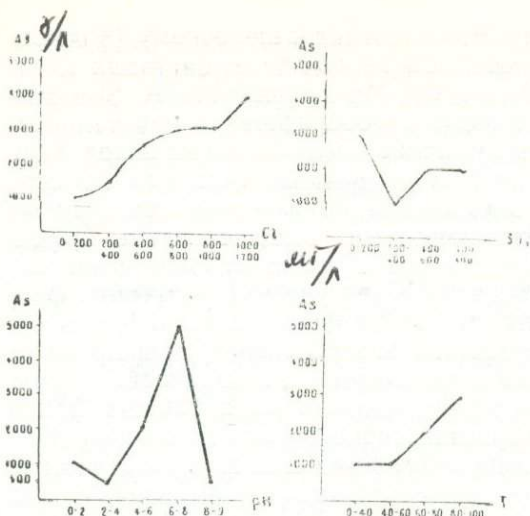


Рис. 2. Корреляционные зависимости содержания As от Cl^- , SO_4^{2-} , pH и T° .

мененных породах современных фаций средне- и низкотемпературной пропилитизации и аргиллизации до глубины около километра (Паужетка на Камчатке, Горячий Пляж на о. Кунашир) и вблизи поверхности на других месторождениях (Узон, Налачево и др.) содержание As и Sb близко и выше содержания его в свежих породах. Это дает право говорить, что As и Sb не выщелачиваются водами из пород, а наоборот поступают в породы из растворов при их гидротермальном изменении. Особенно обогащены As и Sb кремнистые, карбонатные и железистые осадки из термальных вод.

Есть основание считать, что As и Sb являются составной частью глубинных перегретых хлоридных — натриевых вод. В силу высокой летучести As и Sb переносятся вторичным гидротермальным паром и участвуют в формировании солевого состава вторичных вод. В результате этого возникает большой ореол рассеяния As и Sb по водам, осадкам из вод и метасоматическим фациям вокруг восходящей коренной струи гидротермального раствора.

Ртуть в термальных водах Камчатки составляет п. 10^{-7} — $1 \cdot 10^{-5}$ г/л (А. А. Сауков и др. 1972). Устанавливаются факты переноса ртути в гидротермальном паре, что определяет зараженность ртутью всех химических типов термальных вод в области разгрузки глубинных терм. Несмотря на низкую концентрацию ртути в термальных водах гидротермально-измененные породы и, особенно, осадки из вод часто обогащены ртутью. В последних определены киноварь и метацинобарит. В современных кремнистых осадках Узона содержание ртути достигает 0,37%. Пириты почти повсеместно обогащены ртутью (п. 10^{-4} — $10^{-1}\%$). Есть основания считать, что ртуть, как мышьяк и сурьма, привносятся глубинными перегретыми хлоридными — натриевыми водами. По ртути имеется ряд данных, позволяющие И. А. Озеровой и др. (1973 г.) говорить, что в региональных ртутных поясах она генерируется глубокими зонами Земли, и, возможно, является продуктом дегазации мантийного вещества. В пределах Тихоокеанского рудного пояса об этом свидетельствует, в частности, приуроченность ртутных месторождений и в том числе термальных источников с современной ртутной минерализации, к глубинным трансконтинентальным разломам тихоокеанского обрамления. Это относится и к As и Sb.

Литий, цезий и рубидий. Наиболее типичным для современ-

На выходах термальных вод на большинстве месторождений образуются аурипигмент, реальгар, антимонит. В кальдере Узон в современную эпоху формируется рудная залежь с резким преобладанием в ней сульфидов мышьяка, на Налачевском месторождении окислов мышьяка.

В случае отсутствия или малых количеств на выходах вод сероводорода аурипигмент, реальгар и антимонит развиваются по растительным осадкам в условиях восстановления сульфат-иона воды. По данным многочисленных определений As и Sb в гидротермально-из-

ных гидротерм областей активного вулканизма являются высокие содержания редких щелочных элементов в перегретых хлоридно-натриевых водах при характерном и только им свойственном отношении $Li : Rb : Cs$ 100 : 11 : 11 (Арсанова, 1970 г.). Судя по соотношениям редких щелочных элементов, качеству и величине их колебаний реакции вода — раствор на состав коренной струи перегретых хлоридно-натриевых вод сказывается минимально. С изменением химического типа вод изменяется их содержание и $Li : Rb : Cs$ отношение. Высокие содержания редких щелочных элементов, выдержанность их отношений и связь их с хлоридно-натровой составляющей термальных вод при отсутствии связи величины их содержаний с T° рН, вмещающими породами и минерализацией вод, могут говорить об эндогенном происхождении лития, цезия и рубидия в перегретых хлоридно-натриевых водах. В пользу этого свидетельствуют данные по содержанию редких щелочных элементов в гидротермально-измененных породах до глубины свыше километра (по опробованию керн геотермальных скважин). По данным массового опробования керн Паужетского месторождения на Камчатке и Горячего Пляжа на о. Кунашир минимальное содержание их приближаются к фоновому, максимальное превышает, т. е. они не выщелачиваются водами, а привносятся в породы при реакциях раствор — порода.

Бор. Наиболее высокие концентрации бора также свойственны перегретым хлоридно-натриевым водам (до 400 мг/л) Камчатки (Паужетка, Узон, Долина Гейзеров, Киреунские) и Кунашир (Горячий Пляж). Четко выступает корреляционная зависимость содержаний бора от хлоридно-натриевой компоненты термальных вод, как для всей Камчатки, так и для Восточной зоны активного вулканизма и Центральной зоны угасшего вулканизма в отдельности, а также для конкретной гидротермальной системы, в частности Узона (рис. 4). В гидротермально измененных породах изученных месторождений до глубин свыше километра самые низкие содержания бора близки к фоновым, высокие на порядок превышают их. Повышенные содержания бора свойственны и кремнистым осадкам из перегретых хлоридно-натриевых вод (в гейзеритах Узона до 1% B_2O_3). Это позволяет считать бор составной частью перегретых хлоридно-натриевых вод и относить его эндогенным.

Прямые корреляционные зависимости с перегретыми хлоридно-натриевыми водами свойственны ряду других элементов в том числе Au, Ag, Ge, Be.

Свинец. Свинец в термальных водах имеет двойственную природу. Содержание его в некоторой степени коррелируется с перегретыми хлоридно-натриевыми водами и в то же время, в отличие от ранее рассмотренных элементов, он обнаруживается в повышенных количествах в наиболее кислых сульфатных дифференциатах перегретых хлоридно-натриевых вод (рис. 5). При этом в гидротермально-измененных породах до километровой глубины и вблизи поверхности содержания свинца ниже фонового. Таким образом, часть свинца попадает в термальные воды из пород при их гидротермальном изменении, часть генетически связана с восходящими глубинными перегретыми хлоридно-натриевыми водами. В связи с последним фактором интерес представляет совпадение повышенных концентраций свинца и радона. По данным А. М. Чиркова максимальные содержания радона свойственны перегретым хлоридно-натриевым водам, и уменьшаются в других типах термальных вод. По представлениям А. М. Чиркова радон является продуктом распада урана, концентрирующегося в недрах гидротермальных систем. Не исключена возможность, что часть свинца в перегретых хлоридно-натриевых водах является твердым продуктом распада урана.

Ряд металлов таких как Cu, Zn, Co, Ni, Cd, W, и др. обнаруживают более сложные зависимости. Для цинка например, особо хорошо про-

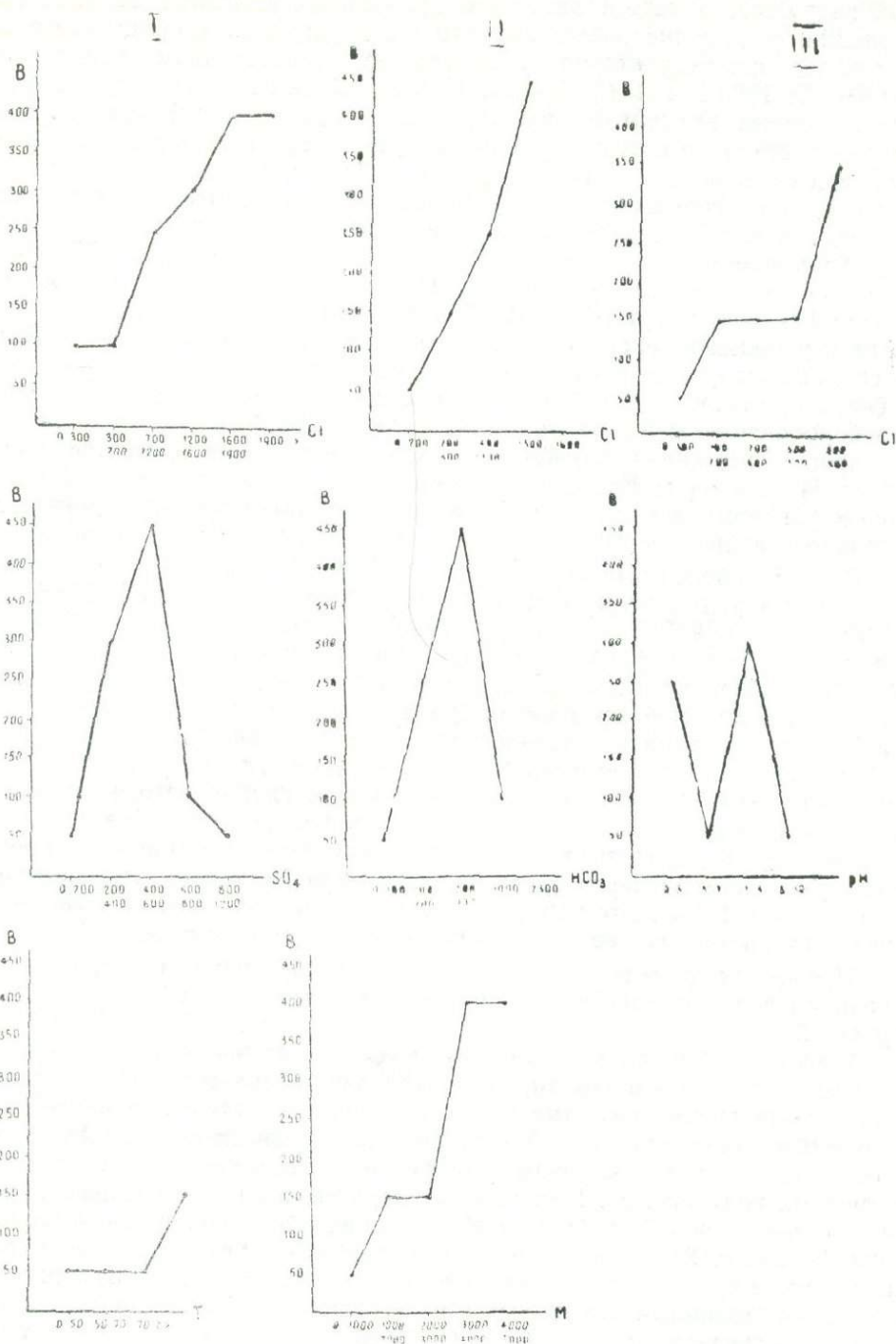


Рис. 3. Корреляционные зависимости содержания В от Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , pH, $^{\circ}\text{C}$.
 I — для всей Камчатки, II — для Восточной зоны активного вулканизма, III — для Центральной зоны угасшего вулканизма (в мг/л)

слежена корреляционная зависимость его концентраций от pH (рис. 6). Максимальные количества цинка, например, в кальдере Узона, содержатся в кислых сульфатных дифференциатах перегретых хлоридно-натриевых вод. Это хорошо согласуется с наблюдаемым выщелачиванием цинка из пород при их гидротермальном изменении, как в кальдере Узон, так по кернам Паужетки, Горячего Пляжа и др. Содержание цин-

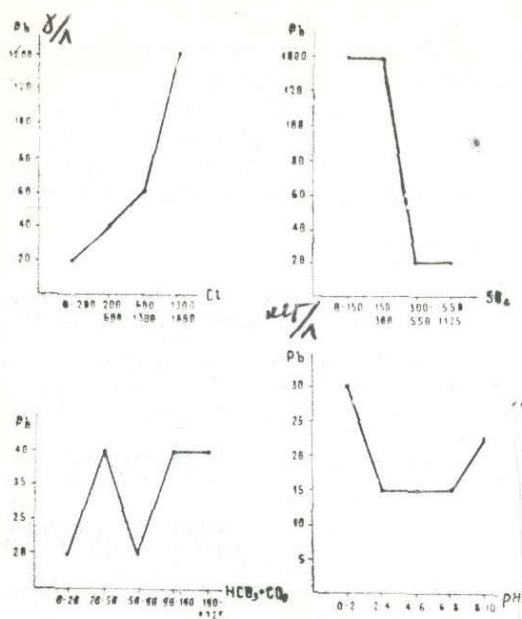


Рис. 4. Корреляционные зависимости содержания Pb от Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3+CO_2 , pH.

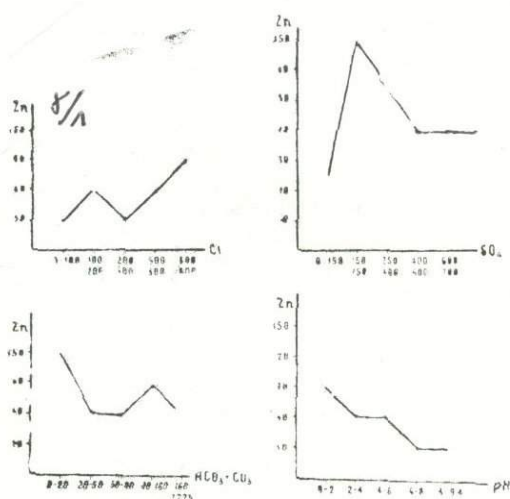


Рис. 5. Корреляционные зависимости содержаний Zn от Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3+CO_2 , pH.

ка в гидротермально-измененных породах в большей своей части ниже фонового.

Таким образом, ряд элементов: Si, K, Li, Rb, Cs, B, As, Sb, Hg, Pb и по предварительным данным Au, Ag, Ge, Be и др. связаны с перегретыми хлоридно-натриевыми водами и с хлор-натриевой компонентой в других химических типах вод областей активного вулканизма. Поскольку, как в последнее время показано, перегреты хлоридно-натриевые воды максимально отражают состав эндогенного флюида восходящего из подкоровых областей по глубинным разломам фундамента, постольку перечисленные металлы могут иметь эндогенную природу, являясь составной частью восходящего металоносного кремнисто-щелочно-металло-хлоридного с H_2S , CO_2 , углеводородами и другими летучими флюида и периоды тектоно-магматической активизации подкоровых и коровых областей Земли. Поэтому, магматизм — вулканизм — гидротермальный метаморфизм пород, — рудообразование и нефтеобразование должны рассматриваться как единый длительно развивающийся процесс тектономагматической активности, вызываемой подкоровыми процессами и контролируемые вблизи и на поверхности земли вулканотектоническими структурами

и долгоживущими разломами фундамента. Вулканы и вулканотектонические структуры, определяющие рудопроявления, выступают и в качестве поисковых критериев.

Одной из основных проблем теории гидротермального рудообразования остается проблема источника растворов и металлов в них. Ограничение в прошлом связей гидротермальных месторождений исключительно с гранитными батолитами подвергнуто справедливой критике. Имеется много данных в пользу существования гидротермальных месторождений, определяемых восходящим из подкоровых областей потоком эндогенного флюида. По теории А. П. Виноградова зонной плавки первичного метеоритного вещества Земли и формирования коры возвышавшиеся впереди зонной плавки пары и газы создали первичную гид-

росферу и атмосферу. Процесс этот продолжается, свидетельством чего является активный вулканизм и гидротермальная деятельность. В этом плане обнаруживаемые сходства изотопного состава некоторых компонентов современных гидротерм — серы, дейтерия, углерода, кислорода с таковыми морской воды и воздуха не должны столь категорически быть использованы против эндогенной природы современных гидротерм.

ЛИТЕРАТУРА

- АВЕРЬЕВ В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. Сб. современный вулканизм. Изд. Наука, 1966, стр. 118—129.
- АВЕРЬЕВ В. В., БОГОЯВЛЕНСКАЯ Г. Е., БРАЙЦЕВА О. А., ВАКИН Е. А., ПИЛИПЕНКО Г. Ф. Вулканизм и гидротермы Узон-Семячинского геотермального района на Камчатке. Сб. Вулканизм и глубины Земли. Изд. Наука, Москва, 1971, стр. 207—211.
- АРСАНОВА Г. И. К геохимии редких щелочей в термальных водах вулканических областей. Сб. Молодые гидротермально-измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. Изд. Наука, Москва, 1969.
- ВАКИН Е. А., СУГРОБОВ В. М. Гидрогеологические особенности вулканических структур и современные гидротермальные системы Гидрогеология СССР, том XXIX. М., 1972.
- ВЛАСОВ Г. М. Геологические аспекты проблемы геотермии. Сб. Вулканизм и глубины Земли. М., Наука, 1971, стр.
- ИВАНОВ В. В. О происхождении классификации современных гидротерм. Геология № 5, 1966.
- ПИИП Б. И. Термальные ключи Камчатки. Изд. АН СССР, 1937.
- ЭРЛИХ Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм Западной части Тихоокеанского кольца. Изв. Наука, Новосибирск, 1973, стр. 1—241.

М. М. Василевский, Т. В. Тарасенко,
Ю. И. Харченко, Ф. Ш. Кутыев

ВУЛКАНЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ДОЛГОЖИВУЩИХ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ

(Принципы металлогенического анализа и районирования)

Известные принципы металлогенического анализа складчатых областей, разработанные Ю. А. Билибиным (Билибин, 1955) и его школой, содержат в своей основе историко-эволюционный подход к пониманию тектоно-магматического и металлогенического развития подвижных зон. В ходе металлогенических исследований для уровня складчатых областей накоплен и обобщен огромный фактический материал. Не приходится сомневаться в том, что установленные Ю. А. Билибиным и его последователями эмпирические закономерности отражают объективные законы развития крупных планетарных структур.

В то же время, перенесение этих общих закономерностей без учета изменения масштаба для анализа отдельных структурно-формационных зон или даже еще более локальных районов натолкнулось на закономерные трудности, связанные с неравномерностью тектономагматического развития отдельных блоков земной коры, асинхронностью проявления магматических и металлогенических процессов на различных участках складчатых областей, структурно-формационных зон и тем более отдельных районов.

Разрешение возникших противоречий пошло двумя путями. Один из них — попытка расчленить общую изначальную схему анализа на большое количество мелких подразделений, что привело в результате к тому, что для каждого конкретного района или зоны обнаруживалась своя специфика. Общая закономерность при этом утрачивалась. Другой путь — отрицание принципа Ю. А. Билибина вообще. Схема Ю. А. Билибина, как писал Н. Г. Судовиков (Судовиков, 1964) «подверглась разрушительной критике..., доказавшей, что первоначальная схема Ю. А. Билибина и ее варианты, составленные его последователями, непригодны для использования, как теоретически необоснованные» (стр. 523). Согласиться с таким выводом, конечно, невозможно. Н. Г. Судовиков прав был лишь в том, что разработка такой общей схемы связана с большими трудностями и что «разрушительная критика» и «признание несостоятельности» идей Ю. А. Билибина «пока еще не привели к новой, теоретически достаточно обоснованной схеме».

Действительно, и сейчас, 10 лет спустя, крупные петрологи и тектонисты (Э. П. Изох, Ю. А. Кузнецов, А. Л. Яншин) предлагают «до времени» отказаться от историко-тектонического принципа анализа явлений магматизма и металлогении.

Тем не менее, опыт работ в регионах, где современные тектонические, магматические, метаморфические и металлогенические процессы наблюдаются в их взаимосвязи со всей геологической предьсторией, показывающий закономерность проявления ныне наблюдаемых процес-

сов там, где их наблюдают, и такими, какими их наблюдают, позволяет утверждать, что в настоящий период исследований, опираясь на опыт прошлого, уже можно наметить дальнейшее развитие принципов Ю. А. Билибина в металлогеническом анализе и районировании. Оно опирается не только на новый уровень наших эмпирических знаний, но и закономерно вытекают из современного состояния теории.

Говоря о таких регионах, мы, прежде всего, имеем ввиду складчатые области завершеного развития с современными проявлениями вулканизма и гидротермальной деятельности — Камчатку и Курильские острова, Японию, наиболее исследованные под новым углом зрения. Те же принципы могут быть проиллюстрированы материалами по геотермальным и рудным районам США, Нов. Зеландии, а также районам недавнего вулканизма, таким как Трансильвания, Восточные Карпаты и Закарпатье и некоторые другие*.

При анализе материалов по Камчатке и Японии, в первую очередь, устанавливается, что современные вулканы своим зарождением и развитием завершают длительно и направленно протекавший процесс тектоно-магматической активности, начавшийся в ряде случаев еще при заложении Охотско-Японской геосинклинали. При этом отдельные вулканы, а чаще их пространственные группы — гнезда, размещаются в пределах некоторых достаточно четко очерчиваемых центров более древней тектоно-магматической и металлогенической активности. Геометрия этих центров меняется с возрастом, т. е. вглубь по ординате времени, в направлении увеличения площади, захваченной этой активностью. С другой стороны, ряд центров современной вулканической активности не имеет непрерывной геологической предистории. Такие центры, в отличие от первых, долгоживущих, с непрерывным развитием, мы называем контрастными. И, наконец, выделяются вулканические и металлогенические центры, так сказать, «инициальные», не испытавшие дальнейшего (орогенного) развития и консолидированные на геосинклинальной стадии эволюции вулканизма.

Рассмотрим примеры таких различных геолого-генетических типов долгоживущих центров магматической и металлогенической активности на примере Камчатки и Японии и покажем принципиальные следствия такого дифференцированного «по центрам» анализа для понимания металлогении, путей металлогенического районирования.

На Камчатке и в юго-западной части Корякского нагорья выделяются 23 центра магматической и металлогенической активности («вулканогенно-рудные центры») — рис. 1, 2*.

1. Шилунский
2. Кроноцкий
3. Усть-Камчатский
4. Озерновский
5. Карымско-Семячикский
6. Узон-Гейзерный
7. Кизименский
8. Ключевской
9. Швелучский
10. Кошелевско-Паужетский
11. Мутновско-Асачинский
12. Вилючинско-Паратунский
13. Авачинско-Налычевский

* В том числе, конечно, и по более древним складчатым областям.

* Рис. 1, 2 и 3 выполнены путем фотоуменьшения карт м-ба 1:1 500 000 для Камчатки и 1:2 000 000 для Японии, для составления которых использованы комплексные геолого-геофизические более детальные работы.

14. Шаромский
15. Ичинско-Кирганикский
16. Алнейско-Козыревский
17. Дранкинский
18. Тымлатский
19. Малетойваямский
20. Ичигинско-Уннэйваямский
21. Пылгинский
22. Апужско-Пахачинский
23. Кинкильский

В металлогеническом отношении эти вулканогенно-рудные центры разноценны. Наиболее изученные из них соответствуют рудным районам, в пределах которых выделяются рудные поля, месторождения и рудопроявления (Тарасенко, 1971, Масуренков и др. 1968).

Центры Шипунский, Кроноцкий, Усть-Камчатский и Пылгинский относятся к «инициальным» центрам геосинклинального типа, не получившим дальнейшего развития в орогеническую стадию эволюции складчатой области. Не ставя перед собою задачи детальной характеристики их металлогении, укажем лишь на характерные для них медно-никелевые и хромитовые рудопроявления. Отмечается золоторудная минерализация, еще слабо изученная, связанная, возможно, с габбро-плагиигранитными комплексами. Сурьяно-ртутная минерализация носит наложенный характер и датируется поздним миоценом.

Центры Озерновский, Карымско-Семячикский, Узон-Гейзерный, Кизименский, Ключевской, Шевелучский относятся к типу контрастных.

Здесь фундаментом для современных вулканических аппаратов служат раннегеосинклинальные (верхний мел-палеогеновые) вулканогенно-осадочные формации, содержащие синхронные базит-гипербазитовые интрузии. Контрастность металлогении таких центров состоит в сочетании типично геосинклинальных рудопроявлений меди (колчеданного типа) с почти полным набором металлов всего орогенического цикла в продуктах современной фумарольно-сульфатарной и гидротермальной деятельности. Для термальных вод Узон-Гейзерного центра, как это установлено С. И. Набоко и С. Ф. Главатских характерны Си, Рв, Zn, Аи, Ag, As, Sb, Hg, S, Ni и др. металлы. В газах Ключевского и Шевелучского центров Е. К. Серафимовой установлены V, Mo, Pb, Zn, Ag, Bi, Ti, As, Cu, Ni, Cr, Sr, Ba.

Можно прибавить к этому данные о сухих остатках конденсатов вулканических центров подобного типа, в которых установлены Zn, Be, Ti, Se, Pb, Cu, Ag, Co, Ni, V, Sr, Zr, Mo, Sn (Нирагонго). В составе конденсатов в Шова-Шиндзан — в мг/кг — Zn (до 0,5), Си (до 0,03), Ge (до 0,01), As (до 0,7), Sn (до 0,03), Ag (до 0,003). В подводном вулкане Н. Гебрид установлен вынос фумаролами Си (12,3% в осадке). При этом понижение температуры газов сопровождается уменьшением концентраций металлов в десятки и сотни раз. Характерно, что при ничтожных содержаниях металлов в термальных водах их концентрации в осадках может быть весьма высокой. Например, в источниках Верри при содержании Аи в воде 0,00004 мг/кг его содержание в кремнистом осадке достигает 55 г/т, соответственно для Н. Зеландии: Оахи-Пу < 0,00004—85 г/т, Вайотапу? — 80 г/т в гейзерите, для США (Стимбу-ут)? — 9 г/т в кремнистых туфах, Анаконда:? — 8—24 г/т в лимонитах. То же относится и к Ag. Например, в Нов. Зеландии в источниках Бродленс — 2 при содержании Ag в водах 0,0006 — содержание его в кремнистом осадке — 200 г/т, ист. Оахи-Пу — в воде 0,0006, в осадке 500 г/т. Можно привести еще многочисленные примеры по тем же металлам для

других районов и данные о содержаниях ртути, но сейчас в этом нет необходимости. Это задача специальных сводок*.

Все эти данные представляют для нас интерес в том отношении, что они указывают, с одной стороны, что все металлы геосинклинального и орогенного этапов развития складчатой области участвуют в эндогенном гидротермальном процессе, характерном для контрастных вулканогенно-рудных центров, а с другой — что они не обнаруживают здесь промышленных скоплений, за исключением тех, которые могут образовывать самые низкотемпературные минеральные парагенезисы (S, Hg, As). Правда и при этом известно всего лишь одно, исключая серные, эксплуатирующееся рудное месторождение, которому 30 000 лет — ртутное месторождение Монте-Амиата. Месторождение Сальфэр-Бэнк (Hg, S) имеет уже скорее исторический интерес. Причина такой особенности контрастных вулканогенно-рудных центров (отсутствие промышленных скоплений металлов и в верхнем структурном этаже, и в фундаменте и, соответственно, обоснование критериев их прогнозной оценки будут приведены ниже.

И, наконец, такие центры магматической активности, как Мутновско-Асачинский, Вилючинско-Паратунский, Авачинско-Нальчевский, Ичинско-Кирганикский, Алнейско-Козыревский, Дранкинский, Тымлатский, Малетой-ваямский, Апукско-Пахачинский, относятся к классу долгоживущих, непрерывно развивающихся, начиная с позднего мела — палеогена и до ныне.

Все эти центры обладают общими особенностями — структурными, петрологическими и металлогеническими. Современные вулканы, как правило, обрамляют здесь локальные горстовые поднятия, в которых последовательно обнажаются вулканогенно-интрузивные образования все более древних структурных этажей. В ядрах таких структур чаще всего наблюдаются гипабиссальные интрузии, прорывающие толщи позднего олигоцена — миоцена. В таких долгоживущих, непрерывно развивающихся центрах сверху вниз или, что то же самое, от молодых образований к более древним последовательно увеличивается высокотемпературность минеральных парагенезисов метасоматически измененных пород (от аргиллизированных пород на современных вулканах до высокотемпературных пропилитов в нижнем структурном этаже) и, что самое важное, на всех структурных этапах долгоживущих, непрерывно развивающихся центров наблюдается оруденение (рис. 2), имеющее нередко перспективные масштабы (Василевский, 1973).

Таковы центры Ичинско-Кирганикский (Си, Рв, Zn, Au, Ag), Алнейско-Козыревский (Au, Ag, Hg, S). В пределах этого центра в жерловой части вулкана Чашаконджа установлен новый для Камчатки тип оруденения, представленный сульфосолями энаргит-фамантинитового ряда. Золотоносные руды подобного типа известны для однотипных вулканических районов Чили (Гуанако) и Югославии (Бор).

В пределах наиболее изученного Алнейско-Козыревского вулканогенно-рудного центра выявлен ряд вулканогенно-тектонических структур центрального типа (Агинская, Сухариковская, Караковская и др.). К ним приурочено золотое и золото-серебряное оруденение. Здесь установлены руды гессит-калаверитового и галенит-сфалерит-халькопиритового типов. Они весьма сходны с широко известными рудами золотодобывающих районов Тихоокеанского рудного пояса и Трансильвании (Кришл-Крик, Гольдфильд, Тавуа, Брад, Тои, Тайхо, Кономаи, Сэкэрымб, Байя-Марэ и др.).

* В докладе использованы лишь некоторые данные сводки Е. А. Баскова, С. Н. Сурикова и др. 1971 г. (ВСЕГЕИ)

Некоторыми особенностями обладает Ичигинско-Уинэйваямский вулканогенно-рудный центр, расположенный в юго-западной части Корякского нагорья. В его пределах в позднем палеогене проявился магматизм кислого гранитоидного (Охотско-Чукотского) типа, с которым ассоциирует олово, а в миоцене — вулканизм андезитового (камчатского) типа с золото-серебряным оруденением.

Особое место в ряду металлогенических вулканогенно-рудных центров Камчатки занимает Шаромский центр. По геолого-генетическому признаку он относится к типу «контрастных». Действительно, четвертичный вулкан Хангар расположен в поле домезозойского фундамента. В пределах центра развит также позднемеловой геосинклиналиный комплекс с рудопроявлениями меди. Однако реакция жесткого кристаллического фундамента на миоценовые движения изучена еще до сих пор слабо, и масштабы медно-молибденового и медного оруденения типа «соррег порфугу», имеющего, возможно, миоценовый возраст, пока не выяснены.

Весьма перспективными в отношении поисков золоторудных и комплексных золото-полиметаллических руд являются также долгоживущие вулканогенно-рудные центры Южной Камчатки — Авачинско-Нальчевский (Au, Ag), Вилючинско-Паратунский (Pb, Zn, Au, Ag), Мутновско-Асачинский (Pb, Zn, Au, Ag) и Кошелевско-Паужетский (Au, Ag, Hg, S). В самое последнее время в образованиях нижнего структурного этажа Мутновско-Асачинского центра обнаружено весьма перспективное рудопоявление Pb и Zn типа «Куроко» черные руды в Японии.

Касаясь вулканогенно-рудных центров уже собственно Японии, и ее кальдерам, а также данные о палеовулканических районах и минеральных провинциях показала, что здесь очень четко выделяется более 29 таких центров, нижний структурный этаж которых представлен последовательно вулканогенными и интрузивными образованиями Cr_2 —Pg, N_1 N_2 . В четвертичное время весь этот длительный процесс завершился кальдерообразованием на современных вулканах. Наименование центров приводим по сочетанию названий современных кальдер и рудных месторождений нижних структурных этажей. О четкости общего структурного контроля современных кальдер и рудных районов более древних структурных этажей читатель может судить по рис. 3. Для удобства нумерация кальдер сохранена та, которая показана на карте вулканов Японии. Как видно на рис. 3, в Японии выделяются долгоживущие вулканогенно-рудные центры:

1. Ata (10) — Aira (11) — Kushikino (Au).

Присутствуют месторождения сурьмы и серы. В фундаменте неогенового вулканизма развиты редкометалльные граниты. В связи с этим, среди миоценовых руд встречаем месторождение Sn.

2. Takenotsuyi (21) — Tajo (Au), Obira (Sn, W).

Присутствуют месторождения цинка и свинца типа «Куромоно»

3. Abu (31) — Jamaguchi (Sb).

4. Kannabe (36) — Jkino (Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Hg, Sn, W).

В основании формации «зеленых туфов» в этом районе (Уэцу-Симане) залегают редкометалльные граниты Тююку. Руды Sn и W наблюдаются и в миоценовых месторождениях.

5. Nakone (47) — Toi (Au).

Этот пример особенно показателен. В этом центре расположен вулкан Фудзи. А месторождения То являются богатейшими месторождениями Японии.

Опуская серию промежуточных примеров, укажем на очень важные для нас вулканогенно-рудные центры главных рудных районов Японии, провинции Akita и Niigata. Таковы:

6. Sukai (37), Azama (102) — Ashio (Cu, Zn, Pb, Au, Ag).

1. Onikobe (111), Nachimantai (121) — Cosaka (Cu, Zn, Pb, Au, Ag).

Рудная провинция Cosaka является одним из главных добывающих рудных районов Японии. Здесь в общей сложности известно более 79 месторождений типа «Куромоно», комплексных — Cu, Zn, Pb, Au, Ag.

8. Komaga — take (156) — Shikotsu (165) — Jagumo (Cu, Zn, Pb, S), Kunitomi (Pb, Zn, Cu, Au, Ag).

9. Последним из крупных вулканогенно-рудных центров покажем так называемый цирк Дайсетсу. Здесь кальдеры Numa-dake (175), Daisetsu (180), Akan (187), Kutchago (188) «контролируют» рудные миоценовые округа с месторождениями Pb, Zn, Cu, Ag, Au, Hg, S — Konomai (Au, Ag), Jtomuka (Hg), Taiho (Au, Ag) и многочисленные месторождения типа «Куромоно».

Мы привели здесь данные о вулканогенно-рудных металлогенических центрах в Японии в дополнение к Камчатским материалам с тем, чтобы показать, насколько общими являются коррелятивные связи между современными вулканами и долгоживущими магматическими и металлогеническими центрами. Вторым следствием такого сопоставления является вывод о совершенно недостаточной изученности камчатских центров, ибо весь опыт Японии свидетельствует о возможности открытия на Камчатке не менее ценных и столь же многочисленных промышленных рудных объектов. Напомним, что долгоживущими вулканогенно-рудными центрами являются: в Трансильвании «золотой четырехугольник», в Восточных Карпатах — район Байя-Марэ; несколько центров наблюдается в Закарпатье (Береговский, Вышковский). Долгоживущим вулканогенно-рудным центром является и Стимбоат-Спрингс-Комштокский в Неваде (США) и многие другие. Не случайно и в таких древних вулканогенных геоструктурах как Урал, Казахстан, и молодых — Охотско-Чукотский пояс, металлогеническое и структурно-формационное районирование линейных структур приводит к выявлению в их пределах кольцевых структур («вулканоструктур») различного генезиса и масштабов.

Каковы же закономерности размещения долгоживущих наиболее перспективных вулканогенно-рудных центров в пространстве? Для ответа на этот вопрос проанализируем тектоно-магматическую схему их размещения на Камчатке (рис. 1).

Легко видеть, что, если вулканы или их группы размещаются часто на диагональных швах, фиксируемых магнитометрическими и гравиметрическими методами, то сами долгоживущие центры размещаются в блоках, ограничиваемых этими диагональными швами. Так, например, Кошелевско-Паужитский центр отделяется от Мутновско-Асачинского и Вилючинско-Паратунского Асачинским швом. Соболевско-Петропавловский шов, ограничивая с севера центры Южной Камчатки, одновременно является южной границей развития центров Авачинско-Налычевского и Шаромского. Сопочно-Жупановский шов контролирует размещение вулканов Карымский, Семячик и Ичинский. Одноименные центры располагаются вдоль его простирания. Крупнейшие центры Алнейско-Козыревский, Кизименский, Узонский, Ключевской размещаются в блоке между Сопочно-Жупановским и Тигильско-Ключевским швами. В осевой части этого диагонального блока проходит Утхолок-Кроноцкий шов. Далее на север структурный план размещения центров не меняется. Между Тигильско-Ключевским и Паланско-Командорским швами расположен Швелуцкий центр, между Паланско-Командорским и Тайгонос-Карагинским — Дранкинский, между Тайгонос-Карагинским и Ребро-Анапкиным — Тымлатский, между Ребро-Анапкиным и Маметчинско-Тиличикским — Малетойваямский и т. д. В то же время, на тех же диагональных швах размещаются, как можно видеть, совре-

менные вулканические постройки. Центры инициального геосинклинального типа слагают блоки между диагональными швами.

Намечается, таким образом, по-видимому, два класса диагональных швов, пока еще не дифференцируемых по геофизическим данным. Одни из них, ограничивающие блоки, в которых размещаются долгоживущие центры, являются более древними, соответствующими по возрасту самим центрам, другие — осевые — более молодые. Они имеют возраст размещающихся на них вулканов. Почему, в таком случае, одни из вулканов являются индикаторами перспективных вулканогенно-рудных центров, нижние структурные этажи которых вмещают рудные месторождения, а другие таковыми не являются? Объяснение этого явления мы находим при рассмотрении истории активности линейных камчатских структур, фиксируемых зонами гравитационных минимумов. На рис. 1 их видно две. Одна из них, расположенная восточнее Восточной вулканической зоны Камчатки, представляющей собою цепочку контрастных вулканических центров, закончила свою активность в C_2 —Pg. В орогенический период здесь формируется только вулканогенный флиш.

Центрально-Камчатская зона проявляет активность на всех этапах тектоно-магматического развития. Активность эта проявляется дифференцированно, по блокам, ограниченными диагональными швами. Она проявляется также и несинхронно, ибо полнота разрезов различных центров различна. И уже в четвертичное время Центрально-Камчатская зона и диагональные швы контролируют размещение вулканов, обрамляющих или «насаженных» на долгоживущие центры магматической и металлогенической активности.

В чем причина столь неодинаковой металлогенической ценности контрастных и долгоживущих центров, контролируемых внешне однотипными тектоническими структурами? Ответ вытекает из самой геодинамики их развития, определяющей эволюцию постмагматической, в том числе и рудной деятельности. В ходе тектоно-магматической эволюции долгоживущих магматических и металлогенических центров на каждом из этапов этого развития наблюдается последовательная и направленная смена геодинамических состояний в блоках земной коры, определяющая геодинамическое соответствие продуктов интрузивных, метасоматических и рудных процессов. В ходе непрерывного развития последовательно создаются термодинамические условия для образования и устойчивости минеральных парагенезисов руд, соответствующих данным условиям.

При формировании контрастных вулканогенно-рудных центров, заложенных на консолидированном основании, таких условий для накопления рудных компонентов не создается. Устойчивыми в условиях низких давлений, обусловленных открытостью системы, являются только самые низкотемпературные руды (Hg, S). Крупные скопления, как указывалось ранее, редки.

В заключение подведем некоторые итоги проведенного анализа. Они сводятся к следующим основным положениям:

1. Историко-эволюционный принцип металлогенического анализа, разработанный Ю. А. Билибиным и его школой и основанный на закономерностях направленного тектоно-магматического развития подвижных областей, находит очень четкое обоснование на примере геоструктур самого различного масштаба.

2. При перенесении общих закономерностей на локальные структуры следует учитывать дифференцированное их развитие по простиранию, при котором в пределах одной структурно-формационной зоны отдельные центры — блоки развиваются асинхронно.

3. Наиболее полно общие закономерности тектоно-магматического

и металлогенического развития проявляются в долгоживущих, устойчиво, непрерывно и направленно развивающихся центрах магматической и металлогенической активности.

4. Такие центры являются наиболее перспективными в отношении обнаружения промышленных скоплений руд на всех этапах тектоно-магматического цикла.

5. Анализ изменения состава оруденения и форм его проявления от этапа к этапу развития долгоживущего вулканогенно-рудного центра показывает следующую важную особенность: противопоставление вулканогенных месторождений плутоногенным, по существу, не имеет под собой оснований, поскольку характер (модель) связей интрузивного, метаморфического и рудного процесса остается на каждом этапе одинаковым. Меняется лишь форма и масштабы проявления этих процессов.

В ходе направленного тектоно-магматического развития вулканогенно-рудного центра от нижнего структурного этапа к верхнему (вулкану) сокращаются площади магматической активности, меняется абиссальность и размеры интрузивных образований (последние на вулканах представлены уже экструзиями), падает температура устойчивых парагенезисов метасоматитов и руд. Общая тенденция в отношении металлов на верхнем структурном этапе и отдельных вулканах — это тенденция к рассеянию.

Вулканы служат индикаторами центров магматической и металлогенической активности, но выносимые ими и связанные с ними термальными водами рудные компоненты лишь в том случае являются «поисковыми признаками» на рудные центры и узлы, если эти вулканы завершают длительное устойчиво направленное тектоно-магматическое развитие активных участков вулканогенных структурно-формационных зон.

ЛИТЕРАТУРА

1. БИЛИБИН Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолиздат, 1955.
2. СУДОВИКОВ Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. Лен. Гос. Университета, 1964.
3. ВАСИЛЕВСКИЙ М. М. Вулканизм, пропититизация и оруденение. М., Недра, 1973.
4. ТАРАСЕНКО Т. В. Металлогеническое районирование южной части Корякского нагорья и Камчатки. В сб. Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса (Материалы шестого Всесоюзного металлогенического совещания), Владивосток, 1971.
5. МАСУРЕНКОВ Ю. П., ЕГОРОВ О. Н. и др. Соотношение вулканизма, плутонизма и гидротермальной деятельности в ходе развития купольных структур. В сб. «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов». Владивосток, 1968.

Я. Б. Смирнов, В. М. Сугробов, Н. Г. Сугрובה

Геологический институт АН СССР, Институт вулканологии
ДВНЦ АН СССР

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК, ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ И ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ГЛУБИННЫХ ЗОН ОБЛАСТЕЙ КАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА

При изучении геотермии вулканических областей следует особо выделить две проблемы, связанные между собой как причина и следствие геохимической дифференциации глубинного вещества посредством постоянно протекающих в планетарном масштабе процессов вулканизма и дегазации верхней мантии. В конечном итоге эти процессы ведут к достижению Землей термического и гравитационного равновесия.

Первая проблема включает исследование условий возникновения зон фракционного плавления в земной коре и верхней мантии, их расположение в пространстве и развитие во времени на основе изучения распределения регионального теплового поля Земли. В настоящее время установлено что в областях молодого вулканизма тепловой поток в **региональном** плане достигает аномально высоких значений, примерно вдвое превышающих мировое среднее ($1,2 \text{ мк кал/см}^2 \text{ сек.}$). При этом аномалии теплового потока могут быть значительно шире зон проявления вулканизма на поверхности (например, окраинные моря и внутренние части островных дуг в зоне перехода от континента к океану, Закарпатский прогиб и Венгерская впадина, ряд районов провинции бассейнов и хребтов в Северной Америке, рифты Байкальский и Красного моря и т. д.). Причиной этих аномалий также можно считать неглубоко залегающие высокотемпературные зоны в мантии, наличие которых вне районов проявления вулканизма доказывается резким подъемом слоя пониженных скоростей, дефицитом плотности мантии по гравиметрическим данным, интенсивным затуханием поперечных сейсмических волн, подъемом слоя повышенной проводимости и другими независимыми геофизическими данными. Приближенные расчеты, проведенные на основании геотермических параметров, показывают, что температура плавления ($1200\text{—}1300^\circ \text{C}$) в областях регионально повышенного теплового потока ($2,0\text{—}2,5 \text{ мк кал/см}^2 \text{ сек.}$, что характерно только для тектонически активных поясов) достигается на глубинах $40\text{—}80 \text{ км}$ в зависимости от конкретных условий (Смирнов, 1966, 1968 а, б). В последние годы чрезвычайно популярный механизм фракционного плавления, как ответственный за развитие тектонически активных поясов оформился в геотектонических построениях как гипотеза о «тепловых диапирах».

Вместе с тем, проблема связи теплового потока, локализации и распределения на глубине зон фракционного плавления и вулканической деятельности на поверхности Земли оказалась значительно сложнее в связи с обнаружением нормальных ($1,0\text{—}1,6 \text{ мк кал/см}^2 \text{ сек.}$) величин теплового потока в ряде областей современного вулканизма и, в частности, в Восточно-Камчатской вулканической зоне. Этот факт позволил авторам поставить вопрос о динамике теплового поля в современных геосинклинальных системах в связи с динамикой их геотектонического

развития и эволюцией магматизма. В определенной степени эти идеи являются дополнением и развитием положений о связи теплового потока с возрастом активного развития земной коры и верхней мантии и динамикой теплового поля геосинклинали (Смирнов, 1968а, 1972).

Вторая проблема касается оценки общей энергетики вулканизма и условий формирования, а также геотермического значения локальных тепловых аномалий, создаваемых в верхних частях земной коры вулканической и гидротермальной деятельностью. В общем виде вынос тепла (Q) в вулканических областях может быть представлен суммой передачи тепла в твердом теле (кондуктивный тепловой поток q) и теплопереносом (конвективный поток — qm):

$$Q = q + qm.$$

В областях современного вулканизма теплоперенос в общем выносе тепла может достигать очень значительных величин, несмотря на сравнительно небольшие размеры аномалий — от нескольких сотен квадратных метров до первых десятков квадратных километров. Например, общий вынос тепла в зоне современного вулканизма Северного острова Новой Зеландии составляет около 20 мк кал/см² сек., что примерно в двадцать раз превышает средний тепловой поток для Земли и в десять раз кондуктивный тепловой поток в вулканических областях (Studt, Thompson, 1969).

На основании работ советских и зарубежных ученых (Аверьев, 1966, Поляк, 1966, Макаренко, Поляк, Сугробов, 1970, White, 1965 и др.), по характеру теплопереноса в самом общем виде выделяют вынос тепла продуктами извержений (лавой, пеплом и т. д.), фумаролами (в межпараксизмальную стадию вулканической деятельности) и гидротермальными системами. Последние обычно не связаны прямо с действующими вулканами, однако, по мнению В. В. Аверьева (1966), могут являться одновременно с ними дериватами единого первичного магматического очага. Вынос тепла термальными источниками рассматривается большей частью отдельно от вышеперечисленных процессов теплопереноса.

При рассмотрении этой проблемы авторы особое внимание уделили уточнению баланса выноса тепла как кондуктивным, так и конвективным путем в различных тектонических зонах Камчатки. Помимо оценки потерь энергии в вулканических областях, такого рода исследования представляются весьма перспективными для изучения динамики и энергетики геосинклинали процесса в целом. Это положение вряд ли нуждается в пояснениях, поскольку суммарные потери тепла являются наиболее общей энергетической характеристикой процесса фракционного плавления, рассматриваемого в качестве основного механизма дифференциации глубинного вещества Земли.

Как известно, зоны фракционного плавления глубинного вещества и связанные с ними поверхностные проявления вулканической и гидротермальной активности строго локализованы в тектонически активных поясах — альпийских и тихоокеанских геосинклиналиальных системах, зонах кайнозойского эпиплатформенного орогенеза и рифтовых системах континентов и океанов. Именно здесь процессы теплопереноса играют решающую роль в энергетике тектоносферы. Если же отнести энергию конвективного выноса тепла ко всей Земле в целом, то ее роль в общем тепловом балансе нашей планеты по расчетам Ф. А. Макаренко и др. (1970) не превышает 1% и даже по самым завышенным оценкам составит не более 10% от потерь тепла путем теплопроводности, то есть не более 0,1 мк кал/см² сек. С геотектонических позиций есть основания полагать, что такие же соотношения были характерны и для активных поясов геологического прошлого Земли.

Ниже нами в первом приближении будет рассмотрен ряд вопросов, освещающих некоторые новые факты и идеи в области взаимосвязи теплового поля Земли, фракционного плавления глубинного вещества и поверхностных проявлений вулканизма и гидротермальной деятельности.

Региональные и локальные аномалии теплового поля в областях кайнозойского вулканизма

В последние годы было опубликовано несколько сводных работ, освещающих региональный тепловой поток в вулканических областях (Смирнов, 1968 а, б, Ногои and Uyeda, 1969), поэтому мы остановимся преимущественно на новых результатах геотермических исследований. В таблице 1 приведены данные по региональному тепловому потоку для ряда типовых вулканических провинций.

Таблица 1

Региональный тепловой поток в вулканических областях континентов, переходных зон и океанов

Географическое положение вулканических провинций	Возраст вулканизма	Глубинный тепловой поток мкал/см ² сек.
Континенты		
Траппы Сибирской платформы	P—T	1,30
Траппы Южной Африки	T	1,40
Траппы Деккана	Cr—Pg	1,70
Центральная Европа (включая Рейнский грабен)	N	2,20
Закарпатский прогиб и Венгерская впадина	N	2,30
Закавказье	Pg—Q	2,00
Северная Америка	Pg—N	2,00
Центрально-Камчатский вулканический пояс	Pg—Q	2,30
Восточно-Камчатский вулканический пояс	Q	1,0(?)
Активные зоны перехода от континента к океану		
Японская дуга	Pg—Q	2,20
Курильская дуга	N—Q	2,20
Дуга Нансей	Pg—Q	3,00
Идзу-Бонинская дуга	N—Q	2,20
Дуги Новогвинейской и Новозеландской провинций	Pg—Q	2,10
Зонская дуга	Pg—Q	2,30
Новые Гебриды-Фиджи	N—Q	2,40
Алеутская дуга	N—Q	2,40
Океаны		
Подводные области кайнозойских геосинклиналей континентов	Pg—Q	2,00
Гавайский хребет	Pg—Q	1,60
Лаккадивский хребет	Cr—Pg	1,80
Хребты Кокосовый и Карнеги	N—Q	3,00
Рифтовая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия	0—3.10 ⁶ лет	2,20*
Рифтовые зоны срединных хребтов Атлантического и Тихого океанов	0—3.10 ⁶ лет	1,80*
Калифорнийский рифт	N—Q	3,60
Аденский рифт	N—Q	3,90
Рифт Красного моря	N—Q	3,00
Байкальский рифт	Q—?	2,40
Исландия	Pg—Q	3,00

В таблице приведены несколько уточненные наши данные (все цифры округлены до 0,1 мккал/см² сек.), полученные как среднеарифметические по большому числу измерений для крупных вулканических провинций. Звездочкой помечены данные для центральных зон срединных хребтов, осреднение которых было проведено в интервале от 0 до 3 миллионов лет (Lepichon and Langseth, 1969). Для островных дуг использовались преимущественно морские измерения потока, проведенные в пределах их подводных продолжений в окраинные моря. Исключением являются Японская дуга и Северный остров Новой Зеландии, где проведены и детальные исследования теплового потока в глубоких скважинах. Возраст вулканических пород на океанах определялся, в основном, по данным глубокого бурения (краткая информация по этим скважинам приведена в журнале «Geotimes»). Более детально распределение глубинного теплового потока показано на конкретных профилях (рис. 1), построенных на основании мировых каталогов теплового потока (Lee, Uyeda, 1965; Simmons, Horai, 1968) и ряде новых работ (Куртас, Гордиенко, 1971; Sass et al, 1970; Talwani et al, 1971; Watanabe et al, 1970; Haenel and Zoth, 1973 и др.).

Профили теплового потока центрированы относительно осей крупнейших тектонических элементов (оси срединно-океанических хребтов, геоантиклинальных поднятий островных дуг и т. п.), тонкими вертикальными линиями на них даны дополнительные оси положительных (сплошные линии) и отрицательных (пунктирные линии) структур (мегаантиклинории, краевые прогибы и желоба). Отметим, два важных факта, следующих из рисунка.

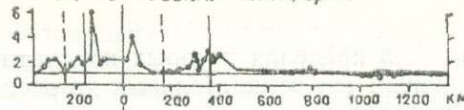
Во-первых, это резкий переход от областей с высоким фоновым потоком (2,0—2,5 мккал/см² сек.) к областям с низким потоком (1,0 мккал/см² сек. и менее) на расстояниях порядка 50—100 км в альпийских и тихоокеанских геосинклиналях и 200—300 км на срединно-океанических хребтах. Практически во всех случаях высокий фоновый поток пространственно совпадает с областями кайнозойского вулканизма; средняя величина теплового потока для них равна 2,2 мккал/см² сек. (таблица 1). Во-вторых, все резкие пики (более 3,5 мккал/см² сек.) на графиках на континентах и в зонах перехода связаны с локальными тепловыми аномалиями, создаваемыми термальными источниками, гидротермальными системами и молодыми вулканическими аппаратами. Их мощность может достигать до нескольких тысяч мккал/см² сек. при площади аномалий от нескольких сотен квадратных метров до первых сотен квадратных километров. В связи с малым масштабом профилей размер аномалий, конечно, утрирован.

Основываясь на аналогии с континентами, а также на геологических и геохимических данных по срединно-океаническим хребтам, аномально высокие значения теплового потока на них мы также связываем с современной гидротермальной и вулканической активностью. Гидротермальной активностью могут быть объяснены и аномально низкие величины теплового потока, часто обнаруживаемые в рифтовых зонах, поскольку градиент в участках разгрузки гидротерм или областях фильтрации вод, вовлеченных в единую с разгрузкой терм гидродинамическую систему, будет очень низок, равен нулю или даже примет отрицательное значение. Соответственно низким, нулевым или отрицательным будет и тепловой поток. Однако, установить относится ли это значение к области разгрузки термальных вод или зонам фильтрации, не представляется возможным, так как при морских геотермических работах не производятся пока измерения абсолютных температур в дне.

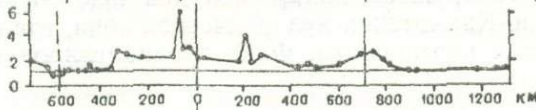
Таким образом, характерными чертами теплового поля областей кайнозойского вулканизма являются регионально повышенный тепловой поток (в среднем 2,2 мккал/см² сек.) и широкое развитие локаль-

Континентальные зоны. Continental zones

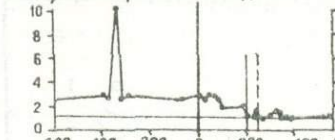
♀ Кавказ - Русская платформа



♀ Береговые хребты - Сев. Американская платформа

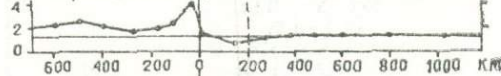


♀ Венгерская впадина - Русская платформа

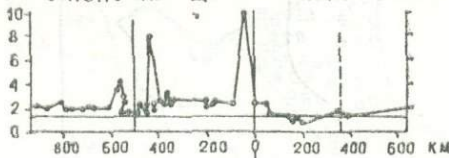


Переходные зоны Transitional zones

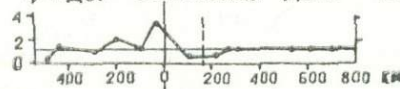
♀ Курильская дуга - Тихий океан



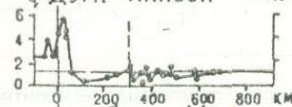
♀ Японская дуга - Тихий океан



♀ Идзу-Бонинская дуга - Тихий океан

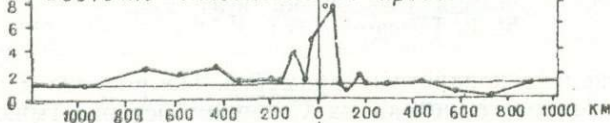


♀ Дуга Мансэй - Филиппинская впадина

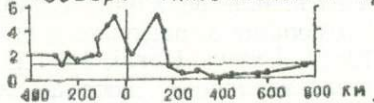


Срединно-океанические хребты. Mid-oceanic ridges

♀ Восточно-Тихоокеанский хребет



♀ Северо-Тихоокеанский хребет



♀ Исландия

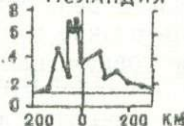


Рис. 1. Профили теплового потока через основные тектонические структуры земной коры.

q — тепловой поток обозначен точками в мккал/см² сек., по оси абсцисс отложено расстояние от осей главнейших структурных элементов (геоантиклинальных поднятий континентов и островных дуг, рифтовых долин срединно-океанических хребтов). Тонкие вертикальные линии — оси мегаантиклинорий, пунктирные линии — оси краевых прогибов и желобов,

ластях современного вулканизма Исландии и Камчатки. На Камчатке безградиентные скважины отмечены в пределах Паужетской гидротермальной системы. Высокая температура в них фиксируется на забое и устье, свидетельствуя об интенсивном переносе тепла разгружающимися гидротермами. Общий вынос тепла без учета вулканизма составляет $60 \text{ мккал/см}^2 \text{ сек.}$ и $160 \text{ мккал/см}^2 \text{ сек.}$ на площади системы 15 и 40 км^2 соответственно.

На рис. 3 приведено распределение кондуктивного теплового потока в рифте Красного моря (морские измерения) и прилегающих частях Африки и Аравийского полуострова (Girdler, 1970), где известны мощные проявления неогенового и четвертичного вулканизма. Тепловой по-

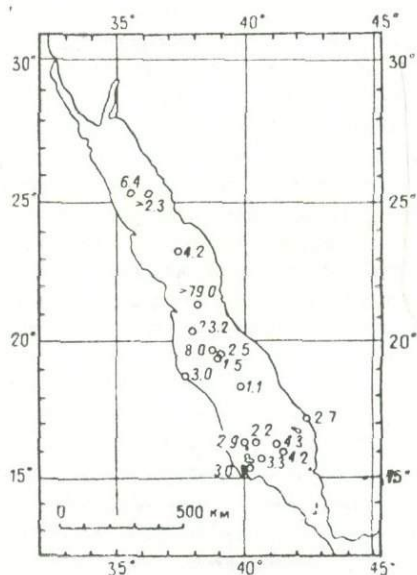


Рис. 3. Распределение теплового потока в рифте Красного моря.

Точками даны значения теплового потока в $\text{мккал/см}^2 \text{ сек.}$ (Girdler, 1970).

ток здесь колеблется в широких пределах, однако, его фоновое значение близко, по-видимому, к $3,0 \text{ мккал/см}^2 \text{ сек.}$ Широко известно наличие подводных гидротерм в Красном море, однако, определить мощность подводной гидротермальной деятельности здесь пока не представляется возможным (измеренный тепловой поток в верхнем слое осадков колеблется от 0 до $80 \text{ мккал/см}^2 \text{ сек.}$). Обратим внимание на то, что во впадине Атлантик скважина 230 (координаты $10^{\circ}00' \text{ с. ш.}$ и $41^{\circ}50'05'' \text{ в. д.}$) на глубине около 5 м вошла в плейстоценовые базальты, перекрытые монтмориллонитовыми глинами с прослоями гематита и ангидрита (Geotimes, Leg. 23).

Так что чисто «осадочная», гипотеза о происхождении рудоносных рассолов и осадков в Красном море, высказанная в ряде последних работ, оказалась в свете новых данных ошибочной.

Тепловой поток и конвективный вынос тепла в основных тектонических структурах Камчатки

В период полевых работ 1972 года нами было проведено изучение теплового потока по профилю Петропавловск-Камчатский — Усть-Большерецк с целью уточнения фоновых величин теплового потока для различных тектонических структур Камчатки (предшествующие определения выполнены преимущественно в восточной части Камчатки и дали весьма противоречивые результаты — от $2,4 \text{ мккал/см}^2 \text{ сек.}$ — Поляк,

1966 — до 1,0—1,6 мккал/см² сек.— Соколова, Моисеенко, Дучков, 1972).

Определения теплового потока по профилю вкрест основных тектонических структур Камчатки производились в буровых скважинах согласно общепринятой методике. Температура в скважинах измерялась с помощью мостовой схемы; в качестве датчиков температуры использовались термисторы ММТ-1, отградуированные с точностью 0,01° С. Теплопроводность горных пород определялась на образцах керна в лабораторных условиях стационарным методом на приборе «Лямбда» Института метрологии и с помощью цилиндрического зонда постоянной мощности. Применявшаяся облегченная аппаратура как для измерения температур, так и теплопроводности зондовым методом, была приспособлена для пеших маршрутов.

Отметим, что количество скважин на Камчатке, пригодных для определения фонового теплового потока, очень мало. Это вызвано быстрым завалом скважин рыхлыми вулканогенно-осадочными породами, слагающими обычно большую часть разреза. По той же причине по скважинам часто отсутствует полноценный керн для определения теплопроводности. Поэтому для расчета теплового потока в ряде случаев приходилось пользоваться неравноценными по точности и представительности данными температур и теплопроводности пород, что конечно, сказалось на точности определений. Помимо инструментальной погрешности необходимо также оценить возможные искажения теплового потока, связанные в рассматриваемых ниже случаях преимущественно с переносом тепла подземными водами.

В пределах Корякско-Авачинской депрессии определения теплового потока проводились по скважинам Авача ГК-1 (забой 1120 м), Авача ГК-2 (забой 757 м) и Пиначево ГК-1 (забой 1261 м). Геологический разрез всех скважин сходен — они вскрыли четвертичные осадочные и вулканогенные породы, верхнемиоценовые — плиоценовые вулканогенные породы алнейской серии и терригенные песчано-глинистые рассланцованные породы верхнего мела. Теплопроводность пород определена на 67 образцах керна; использовались и ранее выполненные измерения теплопроводности пород по этим скважинам (Моисеенко, Дучков, Соколова, 1971).

Средняя теплопроводность пород по скважинам ГК-1 и ГК-2 составила $5,74 \cdot 10^{-3}$ кал/см сек.град. по скважине Пиначево ГК-1 — 5,27 кал/см · сек. · град. Измерения температуры по этим скважинам (высота во всех случаях более года удалось провести лишь до глубин порядка 350 метров, так как ниже скважины завалены. По скважинам Авача ГК-1 и ГК-2 градиент температуры в верхней части нарушен нисходящим фильтрационным потоком до глубин 200—250 м, и тепловой поток в этом интервале близок к нулю (аналогичные данные с «нулевыми» потоками получены в вулканических зонах Новой Зеландии). Ниже градиент принимает нормальные значения и по нашим измерениям и результатам неоднократного термокаротажа для определения геотермического градиента равен 1,70° С/100 м по скважинам ГК-1 и 1,75° С/100 м по скважине ГК-2. Тепловой поток в них соответственно равен 0,98 и 1,00 мккал/см² сек.

В скважине Пиначево ГК-1 наблюдается самоизлив с дебитом 2,16 л/сек и геотермический градиент резко нарушен. Так как ниже зоны водопритока измерения температуры выполнить не удалось, для вычисления градиента температуры использовалась термограмма, сделанная через 24 часа после промывки скважины. Градиент по скважине составил 3,6° С/100 м, тепловой поток — 1,90 мккал/см² сек.

Севернее этой зоны получена оценка теплового потока по скважине Леховской 4а. Геотермический градиент по ней составляет

2,30° С/100 м, теплопроводность $5,0 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. (оценка по среднему значению для терригенных меловых пород района), тепловой поток 1,15 мккал/см² сек.

В Паратунской депрессии для оценки теплового потока выбраны скважины 10 и 65, находящиеся на периферических участках месторождения. Расчет геотермического градиента проведен по термограммам, полученным в этих скважинах после более чем годовой выстойки. Средняя теплопроводность пород по данным У. И. Моисеенко и др. для месторождения равна 4,8 кал/см·сек·град. Вычисленные значения теплового потока соответственно равны 1,54 и 1,21 мккал/см² сек.

Центральная часть профиля охарактеризована измерениями теплового потока по периферическим скважинам Малкинского, Начикинского, Больше-Банного и Апачинского термальных полей. В Начиках измерения геотермического градиента проведены нами в наблюдательной скважине 23 репрезентативного бассейна после 18 месяцев выстойки. Средний градиент в интервале 30—184,5 м и равен 5,03° С/100 м, теплопроводность пород (диориты), определенная на 10 образцах, составила $5,8 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. Тепловой поток (2,92 мккал/см² сек.) по этой скважине, находящейся в стороне от термального поля и отделенной от него местной дренаж, может быть все же несколько повышен.

Группа Малкинских скважин расположена в непосредственной близости от места разгрузки Малкинских гидротерм, поэтому геотемпературное поле всех скважин в той или иной степени искажено циркулирующими термальными водами. Исключением является скважина 4, расположенная на водоразделе и имеющая низкую температуру (11° С). Скважины 4,5 и 10 вскрывают вулканогенные породы (туффициты) андезиты) неогенового и мелового возраста. Теплопроводность пород измерена по 12 образцам. Измерения температуры проведены нами по скважинам 4,5 и 10 с выстойкой 2 года после бурения, причем температурная кривая для скв. 10 полностью совпала с данными термокаротажа. Градиенты по названным скважинам равняются 2,90, 5,40, и 6,49° С/100 м, а тепловые потоки — 1,71, 3 и 3,93 мккал/см² сек. соответственно. Величина фоновое теплового потока по площади равна, по всей вероятности, 1,8—2,2 мккал/см² сек.

В условиях влияния фильтрации термальных вод определены тепловые потоки по скважинам Больше-Банной 10 (выстойка несколько лет) и Апача А-1 (выстойка 8 месяцев). Геотермический градиент по первой скважине составил 6,40° С/100 м, теплопроводность пород — $5,48 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. по данным 12 определений в интервале 130—420 м (андезито-базальты и туфолавы неогенового возраста). Значение теплового потока — 3,50 мккал/см² сек., очевидно, завышено в результате циркуляции термальных вод. Геотермический градиент по Апачинской скважине равен 7,8° С/100 м, средняя теплопроводность пород $3,41 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. тепловой поток 2,66 мккал/см² сек. Как и в предыдущем случае, вероятно, повышение потока происходит вследствие влияния термоаномалии, связанной с источниками, разгружающимися примерно в 500 м от скважины. Отметим, что скважина изливает водой с температурой 29° С и дебитом 0,07 л/сек. и наименее нарушенный градиент характерен для ее призабойной части.

Еще две оценки теплового потока сделаны по скважинам Мумоч МК-1 и Апача 17. Измерить температуру по этим скважинам не удалось, поэтому данные теплового потока по ним сомнительны из-за использования точечных замеров температур вблизи забоя. Результаты определений теплового потока по профилю сведены в таблице 2, где показаны основные параметры для вычислений теплового потока.

Тепловой поток на Южной Камчатке

Пункт измерения	Координаты		Интервал расчета, м	Градиент °С—100 м	Теплопро- водность 10 ⁻³ кал/см сек.	Тепловой поток, мккал/см ² сек.
	с. ш.	в. д.				
Апачинская скв. 17	52°56'	157°00'	200—293	2,90	2,85	0,82
Апачинская скв. А—1	52°52'	157°21'	320—487	7,80	3,41	2,66
Малкинская скв. 4	53°18'	157°34'	140—260	2,90	5,90	1,71
Малкинская скв. 5	53°19'	157°33'	130—200	5,40	6,20	3,34
Малкинская скв. 10	53°19'	157°32'	160—300	6,49	(6,05)	3,93
Мумоч, скв. МК-1	53°15'	157°25'	0—301	1,92	4,20	0,8
Начикинская скв. 23	53°06'	157°45'	30—184,5	5,03	5,81	2,92
Паратунская скв. 10	52°50'	158°25'	100—520	3,20	4,8	1,54
Паратунская скв. 65	52°50'	158°25'	100—200	4,50	4,8	1,68
			200—500	2,53		
			ср.	3,51		
Больше-Банная скв. 10	52°51'	157°52'	200—450	6,40	5,48	3,50
Леховская скв. 4а	53°27'	159°28'	30—100	2,28	5,18	1,20
Пиначевская скв. ГК-1	53°17'	158°24'	700—1200	3,60	5,27	1,90
Авачинская скв. ГК-1	53°06'	158°43'	240—300	1,70	5,74	0,98
Авачинская скв. ГК-2	53°08'	158°41'	140—265	1,75	5,74	1,00
Коселевская скв. 9	51°23'	156°32'	380—560	8,70	2,49	2,16

Основной вывод, который вытекает из анализа полученных величин теплового потока и геологического строения в пунктах измерений заключается в том, что **тепловой поток уменьшается согласно уменьшению возраста вулканизма** в исследованных интервалах времени (неоген — плейстоцен). Этот весьма неожиданный факт мы рассмотрим на материале измерений теплового потока по всей Камчатке и прилегающим к ней акваториям Охотского и Берингова морей и Тихого океана (рис. 4).

Как видно из рис. 4, Корякско-Камчатская геосинклинальная зона охарактеризована всего четырьмя измерениями теплового потока. Однако, их величины колеблются в узких пределах — от 1,1 до 1,4 мккал/см² сек; среднее значение равно 1,3 мккал/см² сек. Нормальные величины теплового потока в этой зоне подтверждаются также измерениями в прилегающей к Западной Камчатке части Охотского моря.

В тектоническом отношении Западная Камчатка является частью мезозойской Камчатско-Корякской геосинклинальной зоны и имеет двухярусное строение (здесь и далее описание крупных структурных элементов дается по С. Е. Апрелькову, 1971, С. Е. Апрелькову, и Ю. В. Жегалову, 1972). Фундамент ее сложен дислоцированными меловыми породами, в нижней части терригенными (возраст сенонтурон, видимая мощность до 3 км, сопоставляется с аспидной и граувакковой формациями), в верхней части — вулканогенно-кремнистыми (ирунейская серия, мощность до 2,5 км). Недислоцированный чехол представлен преимущественно терригенными породами палеогена (общая мощность до 3 км) и разнообразными по составу континентальными осадками четвертичного периода (мощность до 0,3 км).

Фоновое значение теплового потока для этой зоны, как было показано выше, составляет приблизительно 1,3 мккал/см² сек. Однако, это значение может быть занижено на 10—20% в результате отложения мощной толщи осадков в третичное время. С учетом этого фактора величина глубинного (фонового) теплового потока должна возрасти до 1,4—1,6 мккал/см² сек.

Как видно из рисунка 4, наиболее высокие значения теплового по-

ся. Следует также отметить наличие в этой зоне интрузий гранодиоритов, образовавшихся на границе нижнего и среднего миоцена.

Согласно времени проявления вулканизма в этой же зоне мы сгруппировали данные теплового потока в две совокупности. Первая относится к западной и центральной части вулканического пояса, где начало вулканической деятельности датируется олигоценом — нижним миоценом. Тепловой поток по данным 8 определений колеблется здесь от 0,8 до 3,93 мккал/см² сек., среднее значение равно 2,46 мккал/см² сек. Вероятнее всего фоновое значение теплового потока для этой зоны лежит в интервале 2,0—2,5 мккал/см² сек.

Вторая совокупность (рис. 4) относится к восточной части Центрально-Камчатского вулканического пояса, а именно, к восточной части Начикинской складчато-глыбовой зоны, где вулканизм начался преимущественно в верхнем миоцене. Тепловой поток здесь колеблется от 1,0 до 1,9 мккал/см² сек., со средним по выборке из 9 значений 1,45 мккал/см² сек. Эту величину можно принять, по-видимому, за фоновый тепловой поток в восточной части Центрально-Камчатского вулканического пояса.

Последняя рассматриваемая по профилю крупнейшая тектоническая область Камчатки — Восточно-Камчатская кайнозойская (и современная) геосинклиналь с вулканическим поясом, наложившимся на нее в плейстоцене. Считается, что геосинклиналь заложилась в меловое время на фундаменте неизвестного возраста. Слабодислоцированные породы верхнего мела, палеогена и неогена, заполнившие геосинклинальный трог, представлены вулканогенно-кремнистыми, терригенными и эффузивно-осадочными толщами, общая мощность которых оценивается величинами от 13 до 18 км. Согласно С. Е. Апрелькову (1971), в конце неогена произошло общее поднятие зоны, сопровождавшееся складчатостью. В начале плейстоцена в Восточно-Камчатской геосинклинальной зоне начал развиваться наложенный вулканический пояс с преимущественным развитием лав базальтового и андезитового состава.

Тепловой поток в Восточно-Камчатской геосинклинальной зоне определен в шести пунктах; его величины колеблются очень незначительно — от 0,8 до 1,2 мккал/см² сек, со средним по выборке 1,0 мккал/см² сек. Это самая низкая величина фонового теплового потока, зарегистрированная на Камчатском полуострове.

Из изложенного фактического материала следует, что величина глубинного теплового потока и время начала вулканической деятельности тесно связаны между собой. Эта связь иллюстрируется таблицей 3.

Таблица 3

Связь теплового потока с возрастом вулканизма

начало	Возраст вулканизма			Фоновый тепловой поток мккал/см ² сек.	
	10 ⁶ лет	окончание	10 ⁶ лет		с учетом эсаконкопления
Плейстоцен	1—2	—	—	1,0	1,3
Верхний миоцен	10—15	—	—	1,45	1,5
Олигоцен — нижний миоцен	30—40	Плейстоцен	1—2	2,5	2,5
—	—	Нижний мел	100—130	1,3	1,4—1,6

Заканчивая описание регионального теплового поля Камчатки, отметим, что тепловой поток в самой южной ее части изучен очень слабо. Однако, и здесь наблюдается тенденция снижения теплового потока с запада на восток (скважина 9 на побережье Охотского моря к югу

от Озерной, тепловой поток $2,16$ мккал/см² сек. и Курильское озеро, средний тепловой поток по шести измерениям $1,35$ мккал/см² сек.).

В целом авторские представления о связи регионального теплового потока с крупнейшими тектоническими структурами Камчатки и сопредельными тектоническими зонами (Охотская платформа, Курильская и Алеутская дуги, Курило-Камчатский и Алеутский геосинклинальные желоба и ложе Тихого океана) отражены на рисунке 4, где в изолиниях дано распределение глубинного теплового потока и показаны границы основных структурных элементов региона.

Рассмотрим теперь локальные термоаномалии, связанные с вулканической и гидротермальной активностью и оценим тепловой эффект их проявления в основных тектонических структурах Камчатки.

Термоаномалии, связанные с гидротермальной активностью и получившие название гидротермальных систем, особенно интенсивно изучались в последние годы в связи с практическим использованием гидротерм. Благодаря этому обстоятельству оценены тепловые мощности практически всех гидротермальных систем и крупных групп термальных источников Камчатки. Тепловые мощности современных систем варьируют от 25 до 75 тыс. ккал/сек. (Макаренко, Поляк, Сугробов, 1970). Интенсивность выноса тепла в таких термоаномалиях, выраженная в единицах теплового потока, достигает $60-100$ мккал/см² сек., и, следовательно, почти на два порядка превышает фоновые значения для Земли (Аверьев, 1966).

Относительно выделенных тектонических зон Камчатки вынос тепла гидротермалы распределяется следующим образом: Восточно-Камчатская зона — $2,2 \cdot 10^8$ ккал/сек., Центрально-Камчатский вулканический пояс — $2,33 \cdot 10^8$ ккал/сек. В Камчатско-Корякской зоне известны отдельные термальные источники с небольшим дебитом. Соответственно для площади первых двух зон в удельном выражении вынос тепла гидротермами составит $0,26$ и $0,20$ мккал/см² сек. Естественно, эти величины меньше полученного ранее значения ($0,55$ мккал/см² сек.) Б. Г. Поляком (1966), так как при расчетах им принималась лишь площадь зоны современного вулканизма.

При оценке теплового эффекта вулканической деятельности будем считать, также как и предыдущие исследователи (Б. Г. Поляк, 1966), что к основным составляющим расходной части энергетического баланса относятся остывание изверженных продуктов и вынос тепла фумаролами в межпараксизмальную стадию активности вулканов.

Тепловой эффект четвертичного вулканизма в выделенных вулканических зонах подсчитан на основе данных по объему твердых продуктов вулканизма, любезно представленных нам Н. Н. Кожемякой. Им сделаны приближенные оценки объема излившихся лав: для Камчатско-Корякской геосинклинальной зоны порядка 1250 куб. км на площади 65 тыс. кв. км, для Центрально-Камчатского вулканического пояса — 8500 куб. км на площади 117 тыс. кв. км, для Восточно-Камчатской геосинклинальной зоны — 11 000 куб. км на площади 85 тыс. кв. км.

По объему твердых продуктов вулканических извержений учтены возможные объемы рыхлой пирокластики. Значения составляющих теплового потока, соответствующих выносу тепла продуктами вулканической деятельности приведены в табл. 4. Вынос тепла в межпараксизмальную стадию активности вулканов входит в приведенные цифры и приближенно оценен по объему продуктов из соотношения удельных теплопотерь за счет остывания вулканических продуктов и фумарольной деятельности, определенного Б. Г. Поляком (1966) для вулканов Камчатки.

Отметим, что аналогичный подсчет теплового эффекта остывания

Мощность теплового потока в основных тектонических зонах Камчатки

Составляющая теплового потока	Тепловой поток, мккал/см ² сек.		
	Камчатско-Корякская мезозойская геосинклинальная зона	Центрально-Камчатский вулканический пояс	Восточно-Камчатская геосинклинальная зона
Вынос тепла вулканическими продуктами за четвертичное время	0,09	0,30	0,54
Вынос тепла гидротермами	0,00	0,20	0,26
Кондуктивный поток	1,30—1,60	2,00—2,50	1,00—1,30
Общая мощность теплового потока	1,39—1,69	2,50—3,00	1,80—2,10

продуктов вулканизма за плиоцен — верхнемиоценовое время (около 10 млн. лет) не изменит величин приведенных выше, так как составит для Камчатско-Корякской зоны, Центрально-Камчатского вулканического пояса и Восточно-Камчатской геосинклинальной зоны соответственно 0,02, 0,06, и 0,003 мккал/см² сек.

Очевидно, что таблица дает представление об общей мощности теплового потока в четвертичное время с учетом теплопотерь в процессе вулканической и гидротермальной деятельности. Разумеется что это неполная картина энергетического баланса, но другие процессы не так существенны, за исключением сейсмической энергии, которая нами не рассматривается.

Динамика теплового поля и фракционное плавление глубинного вещества в кайнозойских и современных геосинклиналях

Ниже будут рассмотрены некоторые аспекты этих проблем в связи с вулканической и гидротермальной активностью на примере геосинклиналей Камчатки. В основу наших рассуждений положены закономерности изменения теплового потока во времени и схемы геолого-тектонического развития полуострова, кратко описанные в предыдущем разделе.

Зависимость величин теплового потока от возраста вулканизма (имеется в виду время начального этапа проявления вулканизма) показана на рисунке 5. Линия 1 на рисунке построена по фактическим данным для Камчатского полуострова, линия 2 — по результатам измерений теплового потока в различных вулканических областях континентов и переходных зон (обозначены на рисунке крестиками). Для построения второй линии использованы фоновые значения теплового потока для следующих вулканических областей: ранний неоген — Северная Америка (платобазальты), Закарпатье; поздний палеоген — Центральная Европа, Восточная Япония; ранний палеоген — Северная Америка; мел — Деккан (траппы); триас — Южная Африка (траппы); пермь — Восточная Сибирь (траппы). Как видно из приведенных примеров, во всех случаях рассматривается время начальных этапов проявления **основного** вулканизма и связанных с ним более кислых производных базальтовой магмы. Связи же между тепловым потоком и кислым (гранитоидным) магматизмом, по имеющимся данным не наблюдается. Следовательно, повышение теплового потока в вулканических областях (с учетом инерции теплопередачи) мы можем связывать с возникновением в верхней мантии первичных очагов основной магмы.

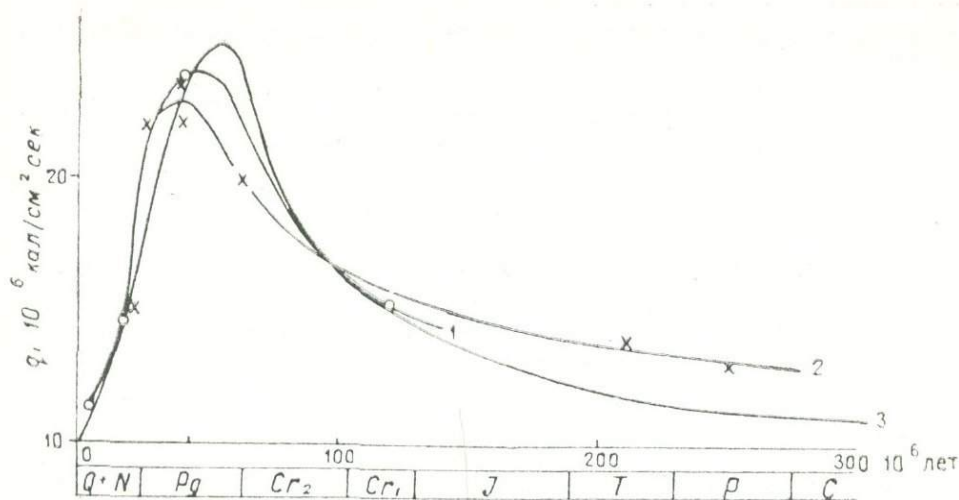


Рис. 5. Зависимость теплового потока от возраста вулканизма.

1 — данные по Камчатке; 2 — мировые данные; 3 — теоретическая кривая изменения потока во времени (см. текст).

Уточним еще один момент, который был сформулирован нами ранее следующим образом: «не наблюдается существенных различий в величинах потока тепла в областях неогенового и современного вулканизма» (Смирнов, 1968а, стр. 15). Это положение верно только в том случае, если современный вулканизм имеет унаследованный характер с палеогена или неогена (как например, в Восточной Японии, Центрально-Камчатском вулканическом поясе и т. п.). В данном случае, очевидно, можно считать, что возникшая в палеогене или неогене зона фракционного плавления существует до настоящего времени и тепловой поток после выхода на квазистационарный режим (примерно через 20—30 миллионов лет, рис. 5) остается соответственно высоким. Если же начало вулканической деятельности относится к плейстоцену и верхнему неогену, то тепловое поле оказывается нестационарным и мы можем получить различные значения теплового потока — от нормальных до промежуточных и высоких в зависимости от времени формирования первичного очага.

Объяснить закономерное изменение глубинного теплового потока — его возрастание от нормальных величин до максимума, характерного для вулканических провинций определенного возраста, и затем постепенное уменьшение до фоновых значений можно единственным путем, а именно, возникновением дополнительного источника тепла в верхней мантии. Из особенностей пространственного распределения аномалий регионального теплового потока и их изменения во времени (рис. 5) следует, что дополнительный глубинный источник тепла действует ограниченное время и имеет размеры, соответствующие протяженности и ширине основных тектонических зон. В частности, если предположить синхронность процессов проявления на поверхности вулканизма и гидротермальной активности и начала работы дополнительного источника тепла, то продолжительность его действия в Центрально-Камчатском вулканическом поясе составит приблизительно 40 миллионов лет (окончание вулканической деятельности в плейстоцене). Размеры источника соответствуют, по-видимому, площади Центрально-Камчатского вулканического пояса; для Восточно-Камчатского вулканического пояса — площади соответствующей геосинклинальной зоны.

Характеристики дополнительного источника тепла можно приближенно рассчитать таким же образом, как это было сделано при анализе

тепловой истории геосинклинали (Кутас, Гордиенко, 1971; Смирнов, 1972):

$$q = q_0 \left[\Phi * \frac{z}{2 \sqrt{at}} - \Phi * \frac{z}{2 \sqrt{a(t-t_1)}} \right] \text{ при } t > t_1$$

$$q = q_0 \Phi * \frac{z}{2 \sqrt{at}} \text{ при } t < t_1.$$

Здесь q — приращение теплового потока на определенной глубине, q_0 — мощность источника, z — глубина его залегания, t_1 — время действия источника, a — температуропроводность среды (в расчете эта величина была принята равной $0,01 \text{ см}^2/\text{сек}$);

$$\Phi * = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_x^{\infty} e^{-\xi^2} d\xi.$$

Кривая 3 на рисунке 5, показывающая хорошее согласие фактических и теоретических кривых изменения теплового потока во времени получена для следующих параметров источника: глубина залегания — 50 км, время действия — 50 миллионов лет и мощность около $4,0 \text{ мккал}/\text{см}^2 \text{ сек}$. Аналогичные параметры дополнительного источника тепла были получены нами и при анализе тепловой истории геосинклинали. Это позволяет сделать вывод о том, что при развитии всех типов тектонически-активных поясов на определенных стадиях их развития возникает дополнительный источник тепла, тесно связанный с зонами фракционного плавления глубинного вещества. Общая мощность потока тепла с поверхности нестационарного источника в течение его действия может быть приблизительно определена суммированием кондуктивного теплового потока (стационарного — q_1 , связанного с распадом радиоактивных элементов и нестационарного — q_2 , связанного с дополнительным источником) и конвективного выноса тепла (q_3 — связанного с выносом тепла вулканическими продуктами и q_4 — связанного с выносом тепла глубинным флюидом).

Для Восточно-Камчатской геосинклинали зоны общая мощность потока тепла с поверхности источника составляет:

$$Q = q_1 + q_2 + q_3 + q_4 = 0,5 + 4,0 + 0,54 + 0,26 = 5,3 \text{ мккал}/\text{см}^2 \text{ сек}.$$

Величина стационарной составляющей — $0,5 \text{ мккал}/\text{см}^2 \text{ сек}$ получена как разность между полной стационарной составляющей — $1,0 \text{ мккал}/\text{см}^2 \text{ сек}$ (см. рис. 6) и тепловым эффектом распада радиоактивных элементов в земной коре и верхней мантии над источником.

Общая мощность выноса тепла на поверхности в этой зоне равна:

$$Q = q_1 + q_2 + q_3 + q_4 = 1,0 + 0 + 0,54 + 0,26 = 1,8 \text{ мккал}/\text{см}^2 \text{ сек}.$$

Так как действие нестационарной составляющей глубинного теплового потока еще не проявилось на поверхности (ее величина близка к нулю), то становится понятным и отсутствие региональной аномалии теплового потока в Восточно-Камчатской вулканической зоне. Повышение теплового потока в ней, согласно рассмотренной модели, можно ожидать лишь через несколько миллионов лет. Определять общую мощность выноса тепла с кровли источника для Центрально-Камчатской вулканической провинции и Камчатско-Коряжской геосинклинали зоны не имеет, по-видимому, смысла, так как нестационарный источник в них прекратил свое действие. Общая же мощность выноса тепла на поверхность в этих тектонических областях определена в предыдущем разделе и составляет $2,5$ — $3,0$ и $1,39$ — $1,69 \text{ мккал}/\text{см}^2 \text{ сек}$ соответственно.

Отметим, что температуры на глубинах 50 — 60 км и в Центрально-

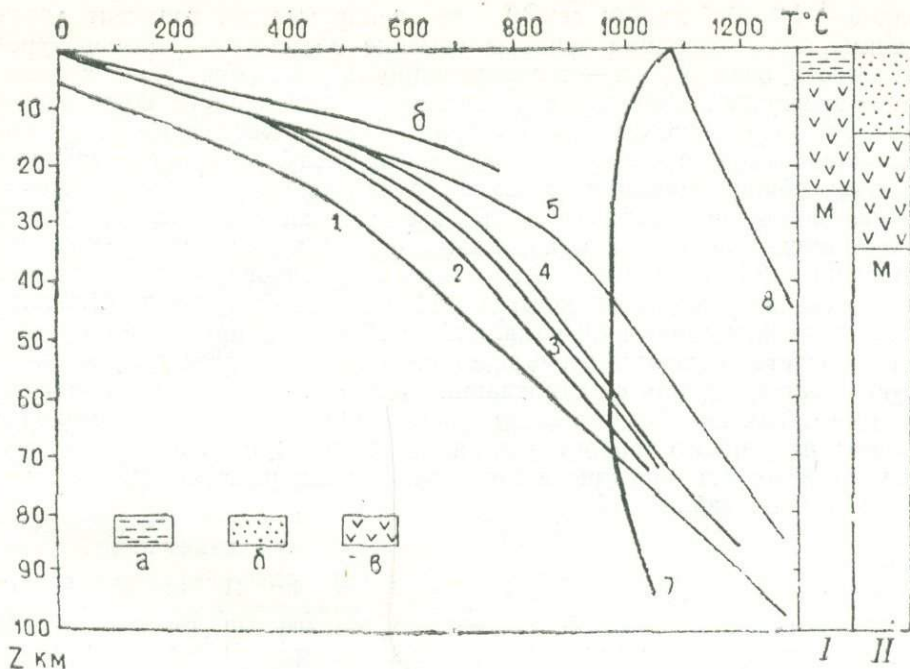


Рис. 6. Изменение температуры в коре и верхней мантии в процессе формирования осадочного трога.

I — строение литосферы до заложения трога; II — после формирования трога, а — вода, б — вулканогенно-осадочный («гранитный») слой, в — базальтовый слой, м — мантия. 1 — первоначальное распределение температур, 2—6 — см. текет, 7 — солидус при $P_{H_2O} = P_{нагр.}$, 8 — солидус для пиролита в сухом состоянии (Green, 1972).

Камчатском вулканическом поясе и в Восточно-Камчатской геосинклинальной зоне одинаково высоки и соответствуют температурам фракционного расплавления вещества мантии (1100—1300°С). Это заключение становится очевидным из рассмотренной модели, а также расчетов глубинных температур с учетом действия нестационарного источника тепла в верхней мантии. Наличие высоких температур в верхней мантии подтверждается и тем, что слой пониженных скоростей (7,7 км/сек.) залегает в Центральной и Восточной Камчатке на одинаковых глубинах непосредственно, под корой, несмотря на существенное различие фонового теплового потока в этих областях (2,0—2,5 и 1,0 мккал/см² сек.).

Одним из возможных механизмов, приводящих к повышению температуры в земной коре и верхней мантии и способствующих возникновению зон фракционного плавления, может служить накопление мощной толщи осадков, заполняющих геосинклинальный трог. Решение этой задачи в одномерном варианте дано Г. Карслоу и Д. Егером (1964) для толщи осадков, накапливающихся с постоянной скоростью. Температура T_z в точке Z осадков по истечении времени t определяется выражением:

$$T_{z,t} = gz + \frac{aA_0 t}{k} - gvt + \frac{1}{2v} \left(gv - \frac{aA_0}{k} \right) \cdot \left[\left(z + vt \right) e^{\frac{vZ}{a}} \cdot \Phi 2^* \frac{Z + vt}{2\sqrt{at}} + \right. \\ \left. + (vt - Z) \cdot \Phi^* \frac{Z - vt}{2\sqrt{at}} \right]$$

где g — ненарушенный градиент в осадках (в частности, если тепловой поток из фундамента составляет 1,6 мккал/см² сек., а теплопроводность

осадков — $4,0 \cdot 10^{-3}$ кал/см сек. $^{\circ}$ С, то ненарушенный градиент равен 40° С/км), A° — генерация тепла в единице объема, a — температуропроводность осадков, k — теплопроводность осадков, v — скорость осадконакопления. Начальная температура поверхности фундамента принята равной нулю. Согласно истории развития Восточно-Камчатской геосинклинальной зоны нами были приняты следующие параметры для расчетов: общая мощность осадков 15 км, время заложения трога 100 миллионов лет назад (то есть время осадконакопления равно 100 миллионам лет), скорость осадконакопления при равномерном их отложении $0,15$ км/10⁶ лет, температуропроводность осадков $0,01$ см/сек., их теплопроводность $4,0 \cdot 10^{-3}$ кал/см · сек. · град. С, тепловой поток из фундамента $1,6$ мккал/см² сек. Конечно, принятые параметры для расчетов являются очень приближенными и характеризуют лишь самую простую модель формирования теплового поля геосинклинального трога. Так как процесс осадконакопления приводит к формированию нестационарного теплового поля, то температура в осадках будет заведомо ниже температуры в них при стационарном состоянии. Это иллюстрируется таблицей 5.

Таблица 5

Глубина, км	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Тст. $^{\circ}$ С	40	80	120	160	200	210	280	320	360	400	410	480	520	560	600
Тнест. $^{\circ}$ С	28	56	84	114	145	176	207	238	270	302	334	366	399	432	466

Здесь T нест. представляет собой температуру, установившуюся в осадках после накопления толщи мощностью 15 км в течение 100 миллионов лет ($v=0,15$ км/10⁶ лет). Стационарный градиент равен 40° С/км (соответственно ему определена стационарная температура — T ст.), остальные параметры имеют те же величины, как было указано выше. Из таблицы видно, что тепловой поток, измеряемый в верхнем километре осадков, оказывается заниженным на 30% (градиент 28° С/км против 40° С/км) вследствие влияния нестационарного процесса осадконакопления. На этом основании и была проведена коррекция фоновых величин теплового потока.

Изменение температуры в подошве накапливающегося осадочного слоя (на поверхности фундамента), вычисленное по приведенной выше формуле, показано в таблице 6.

Таблица 6

Изменение температуры в подошве накапливающегося осадочного слоя

Время от начала заложения трога, млн. лет	0	20	40	60	80	100
Мощность осадков, км	0	3	6	9	12	15
T_1° С	0	105	200	289	377	466
T_2° С	0	2	7	16	28	44
T	0	107	207	305	405	510

В таблице 6 T_1 представляет повышение температуры в подошве осадочной толщи в процессе осадконакопления, T_2 — дополнительное повышение температуры в подошве толщи с учетом генерации радиогенного тепла в осадках (примерно $2,0 \cdot 10^{-13}$ кал/см³), T — общее повышение температуры. Совершенно очевидно, что такое повышение температуры на поверхности фундамента весьма существенно снижается на распределении глубинных температур в литосфере. Однако, прежде чем перейти к их оценке в Восточно-Камчатской геосинклинальной зоне, необходимо представить распределение температур, существовавших в земной коре и верхней мантии до заложения геосинклинального

трога. Это распределение получено на основании следующих предположений:

1. Тепловое поле до заложения геосинклинального трога считается стационарным; тепловой поток через поверхность фундамента равен $1,6 \text{ мккал/см}^2 \text{ сек.}$, то есть немного выше, чем приведенное ранее исправленное значение для Восточно-Камчатской геосинклинальной зоны ($1,3 \text{ мккал/см}^2 \text{ сек.}$). Это увеличение сделано в предположении влияния более ранних активных циклов тектонического развития зоны (например, формирования «базальтового» слоя в палеозойское время) и горизонтального потока тепла от зон фракционного плавления Центрально-Камчатского вулканического пояса.

2. Распределение температур в фундаменте определяется только расположением источников радиогенного тепла, зависящим от строения и состава коры и мантии данного региона. На основе геолого-геофизических данных мощность «базальтового» слоя равна 20 км. Он сложен преимущественно метаморфизованными вулканогенными и интрузивными основными породами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Средняя теплопроводность слоя — $6,0 \cdot 10^{-3} \text{ кал/см сек.} \cdot \text{град.}$, температуропроводность — $0,01 \text{ см}^2/\text{сек.}$, средняя генерация тепла за учет распада урана, тория и калия — $2 \cdot 10^{-13} \text{ кал/см}^3$.

Такая же генерация тепла принята и для вулканогенно-осадочных пород Восточно-Камчатской геосинклинальной зоны, отождествляемых с гранитным слоем (Марков и др., 1967). Средние величины генерации радиогенного тепла оценены на основании довольно многочисленных определений урана, тория и калия в разновозрастных породах Камчатки (Леонова, Удальцова, 1970; Дучков и др., 1972) и оказались весьма низкими, особенно для «гранитного» слоя. В связи с этим следует обратить внимание на низкие концентрации урана, тория и калия и практическое отсутствие корреляции между содержанием SiO_2 и генерацией радиогенного тепла в породах ($A = 2,32 \cdot 10^{-8} \text{U} + 0,63 \cdot 10^{-8} \text{Th} + 8,56 \cdot 10^{-13} \text{K}$; U, Th и K в г/г) не только для Камчатки (Шаврова, 1958, 1961), но, по-видимому, и для областей Тихоокеанской складчатости вообще (Imbo et al., 1968, Cilling et al., 1970 и др.). При общей мощности коры 35—40 км генерация радиогенного тепла в ней для Тихоокеанского кольца вряд ли будет превышать $0,5 \text{ мккал/см}^2 \text{ сек.}$, как это было показано для Камчатского полуострова (Дучков и др., 1972), то есть существенно ниже, чем в коре и, особенно, «гранитном» слое других областей с земной корой континентального типа.

Для верхней мантии приняты следующие расчетные параметры: генерация тепла — $0,2 \cdot 10^{-13} \text{ кал/см}^3$, теплопроводность пород — $10 \cdot 10^{-3} \text{ кал/см сек град.}$, их температуропроводность — $0,02 \text{ см}^2/\text{сек.}$

Расчет распределения температур в фундаменте до заложения геосинклинального трога проведен на основании вышеприведенных характеристик по известному уравнению для стационарного поля (одномерная модель);

$$T = T_0 + \frac{(q - 0,5A_0\Delta Z)\Delta Z}{K}$$

где T_0 и T — температура на кровле и подошве слоя, ΔZ — мощность слоя, A_0 — генерация тепла, K — теплопроводность слоя, q — тепловой поток через кровлю.

Расчитанное первоначальное распределение температур для двухслойной модели литосферы до глубин 100 км приведено на рисунке 6. Изменение теплопроводности пород в зависимости от температуры и давления при этом не учитывалось.

Теперь можно оценить общее повышение температур в фундаменте в связи с отложением на него осадочного слоя при формировании гео-

синклиналичного трога. Приближенное решение этого вопроса можно получить в предположении линейной зависимости изменения температуры на поверхности фундамента от времени формирования осадочного слоя, что в общем, достаточно хорошо отражает действительное положение дел (см. таблицу 6).

Тогда, если температура на поверхности фундамента (T_{Φ}, t) равна:

$$T_{\Phi}, t = bt,$$

то температура в фундаменте его поверхности, принятая за нулевую, с нулевой начальной температурой на различной глубине в зависимости от времени может быть рассчитана по формуле (Карслоу, Егер, 1964):

$$T_{z,t} = 4bti^2\Phi^* \frac{Z}{2\sqrt{at}}$$

где $i^2\Phi^*(x) = \frac{1}{4} \left[(1+2x^2)\Phi^*(x) - \frac{2}{\sqrt{\pi}}xe^{-x^2} \right]$

a — температуропроводность пород фундамента (0,01 и 0,02 см²/сек. для базальтового слоя и верхов мантии соответственно), остальные обозначения те же, что и в предыдущих формулах. Погрешность в расчетах, оцененная по максимальному отклонению действительной функции от линейной зависимости $T=bt$, не превышает в нашем случае 2—3%.

Используя описанную последовательность расчета температур в фундаменте в связи с осадконакоплением, можно получить и практически точное решение, разбивая действительную функцию изменения температур на поверхности фундамента $T=f(t)$ на участки, которые фактически можно считать линейными. Преимуществом предлагаемого метода расчета является возможность учета реальных тепловых свойств фундамента, отличающихся от тепловых свойств осадочной толщи, а также возможность учета более сложных, чем однослойные, моделей его строения.

Сначала нами рассчитывалось повышение температур в интервале от 0 до 100 миллионов лет на подошве базальтового слоя (мощность 20 км, температуропроводность 0,01 см²/сек.), коэффициент b при этом равнялся 5° C/10⁶ лет; затем в верхней мантии до глубины 100 км, коэффициент b принимался переменным от 1,9 до 3,3° C/10⁶ лет. Повышение температуры в фундаменте (на подошве осадочного и базальтового слоев и в верхней мантии) за счет формирования геосинклиналичного трога приведено в таблице 7.

Таблица 7

Повышение температуры в фундаменте при формировании геосинклиналичного трога

Время 10 ⁶ лет	Повышение температуры ΔT °C на глубине Z , км (за 0 принята поверхность фундамента)						
	0	20	40	60	80	100	120
0	0	0	0	0	0	0	0
20	107	37	18	9	1	0	0
40	207	100	62	37	9	4	1
60	305	174	118	80	28	14	5
80	405	248	179	124	52	27	15
100	510	330	248	178	86	50	27

Сумма T (первоначальная температура в фундаменте) и ΔT дает искомое изменение температуры в фундаменте. Однако здесь имеются

определенные сложности, связанные с тем, что рассматривая конкретный механизм осадконакопления мы должны допустить опускание блока определенной мощности с нулевой начальной температурой поверхности. Кроме того, поверхность этого блока не бесконечна, как полагалось в расчетах, а имеет вполне определенные размеры, соответствующие размерам геосинклинального трога. Поэтому комбинация температур T и ΔT производилась в двух вариантах: блок расположенный на глубине 5 км, не опускается и на него отлагаются осадки мощностью 15 км (1); блок расположен на глубине 5 км от поверхности Земли и осадконакопление сначала компенсирует эти 5 км, затем блок опускается на глубину 10 км при постоянной компенсации опускания осадконакоплением (2). Результаты обоих вариантов расчета приведены на рис. 6, где линии 3 и 5 соответствуют первому варианту (для продолжительности осадконакопления 60 и 100 миллионов лет), а линии 2 и 4 — второму варианту. Поскольку опускающийся блок имеет ограниченные размеры, то истинное повышение температур должно лежать где-то между этими линиями, ближе, вероятно всего, к линиям 3 и 5. Линия 1 показывает первоначальное распределение температур, линия 6 — новое стационарное состояние после формирования трога при $t \rightarrow \infty$. Линии 7 и 8 являются линиями солидуса выплавления базальта при давлении воды равном давлению нагрузки (7) и в сухом состоянии (8).

Как видно из рисунка 6, вследствие формирования геосинклинального трога, заполненного осадками, температура в фундаменте на глубинах 30—50 км повышается в рассмотренном конкретном случае на 250—350°С. Геологические последствия этого факта трудно переоценить, хотя, конечно, погрешность полученных данных может быть довольно велика из-за ряда весьма неопределенных параметров, заложенных в расчет.

Опираясь на полученные результаты, мы можем сказать, что на глубинах до 7 км реализуются термодинамические условия возникновения целитовой фации регионального метаморфизма, от 7 до 12 км — фации зеленых сланцев и на больших глубинах в осадочном чехле — амфиболитовой фации регионального метаморфизма. На глубинах 20—25 км (то есть в коре) через 60 миллионов лет достигаются температуры выплавления гранитоидных магм, а через 80—100 миллионов лет на глубине порядка 50—60 км — температуры выплавления магм основного состава.

Конечно, формирование мощной осадочной толщи не может остаться основной, а тем более единственной причиной возникновения зон фракционного плавления в верхней мантии, однако, существенное повышение температур несомненно способствует формированию расплавов основных магм в самых верхах мантии и в значительной степени объясняет локализацию зон фракционного плавления в пределах геосинклинальных систем. В этом случае нет необходимости прибегать к гипотезам понижения давления либо статистического расплавления для объяснения возникновения и развития зон фракционного плавления глубинного вещества.

Предлагаемая модель не является универсальной, поскольку не объясняет вулканизма рифтовых зон и траппового вулканизма на платформах. Вместе с тем, рассматриваемая модель очень хорошо объясняет возникновение кислых магм, и по-видимому, описанное повышение температуры является необходимым (а, возможно, и достаточным условием) для развития гранитоидного магматизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. АВЕРЬЕВ В. В. (1966). Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью.— В кн. «Современный вулканизм», М., «Наука».
 2. АПРЕЛКОВ С. Е. (1971). Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки. Геотектоника № 2.
 3. АПРЕЛКОВ С. Е., ЖЕГАЛОВ Ю. В. (1972). О вулканических поясах Камчатки. Геотектоника № 2.
 4. ДУЧКОВ А. Д., КРЕНДЕЛЕВ Ф. П., ПУЗАНКОВ Ю. М., БОБРОВ В. А. Роль радиогенного тепла в общем тепловом потоке земной коры Камчатки. ДАН СССР, 1972, т. 207, № 2.
 5. КАРСЛОУ Х. С., ЕГЕР Д. К. (1964). Теплопроводность твердых тел. М., «Наука».
 6. КУТАС Р. И., ГЕРДИЕНКО В. В. (1971). Тепловое поле Украины. Киев, «Наукова Думка».
 7. ЛЕОНОВА Л. А., УДАЛЬЦОВА М. П. (1970). Геохимия № 11.
 8. МАКАРЕНКО Ф. А., ПОЛЯК Б. Г., СУГРОБОВ В. М. (1970). Конвективное перераспределение глубинного тепла в пределах земной коры. В кн. «Тепловой режим недр СССР», М., «Наука».
 9. МАРКОВ М. С., СОЛОВЬЕВА И. А., ЧЕХОВИЧ В. Д. (1967). Островные дуги и становление гранитного слоя земной коры. Геотектоника № 1.
 10. СОКОЛОВА Л. С., МОЙСЕЕНКО У. И., ДУЧКОВ А. Д. (1972). Тепловой поток на некоторых площадях юго-восточной Камчатки. Геология и геофизика, № 6.
 11. Поляк Б. Г. (1966). Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки). М., «Наука».
 12. СМІРНОВ Я. Б. (1966). Тепловой поток в дне акваторий. Докл. АН СССР, т. 168, № 2.
 13. СМІРНОВ Я. Б. (1968а). Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. Геотектоника № 6.
 14. СМІРНОВ Я. Б. (1968б). Тепловой поток и распределение глубинных температур в тектонически активных поясах Земли (в связи с проблемами тектоники и магматизма). «Проблемы связи тектоники и магматизма», М., «Наука».
 15. СМІРНОВ Я. Б. (1972). Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосциклинали. Энергетика геологических и геофизических процессов. Труды МОИП, том XLVI, стр. 52—74.
 16. ШАВРОВА Н. Н. (1958). Содержание радия и тория в лавах вулканов Семячинской группы. Бюлл. вулканол. ст., № 27.
 17. ШАВРОВА Н. Н. (1961). О содержании радия и тория в лавах вулкана Безымянного. Бюлл. вулканол. ст., № 31.
- GEOTIMES, Leg 19 (1971). Deep sea drilling Projects.
 GEOTIMES, Leg 23 (1972). Deep sea drilling Project in the Red Sea.
- GIRDLER R. W. (1970). A review of the Red Sea heat flow. Phil. Trans. Roy. Soc. A, London, vol. 267, No. 1181, pp. 191—303.
- GREEN D. H. (1972). Magmatic activity as the major process in the chemical evolution of the Earth's crust and mantle. Tectonophysics, vol. 13, No. 1—4, pp. 47—71.
- HACNEL R. and ZOTH G. (1973). Heat flow measurements in Austria and heat flow Maps of Central Europe. Zeitschrift fur Geophysik, Band 39, s. s. 425—439.
- HORAI K. and UYEDA S. (1969). Terrestrial Heat Flow in Volcanic Areas. The Earth's Crust and Upper Mantle Geophys. monograph, 13, American Geophysical Union, Washington, pp. 95—109.
- IMBO G., P. GASPARINI, G. LUONGO, A. RAPOLLO. (1968). Contribution to the volcanological researches by determination of the radioactivity of eruptive products. Bull. Volcanol., (AIVCIT), tome XXXII, Fasc 2, pp. 317—341.
- LEE W. H. K., S. UYEDA (1965). Review of heat flow data. In: «Terrestrial heat flow», Baltimore.
- LePICHON X. and M. G. LANGSETH. (1969). Heat flow from the mid-ocean ridges and sea-floor spreading. Tectonophysics, 8, pp. 319—314.
- SASS, LACHENBRUCH, MUDIE, MUNROE. (1970). Terrestrial heat flow in the eastern United States.
- SIMMONS G., K. HORAI (1968). Heat flow data 2—J. Geophys. Res 73, No. 20.
- STUDT F. S., G. E. THOMPSON (1969). Geothermal heat flow in the North Island of New Zealand. New Zealand Journ. of Geology and Geophysics, vol. 12, No. 4, pp. 673—683.
- TALWANI M. C. C. WINDISCH, M. LANGSETH (1971). Reykjanes Ridge Crest: a detailed geophysical study. J. Geophys. Res., 76, No. 2, pp. 473—517.
- TILLING, Gottfried, Dodge. (1970). Amer. J. of Sc.
- WATANABE T., D. EPP, S. UYEDA, M. LAUGSETH and M. YASUI (1970). Heat flow in the Philippine Sea. Tectonophysics, 10, pp. 205—224.
- WHITE D. E. (1965). Geothermal energy. Geol. Surv. Circ., No. 519-W.

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ
И ИХ ОТРАЖЕНИЕ
В ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ**

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ВЕЩЕСТВО КОРЫ И МАНТИИ В ОРОГЕННЫХ ВУЛКАНИТАХ

Термин «петрография» в последние годы претерпел почти полное замещение на «петрология». Более того, все чаще появляются новые словосочетания — «магмогенез» или «магматогенез». Экспериментальные и геофизические успехи, использование термодинамических и математических методов открывают все более широкие возможности для развития генетического направления в магматической геологии. Однако утрата интереса к обстоятельным геолого-петрографическим описаниям естественных ассоциаций изверженных пород не может не сказаться отрицательно на дальнейшем углублении наших представлений о происхождении магм. Особенно это касается изучения вулканитов, где господствующими (если не единственными) стали методы петро-геохимических сопоставлений и лабораторного плавления — кристаллизации пород. Нетрудно убедиться, что каждый метод, как бы хорош он ни был, представляет собой сравнительно узкий канал информации о таком сложном геологическом явлении как вулканизм. Любые методы исследования должны исходить из обстоятельного знания вещества и геологических условий его проявления. Утратой геолого-петрографической перспектив, объясняется то парадоксальное обстоятельство, что в современной вулканологии необходимо «от нуля» создавать систему доказательств ряда теоретических положений, давно ставших рабочим инструментом познания в петрографии. Таковы представления о самостоятельности коровых гранитных магм, о взаимодействии базальтовых расплавов с сиалическими породами коры, об ограниченности явлений фракционной кристаллизации в образовании всего разнообразия магматических пород и др. (Петров, 1972). Между тем забвение или игнорирование крупнейших завоеваний петрографии и магматической геологии чревато особенно серьезными просчетами при интерпретации вулканизма как индикатора глубинных процессов. В обстановке повышенного интереса к мантии вулканизм приобретает исключительно важное значение (Горшков, 1967). Необходима разносторонняя и длительная работа для выделения и обоснования коровых и мантийных компонентов в веществе вулканитов, ибо признание за ними только корового или только мантийного питания не отвечает сегодняшнему уровню развития геологии.

Настоящая работа посвящена петрографическому аспекту этой проблемы. Помимо геологической ситуации и геофизических данных, о которых здесь не идет речь, остается только один источник сведений об условиях образования и превращения реальных магм, одним из конечных продуктов которых являются вулканиты. Это сами вулканические породы. Следует подчеркнуть то счастливое обстоятельство, что в отличие от интрузивных пород, именно вулканиты доносят до нас наиме-

нее искаженную картину состояния системы в интервале между солидусом и ликвидусом. Очевидно, что наиболее значительные метаморфозы с магмой осуществляются посредством фазовых превращений, т. е. именно в этом интервале. Интрузивные породы в лучшем случае сохраняют свидетельства о состоянии системы в положении солидуса. В подавляющей же массе собственно магматическая стадия в процессе становления интрузива затухивается метасоматозом. По крайней мере обычно необходимы специальные исследования для надежного обоснования магматической, а не метасоматической природы минеральных парагенезисов, в интрузивной породе.

Вулканическая порода в основном состоит из стекла, смеси стекла с микролитами или полностью раскристаллизованной основной массы. Эта главная часть вулканита является результатом закалки и экспресс-кристаллизации расплава в процессе извержения и после него. Обычно меньшая часть породы приходится на долю порфиристых вкрапленников, относимых к интрателлурической стадии. Это представление не будет здесь обосновываться в предположении, что соответствующая аргументация известна читателю из многочисленных руководств и петрографических описаний. Изучение фазовых превращений предполагает равное обследование всех участвующих в этих превращениях партнеров — фаз. Поскольку настоящая работа нацелена на расшифровку глубинных процессов, из дальнейшего рассмотрения мною исключается заключительный поверхностный этап становления системы — микролиты и раскристаллизация стекла. Сохранение порфиристых вкрапленников и базиса предполагается осветить в следующих ракурсах:

1. Количественное соотношение как показатель энергетического состояния расплавов и генетических связей в сериях вулканитов.

2. Общее распределение компонентов между жидкой и твердыми фазами в рядах вулканитов как показатель эволюции системы.

3. Особенности и природа порфиристых вкрапленников.

Мне представляется, что рассмотрение вулканических пород в такой постановке может быть оценено как введение в общее системное изучение силикатного вещества вулканизма. Современный уровень петрографической изученности вулканических пород такой системы не представляет и выглядит в лучшем случае как отдельные изолированные проникновения в проблему, не обеспеченные единым методическим подходом.

Результатами предпринятых разработок в указанных направлениях оцениваются основные генетические концепции: кристаллизационная дифференциация и многоступенчатое магмообразование в разных горизонтах коры и мантии.

Количественное соотношение жидкой и твердых фаз в магме

Представляется совершенно очевидным и обязательным в качестве первого этапа исследования систематическое прослеживание количественных соотношений между расплавом и интрателлурами в разных петрографических типах пород для отдельных вулканов, вулканических структур разного порядка, регионов, возрастных интервалов и т. д. Достаточно напомнить, что теплоемкость гомогенного силикатного расплава примерно на 50—100 ккал/г, а температура на 100—200° С может быть выше, чем у расплава, раскристаллизованного на 30—40%. Такой тепловой резерв в базальтовой магме способен полностью расплавить предварительно нагретые граниты в объеме, сравнимом с объемом базальтов. Следовательно, степень глубинной раскристаллизованности расплавов является показателем их энергетических возможностей и отражает уровень развития магматического очага. Количественный анализ содержит и другие возможности. Еще в 1957 г. на его основе

были выявлены некоторые особенности внутренней структуры очага перед извержением игнимбритов и показана непричастность кристаллизационной дифференциации к механизму возникновения расплавов разной кислотности. Тогда же для кремнекислых магматических пород была намечена эмпирическая зависимость частоты встречаемости от степени глубинной раскристаллизации (Масуренков, 1961). Эта зависимость определяется, по-видимому, действием закона Хагена-Пуазейля и связью между вязкостью жидкости и ее насыщенностью твердыми частицами. Согласно первому, объем жидкости, протекающей через трубку, обратно пропорционален вязкости жидкости. Последняя же, как следует из уравнений Энштейна, Эйлера, Гатчека и др. (Думанский, 1973) и экспериментов Муразе (Murse, 1962) и Шоу Шоу (1968), определяется в частности долей твердых частиц, рассеянных в жидкости.

Следовательно, количество интрателлурических вкрапленников, влияя на вязкость расплавов, может определять объемы изливающихся расплавов и механизм извержения. Этим самым оно имеет определенное значение для вулканологии в качестве одного из физических параметров системы в процессе подготовки и во время извержения.

Возможности количественного анализа фазовых соотношений в расплаве можно проиллюстрировать новыми данными. Мною были подсчитаны средние значения глубинной кристалличности основных петрографических типов пород на примере нескольких регионов (табл. 1). Весь список использованной литературы невозможно привести по техническим причинам. Исключение необходимо сделать для работы А. Ф. Белоусова, Ю. Н. Кочкина и З. Г. Поляковой (1969), в которой количественная оценка кристаллической фазы выполнена на обширном материале с применением методов математической статистики. К таким же обстоятельным петрографическим работам относится и монография о неогеновых субвулканических массивах района Кавказских Минеральных вод (Соболев и др., 1959).

Всего в основу выведенных средних значений для базальтов положено 1025 подсчетов, для андезитов — 420, для дацитов-липаритов — 522, для игнимбритов — 207. Средние для петрографических типов вводились однако не из всей выборки, а как средние из региональных значений. Последним придавался одинаковый вес, несмотря на крайне неравномерную обеспеченность анализами отдельных регионов: базальты Алтая, Шории, Салаира — 411, базальты Прибайкалья — 24 и т. д.

Согласно полученным результатам, среднее количество интрателлурических вкрапленников в базальтах составляет 21, в андезитах — 27, в липаритах — 14%. Игнимбриты, имеющие состав от липаритов до дацитов, раскристаллизованы в среднем на 22% (Новая Зеландия — 17, Камчатка — 22, Сев. Кавказ — 28%). Этими данными выявляется ряд закономерностей, обсуждение которых представляет определенный интерес.

Различие в глубинной кристалличности между базальтами и липаритами может быть обусловлено несколькими факторами. Во-первых, это разная кристаллизационная способность минералов. Согласно опытам Дельтера породообразующие минералы образуют следующий нисходящий ряд по кристаллизационной способности: шпинель, магнетит, оливин, бронзит, гиперстен, геденбергит, авгит, анортит и лабрадор, нефелин и лейцит, альбит и кварц (Заварицкий, Соболев, 1961). В этом ряду вкрапленники базальта занимают более высокое положение. Во-вторых, известно также, что скорость кристаллизации и ряда базальтовых минералов выше, чем у липаритовых. Это тоже не может не сказаться на общем объеме кристаллической фазы. Наконец, на скорость роста кристаллов отрицательно влияет вязкость расплавов, что также

Средние значения кристалличности вулканитов разных регионов и возраста
(объемные %)

Регион		Возраст	Базальты и андезиты-базальты	Андезиты	Липариты и липарито-дациты	
Алтай,	Горная	рифей	$\frac{7}{100}$ (256)	—	—	
		Шория, Саяны	$\frac{18}{38}$ (155)	—	$\frac{10}{62}$ (267)	
Казахстан		рифей	$\frac{12}{46}$ (21)	$\frac{16}{26}$ (23)	$\frac{11}{5}$ (12)	
		кембрий	$\frac{21}{34}$ (36)	$\frac{26}{19}$ (11)	$\frac{13}{24}$ (15)	
		ордовик	$\frac{24}{56}$ (22)	$\frac{19}{21}$ (10)	$\frac{12}{18}$ (7)	
		девон	$\frac{16}{30}$ (21)	$\frac{21}{25}$ (24)	$\frac{18}{25}$ (30)	
	Армения		юра-мел	$\frac{29}{47}$ (35)	$\frac{26}{24}$ (29)	$\frac{20}{13}$ (10)
			палеоген-плиоцен	$\frac{27}{32}$ (32)	$\frac{24}{20}$ (40)	$\frac{15}{15}$ (27)
		плиоцен-плейстоцен	$\frac{13}{53}$ (84)	$\frac{20}{57}$ (57)	$\frac{4}{10}$ (16)	
		Кавказ в целом	мезо-кайнозой	$\frac{20}{39}$ (202)	$\frac{23}{140}$ (140)	$\frac{14}{30}$ (81)
М. Семячик, Камчатка		плейстоцен-голоцен	$\frac{31}{45}$ (68)	$\frac{27}{17}$ (17)	$\frac{12}{10}$ (4)	
Налачева, Камчатка		плиоцен-плейстоцен	$\frac{22}{104}$ (104)	$\frac{38}{41}$ (41)	$\frac{13}{23}$ (23)	
Камчатка в целом		плейстоцен-голоцен	$\frac{24}{42}$ (238)	$\frac{30}{39}$ (162)	$\frac{14}{19}$ (57)	
Курильские о-ва		плейстоцен-голоцен	$\frac{40}{48}$ (58)	$\frac{37}{49}$ (50)	$\frac{24}{3}$ (12)	
Прибайкалье		мезокайнозой	$\frac{23}{24}$ (24)		$\frac{12}{41}$ (41)	
Среднее			21 (1025)	27 (420)	14 (522)	

Примечание. В числителе — количество вкрапленников, в знаменателе — доля соответствующих пород в общем объеме вулканитов (для липаритов — включая игнибриты). В скобках — количество анализов.

неизбежно приведет к большей раскристаллизации базальтовых расплавов как обладающих меньшей вязкостью.

Этим можно было бы и ограничиться. Однако количества кристаллической фазы в липаритах, андезитах и базальтах связаны такой зависимостью, которая, помимо различия кристаллизационных и реологических свойств расплавов, предполагает существование каких-то иных связей. Во-первых, в соответствии с вышеприведенными свойствами расплавов и минералов вулканиты от базальтов до липаритов должны образовывать последовательный ряд снижающейся кристалличности, чего в действительности не наблюдается. Количество кристаллов в андезитах в среднем и для отдельных временных интервалов в регионах

даже выше, чем в базальтах. Во-вторых, степень кристалличности вулканитов связана строгой (коэффициент корреляции равен 0,70 с вероятностью больше 0,99) количественной зависимостью. Уравнения линейной регрессии имеют вид:

$$K_{л} = \frac{K_6}{1,8} \quad (1)$$

$$K_{а} = \frac{K_6}{1,5} + 10, \quad (2)$$

где $K_{л}$, $K_{а}$ и $K_{г}$ — количество кристаллов в липаритах, андезитах и базальтах соответственно (объемные %). Эта зависимость представлена графически на рис. 1а.

Совершенно очевидно, что одни физические свойства не могут обеспечить столь обязательное и количественно предопределенное следование гранитоидных расплавов базальтовым от региона к региону, от одного интервала времени к другому. Тот факт, что серия базальт — андезит — липарит, сохраняя жесткую количественную связь, меняет лишь абсолютное значение кристалличности в разных геологических условиях указывает на несомненное наличие генетической связи между ними.

В основе кристаллизационной дифференциации лежит механизм разделения кристаллов и остаточной жидкости. Здесь полярность химического состава является отражением и следствием фазовой полярности: максимальной кристалличности основных дифференциатов должна отвечать гомогенность жидкого кремнекислого остатка. Поскольку из базальтов таким путем может быть извлечено не более 20% липарит-дацитового расплава, эта зависимость должна иметь вид:

$$K_{л} = 0 \text{ при } K_6 \geq 80 \quad (3)$$

При всех других значениях кристалличности базальтов гранитоидный расплав вообще не может образоваться из них. Приведенные значения кристалличности в реальных сериях вулканитов слишком незначительно отличаются в конечных членах серий, чтобы быть причиной их разделения таким механизмом. При этом можно сослаться на гипотетические глубины, которые якобы полностью поглощают один из продуктов дифференциации, составляющий более 80% от исходного расплава и представленный твердыми фазами. В этом случае мы возвращаемся к проблеме генетического соответствия изливающихся базальтов и липаритов, т. к. они с необходимостью становятся разными частями трудно воображаемой системы, которая одновременно и полностью раскристаллизована, чтобы дать липариты, и едва начала кристаллизоваться, чтобы изливаться базальтами. При этом остается необъясненной количественная связь между кристалличностью реальных серий.

Природа этой связи может быть понята на основе причинно-следственных отношений: энергетика липаритовых расплавов определяется и является производной от уровня энергетического состояния базальтовых. Гипотезы о плавлении сиалических пород коры базальтовой магмой или о независимом возникновении базальтов и липаритов под действием тепловых потоков, интенсивность которых связана с геолого-структурным состоянием регионов, не противоречат приведенным фактам. По-видимому, прямым доказательством плавления сиала базальтовой магмой могла бы быть корреляция между кристалличностью базальтов и объемов липаритов для разных регионов и отрезков времени. Действительно, гомогенные базальтовые магмы способны выплавить гранитоидных больше, чем раскристаллизованные. Этому способствует как большее теплосодержание, так и меньшая вязкость их,

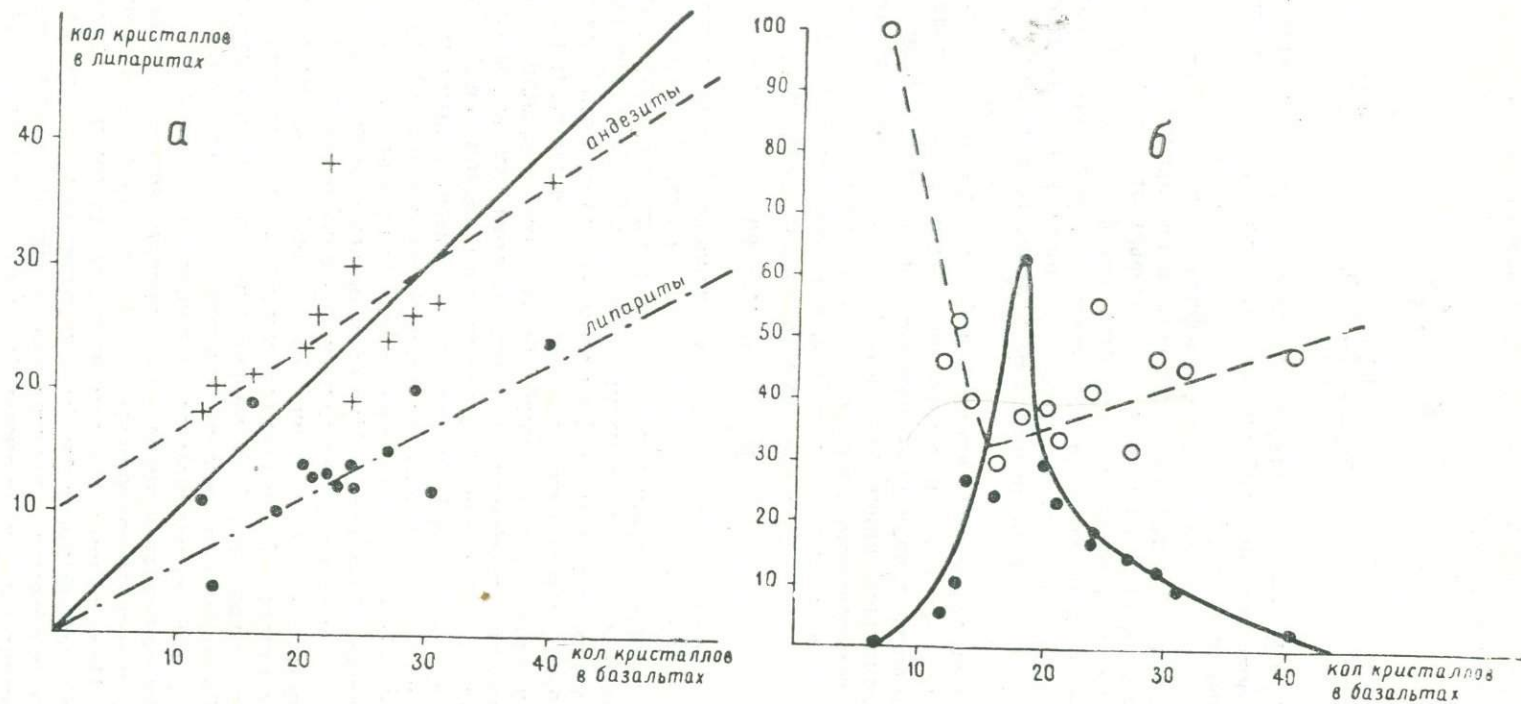


Рис. 1. Зависимость кристалличности липаритов и андезитов (а) и объемной доли липаритов (б) от кристалличности базальтов. Крестики — андезиты, точки — липариты, кружочки — базальты.

способствующая конвективному переносу тепла. Первым приближением к такого рода зависимости может служить график на рис. 16.

Только для района М. Семячика приведены реальные данные по объемам вулканитов. Во всех остальных случаях для оценки объемной доли липаритов приняты либо отношения имеющихся силикатных анализов, либо отношения числа количественно-минералогических подсчетов. Несовершенство метода делает полученные результаты весьма приближенными. Наибольшее количество липаритовых магм (25—60%) обнаруживается в регионах, где базальты содержат в среднем 15—25% вкрапленников. При большей и меньшей кристалличности базальтов объемная доля липаритов снижается. Интерпретация выявленной зависимости представляется однозначной. Плавление сиала базальтовой магмой связано с энергетическими затратами, которые сказываются на увеличении в ней доли вкрапленников. Появление на поверхности гомогенных афировых базальтов в этом смысле означает, что такие базальты вообще не расходовали энергии на плавление. Как известно, перегрев в сколько-нибудь существенном масштабе мало вероятен (Смит, 1968). Эти базальты почти или вообще не сопровождаются липаритами. Наиболее часты они среди базальтов ареальных зон (Важевская, 1972). При увеличении кристалличности примерно до 18% доля липаритов, включая игнимбриты, поднимается до 60% (коэффициент корреляции на этом отрезке кривой 0,84 при вероятности в генеральной совокупности 0,95). Дальнейшее увеличение кристалличности базальтов сопровождается снижением доли липаритов в общем объеме вулканических пород региона (коэффициент корреляции — 0,95). Если принять предлагаемый здесь механизм образования кремнекислых магм, то оптимальные содержания вкрапленников в базальтах, равное 18%, отражает, по-видимому, ту долю энергии, которую гомогенной базальтовой магме пришлось израсходовать на плавление сиала. Это энергетическая расплата базальтов за липариты. По-видимому, этим не исчерпывается объем энергии, расходуемый на плавление. Несомненную роль здесь играет подвод тепла механизмом конвекции (Кадик, Хитаров, 1968). Следовательно, это количество вкрапленников в базальтах образовано на уровне сиалического маглообразования, т. е. в пределах гранитного слоя коры. Увеличение количества вкрапленников, сопровождающееся снижением объемной доли липаритов, свидетельствует о том, что эта потеря энергии не связана с передачей тела на выплавление гранитоидных расплавов. Более того, обратная зависимость прямо указывает на последовательное снижение энергетической емкости базальтовых расплавов до их внедрения в гранитный слой.

Таким образом, количество вкрапленников в базальтах и характер их связи с ассоциирующими объемами липаритов проливает свет на механизм вероятного взаимодействия глубинных расплавов с породами верхних горизонтов коры. На основании приведенных зависимостей можно предположить, что следствием поступления гомогенных базальтовых расплавов в среду гранитоидного состава будет выплавление из этой среды гранитных магм и частичная кристаллизация базальтовых. Максимум выплавления соответствует появлению 15—20% вкрапленников. Больше содержание интрателлурических вкрапленников в базальтах в среднем означает, по-видимому, что основные расплавы поступают в гранитный слой не в гомогенном состоянии, а в виде «каши». Именно этот случай представляет наибольший интерес для анализа состава кристаллической фазы, среди которой возможны глубинные «догранитные» ассоциации. Что касается жидкой фазы, то наиболее информативной о составе «догранитных» зон согласно предлагаемой здесь схеме является основная масса мало раскристаллизованных базальтов и в первую очередь афировые базальты.

Положение андезитов в этой схеме двойственно. Намечается средняя (вероятность менее 0,95) положительная корреляция между кристалличностью базальтов и объемной долей андезитов. Возможно, она распадается на ряд более сложных зависимостей. В целом, однако, ясно, что с сильно раскристаллизованными базальтами (более 25% вкрапленников) ассоциируют наибольшие количества андезитов, составляющие 40—55% в общем объеме вулканитов. При этом практически исчезают кремнекислые разновидности вулканитов — липариты и липарито-дациты. Для объяснения этого обстоятельства необходимо вернуться к зависимости кристалличности андезитов и базальтов. Согласно уравнению (2) нарастание кристалличности в андезитах идет медленнее, чем в базальтах. При 30% вкрапленников в базальтах кристалличность андезитов становится аналогичной, и при дальнейшем возрастании занимает промежуточные значения между липаритами и базальтами (рис. 1а).

Как мы видели, превышение кристалличности андезитов над базальтами противоречит теоретически ожидаемому на основании физико-химических свойств системы. Тем более оно немислимо при возникновении андезитов из базальтов кристаллизационной дифференциацией. Механизм смешения удовлетворительно объясняет это противоречие, если допустить, что смешиваются кристаллизующиеся базальты и частично расплавленные многофазовые системы гранитоидного состава. Смесь будет иметь андезитовый состав, и количество кристаллических фаз в ней может иметь значения, превышающие исходные в базальтах. Смешению способствует низкая вязкость гомогенных или малокристаллических исходных базальтовых магм. Механизм образования больших объемов андезитов, ассоциирующих с сильно раскристаллизованными базальтами и характеризующихся меньшей кристалличностью, чем базальты, может быть интерпретирован на основе представлений о независимом от базальтов плавлении субстрата, более основного состава, чем гранит.

Несмотря на количественный характер приведенных зависимостей, интерпретация носит сугубо качественную оценку вероятных генетических мотивов, лежащих в их основе. В этом смысле она значительно уступает фактическим данным, дальнейшее накопление которых послужит фундаментом для разработки концепции теплового взаимодействия глубинных базальтовых магм с кристаллическим веществом коры. Рамки кристаллизационной дифференциации представляются слишком узкими даже для объяснения тех сравнительно немногочисленных данных, которые здесь приведены.

Комплементарные пары в сериях вулканитов

Следующим шагом в петрографическом изучении вулканитов при постановке задач генетической направленности может быть выявление закономерностей распределения вещества между жидкой и твердыми фазами. Действительно, какова бы ни была природа кристаллов в расплаве (ксенолитная, реликтовая, реакционная или автолитовая), их состав в общем случае не может быть аналогичным составу жидкой фазы. Только при достаточно точном знании величины и характера расхождения в составе фаз можно судить о реальном направлении развития системы в целом. Это очевидное положение обычно не учитывается при массовом петро- и геохимическом изучении вулканитов. Расположение точек анализов на петрохимических диаграммах в виде вытянутых роев и линий считается достаточным основанием для тезиса о генетическом единстве роя и кристаллизационной дифференциации как механизме его вытягивания (Кратц, Елисеев, 1972; Кравченко,

1972; Эрлих, 1973 и др.). Между тем разложение вулканиита на комплементарную пару: кристаллы — жидкость и нанесение на ту же диаграмму, помимо валового анализа породы, данных о составе этой пары открывает возможность непосредственного анализа разделения вещества. Могут быть разные способы изображения состава: в виде весовых процентов окислов, количеств ионов, условных коэффициентов или модального и нормативного минерального состава. Здесь за основу принят фрагмент диаграммы Харкера: окись алюминия — окись кремния. Точки валового состава наносились по данным химического анализа. Положение точек соответствующих основной массе, определялось либо на основании ее химического анализа, либо графическим построением. В последнем случае использовались конкретные или средние химические анализы минералов-вкрапленников с учетом зависимости: оптические свойства — состав. Для облегчения диаграмм с приводимых графиков сняты точки состава кристаллических фаз. Их положение легко определяется на продолжении линии вал — основная масса за точкой, отвечающей составу вала. Векторы вал — основная масса показывают изменение состава при изъятии вкрапленников из расплава.

Ниже рассматриваются некоторые примеры комплементарного анализа вулканических пород конкретных серий.

Мезокайнозойские магматические образования Западного Кавказа приводятся по материалам А. М. Борсука (Борсук, 1963). Представлены они двумя группами пород, резко различающихся по содержанию кремнезема (рис. 2а). Первую группу образуют экстрезивные тела порфировых габброидов, крианитов и тешенитов. Вкрапленники представлены плагиоклазами (габброиды, крианиты) и санидином (тешениты). В некоторых разновидностях габброидов присутствуют титан-авгиты. Распределение кремния и алюминия между фазами делит эту группу на резко отличающиеся обособленные ассоциации. В габброидах и тешенитах жидкая фаза обеднена кремнием и алюминием, в крианитах — только алюминием при незначительном обогащении кремнием. Веерное расхождение векторов указывает на невозможность получения одних пород из других отсадкой присутствующих в них твердых фаз.

Это положение тем более справедливо по отношению ко второй группе мезокайнозойских пород Западного Кавказа. В ее состав входят экстрезивные гранитоиды, натровые порфиры, ортофиры, натровые трахиты и щелочные трахиты. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклазы, санидины, кварц и в гранитоидах — биотит. Ориентировка векторов беспорядочна и в целом совершенно не соответствует направлению роя. Это указывает на то, что генетическое единство между породами серии следует искать на этапе, предшествующем кристаллизации вкрапленников, если последние относятся к автолитам (Масуренков, 1974).

В целом обе группы мезокайнозойских вулканических и субвулканических образований Западного Кавказа, несмотря на наличие определенных признаков генетической близости (Борсук, 1963), в интервале между солидусом и ликвидусом никакой связи между собой посредством кристаллизации не обнаруживают. Различные минеральные ассоциации интрателлурических вкрапленников разделяют породы (относительно кремния и алюминия) таким образом, что не наблюдается никаких тенденций в приближении составов жидких фаз предыдущих членов серии к валу последующих.

Совершенно иную картину обнаруживает комплементарный анализ порфировых пород субвулканических (в понимании К. Н. Рудича, 1970) интрузий района Кавказских Минеральных Вод (Герасимов, 1937; Соболев и др., 1959). Вкрапленники представлены санидин-анортотоклазом, плагиоклазом, кварцем, диопсидов, роговой обманкой и био-

титом. Прекрасно выполненное сотрудниками ВИМСа петрографическое описание пород позволяет надежно расчитать состав основной массы для средних типов пород отдельных интрузий (рис. 2, б). Векторы не выходят за пределы роя и ориентированы вдоль вариационной линии от более основных пород к кислым. Это дает основание для уверенного суждения о механизме разделения исходного расплава (в части алюминия и кремния) путем кристаллизационной дифференциации. Отсадка кристаллов предыдущего члена серии сдвигает остаточный расплав вдоль вариационной линии. Дальнейшая его кристаллизация и отсадка непрерывно смещают систему от кварцевых диорит-порфиров до гранит-порфиров.

По-видимому, аналогичным способом образуется и базальт-андезит-дацитовый интервал в кайнозойской серии вулканитов Эльбрусского района (Масуренков, 1961). Векторы базальтов и андезитов совпадают с вариационной линией Верхне-Чегемских вулканитов и окончания предыдущих векторов (остаточная жидкая фаза) — с начальной точкой последующего (рис. 2, в). Это обеспечивает непрерывность переходов от одного типа породы к другому путем кристаллизации и отсадки. Начиная с дацитов, направления векторов и вариационной линии расходятся. Это определенно указывает на непричастность кристаллизационной дифференциации к образованию основной массы вулканитов — липаритовых и липарито-дацитовых игнимбритов. Никакой роли она не играет и при разделении игнимбритов на петрографические разновидности. Это особенно убедительно проявлено в игнимбритах Нижне-Чегемского района (рис. 2, г). При таком разделении вещества между сосуществующими фазами генетическая разобщенность игнимбритов и базальтов-андезитов очевидна. При этом имеются примеры встречной дифференциации вещества как внутри игнимбритов, так и между игнимбритами и более основными членами серии: кристаллическая фаза смещает остаточную жидкость к дацитовому остатку — в базальтовых расплавах через осаждение пироксенов и плагиоклаза, в липаритовых — выпадением кварца и санидин-анортоклаза (Масуренков, 1961).

Изученные вулканиты Камчатки дают обширный и разнообразный материал для оценки различных механизмов магмообразования. Особый интерес представляют базальты и андезито-базальты ареальных зон Петрографическое изучение этого типа вулканитов предпринято А. А. Важеевской (1972), по материалам которой выполнен комплексный анализ.

Вкрапленники в ареальных базальтах и андезито-базальтах представлены оливином, авгитом, и плагиоклазом. На диаграмме (рис. 2, д) нанесены средние и частные химические составы тех пород, для которых в работе А. А. Важеевской приводятся количественно минералогические данные. На разных участках вариационной линии базальты близки к толеитовым, высокоглиноземистым и кварц-толеитовым разновидностям. Близкое созпадение векторов с линией устанавливается лишь для самых основных базальтов. Их кристаллизация и фракционирование (оливин и пироксен), по-видимому, способны привести к образованию следующего члена серии — высокоглиноземистых базальтов. Присоединение к оливину и пироксену небольших количеств плагиоклаза в последующих членах серии принципиально не меняет существа процесса — расплавленные остатки везде обогащаются алюминием и кремнием. Однако такой под фракционирования уже не соответствует положению и направлению вариационной линии: векторы почти перпендикулярны ей. Следовательно, появление серии обязано другому механизму. Никакие дополнительные соображения о гравитационном разделении образующихся кристаллов не могут исключить непреодолимую трудность

для концепции кристаллизационной дифференциации. Если бы в составе кристаллических фаз количество плагиоклазов было от 55 до 65 вес. %, то векторы совпали бы с вариационной линией. Такие базальты в ареальных зонах не обнаружены, не встречаются и плагиоклазовые разновидности ($P_1 > 65\%$), комплементарные реальным (если исходить из представления о гравитационном разделении кристаллических фаз изначально плагиоклаз-оливин-пироксенового состава):

Другим примером более сложных фазовых отношений, чем это вытекает из кристаллизационной схемы Боуэна, может служить комплекс вулканитов М. Семячика (Камчатка). Геология вулкана изучена совместно с О. Б. Селянгиным. Это сложное многоканальное сооружение, развивающееся по меньшей мере со среднего плейстоцена. Представлено оно разнообразными в петрографическом и фаціальном отношении вулканическими образованиями от базальтов до липаритов и от лав до игнимбритов. На основании геолого-петрографических данных вся совокупность пород четко делится на два дискретных ряда, отдельные фрагменты которых перемежаются в процессе развития вулканизма. Одни из них представлены высокоглиноземистыми базальтами, постепенно эволюционирующими до андезито-базальтов. Количество вкрапленников в породах этого ряда высокое (25—50%, в среднем 32%). Второй ряд вулканитов развивается от липарито-дацитов до андезитов и даже андезито-базальтов. Характеризуется низким содержанием интрателлуrow (1—20%, в среднем 5%). На петрохимических диаграммах оба ряда образуют одну серию, однообразен и состав вкрапленников в них: оливин, гиперстен, моноклинный пироксен и плагиоклазы близкого состава.

Векторы, соответствующие отдельным анализам, образуют пеструю ткань, закономерный порядок выявляется лишь средними значениями (рис. 2, е). Несмотря на то, что отдельные частные векторы близки к вариационной линии или параллельны ей, в среднем наблюдается закономерное сползание их, вследствие чего стекловатые фазы систематически недосыщены алюминием относительно вариационной линии. Можно представить следующие возможные механизмы, обусловившие наблюдаемый эффект:

1. Вся кристаллическая фаза собственная, но обогащена плагиоклазами за счет глубинной отсадки оливина и пироксенов.
2. В процессе кристаллизационной дифференциации происходит непрерывное обогащение системы сторонней кристаллической фазой, главным образом плагиоклазового состава.
3. Система непрерывно подпитывается алюмо-кремниевым расплавом, а образующиеся вкрапленники последовательно смещают ее в противоположном направлении.

Первый из вероятных механизмов исключается на том основании, что в действительности происходит отсадка плагиоклазов. Это утверждение основано на наличии среди вулканитов М. Семячика большого числа плагиоклазовых включений, нередко мономинеральных и отсутствии оливин-пироксеновых скоплений. Предпочтительное осаждение плагиоклазов сравнительно с темноцветными минералами доказывает также тем фактом, что радиус их в среднем в 5—20 раз превосходит радиус кристаллов оливина и пироксенов. Согласно формуле Стокса, скорость падения в вязкой среде определяется не только разностью плотностей, но и квадратом радиуса шарика. На этом основании семячинские плагиоклазы должны погружаться в десятки раз быстрее оливинов и пироксенов. Полное отсутствие среди вулканитов верхних продуктов такой гравитационной дифференциации, обедненных плагиоклазом и обогащенных темноцветными, и наличие только глубинных

кумулятов заставляет отказаться от этого механизма в качестве определяющего все разнообразие пород серии.

В настоящее время нет данных для выбора между вторым и третьим механизмами, но приведенные факты и соображения не оставляют сомнений в том, что система развивалась как открытая с привнесом вещества.

Аналогичное заключение можно сделать для верхнеплиоцен-нижнечетвертичных вулканитов Налачевского купола (Камчатка). Различие состоит в том, что здесь определенно присутствуют вулканиты (пироксен-оливин-плагиоклазовые), для которых кремне-алюминиевое соотношение не исключает возможности эволюции за счет кристаллизационной дифференциации (рис. 2, ж). Чрезмерное обогащение большинства вулканических пород плагиоклазами исключает их из рассмотрения в качестве производных дифференциации по схеме Боуэна. Обе разновидности вулканитов перемежаются в разрезах, однако четко намечается тенденция преимущественной концентрации пироксен-оливин-плагиоклазовых разностей в верхах разрезов, т. е. на заключительных этапах развития вулканов. Это указывает на преимущественное обогащение плагиоклазами фронтальных частей магматических колонн.

На рис. 2, з нанесены результаты анализов некоторых мезокайнозойских вулканических и субвулканических образований Прибайкалья и Монголии. Используются данные И. В. Белова (1963), В. И. Коваленко и др. (1972) и А. Я. Салтыковского и Д. Оролмаа (1973). Вариационная линия объединяет разновозрастные вулканиты, проявившиеся кроме того в разных районах обширной территории Центральной Азии. Уже одно это обстоятельство указывает на недостаточность такого признака, как расположение вулканитов вдоль одной линии, для отнесения их к генетически единой серии. Информативность вариационных линий исчерпывается установлением факта единообразного распределения в них окислов и совершенно не содержит сведений о механизме этого распределения: принадлежность к единому или нескольким очагам, дифференциация, селективное плавление, контаминация и т. д. Так заведомо различные по происхождению мезокайнозойские вулканиты Центральной Азии лежат на одной линии. На механизм их образования может пролить свет комплементарный анализ. Совпадение векторов с линией для базальтов и андезито-базальтов оставляет (но не доказывает) возможность для кристаллизационной дифференциации в качестве такого механизма. Резкое отклонение векторов для остальных пород исключает этот механизм.

В связи с рассмотрением Онген-Хайрханских альбитофиров (векторы 1—3, рис. 2, з) возникает проблема особенностей межфазового разделения вещества в пределах одного субвулканического тела. Оказывается, в центре субвулканических тел (дайки, экструзии, сквозные интрузии) жидкая фаза относительно кристаллических обедняется кремнием и алюминием (вектор 3). В эндоконтактах происходит обеднение кремнием и обогащение алюминием (векторы 1—2). Минералогически это выражается преимущественной концентрацией вкрапленников кварца в эндоконтакте, а в центре — кварца и плагиоклаза. Например, в изученной мною Джунгильской (Кавказ) верхнеплиоценовой интрузии гранодиорит-порфиров (Масуренков, 1961) кварц среди вкрапленников в эндоконтактах составляет 12%, в центре интрузии — 6%. По данным А. М. Борсука (1963), распределение кварца в экструзивных телах гранитоидов Западного Кавказа имеет следующий характер: эндоконтакты — 50% (вектор 1, рис. 2а), центр — 34% (вектор 2, рис. 2а).

Эти примеры показывают, сколь сложна проблема разделения ве-

шества между фазами даже в пределах мелких магматических объектов. Что касается вулканических серий, то здесь ее разрешение немислимо основывать только на данных о составе породы в целом. Комплементарный анализ открывает одну из возможностей для суждений о действительной роли фазовых соотношений в эволюции вулканитов. Выявленные этим методом факты могут быть систематизированы следующим образом в зависимости от соответствия — несоответствия комплементарных пар вариационным линиям:

1. Совпадение векторов «кристалл — жидкость» с вариационными линиями вулканических серий. Этот крайний тип свидетельствует о возможности последовательного образования одних фрагментов серии из других механизмов кристаллизационной дифференциации. Не имеет универсального значения, проявляется на отдельных интервалах серии, преимущественно, в базальтовой и андезито-базальтовой областях.

2. Хаотическое расположение векторов и их несовпадение с вариационной линией. Этот тип полностью исключает механизм кристаллизационной дифференциации в образовании пород серии. Указывает на эклектичный характер глубинных кристаллических и жидкой фаз, независимо образующихся для каждого фрагмента серии. Проявляется только в отдельных интервалах серий, главным образом, кремнекислотном.

3. Организация векторов в определенном порядке, несовпадающем с направлением вариационной линии. Система векторов образует закономерный ряд, в котором угол наклона векторов и вариационной линии последовательно меняется от одного конца серии к другому. Этот тип соотношения определенно указывает на наличие генетического единства как для глубинных вкрапленников, так и для расплавов. Формирование такого ряда происходит под влиянием непрерывного примешивания или исключения из системы кристаллов или жидкой фаз. Процесс не исключает явлений кристаллизационной дифференциации как дополнительного фактора разделения вещества между фазами. Представляет наиболее обычный тип, отвечающий нередко всей серии пород в целом.

Минералогия вкрапленников

Приведенные в предыдущем разделе данные о распределении вещества между фазами естественно выдвигают вопрос о составе и природе фаз, слагающих вулканит и определяющих столь сложную и противоречивую направленность эволюции системы в целом. Как было показано, кристаллизационная дифференциация как механизм разделения и эволюции реальных серий вулканитов может иметь крайне ограниченное значение. Примешивание к системе сторонних твердых и жидких фаз в ряде случаев предполагается в качестве основной причины разнообразия вулканитов. Нельзя не учитывать и того обстоятельства, что система может быть нагружена не только невообразованиями, но и реликтами недоплавленного кристаллического субстрата. Весь накопленный петрографией объем знаний однозначно свидетельствует о невозможности применения к реальным вулканитам простой схемы, согласно которой исходно гомогенный расплав переходит в кристаллическое состояние в замкнутых условиях при снижении температуры. Природный процесс выходит далеко за рамки этого частного случая и отражает большое разнообразие фазовых отношений в открытой магматической системе (Афанасьев, 1958; Ритман, 1964; Шейнманн, 1968; Менерт, 1971; Масуренков, Вольнец, 1971; Масуренков, 1974). Некоторые особенности минералогии вулканитов рассмотрены ниже на примере Курило-Камчатской зоны. Относительная простота минерального состава вулканических пород отмечалась Б. И. Пийпом (1956),

Г. С. Горшковым (1967) и Е. К. Мархиным (1967). При этом подчеркивалась близость минеральных ассоциаций в базальтах, андезитах, дацитах и даже липаритах. Последнее обстоятельство, наряду с петрохимическими данными, получило отражение в понятии «налета основности» в липаритах и дацитах (Фаворская, 1965; Иванов, 1970). Во всех петрографических типах пород вкрапленники представлены плагиоклазом, оливином и пироксенами. Сравнительно редкую группу вулканитов образуют разновидности, содержащие роговую обманку, биотит или кварц. Отличие между петрографическими типами проявляется лишь в разных количественных соотношениях между вкрапленниками и некотором изменении их состава. Для темноцветных минералов пределы этих изменений резко ограничены сравнительно с интрузивными аналогами.

Наиболее широко среди вкрапленников распространены плагиоклазы. Исследования последних лет (Вольнец, 1971; Масуренков, 1972) показали, что для многих типов вулканических пород характерен очень широкий набор плагиоклазов, иногда от анортита до альбита

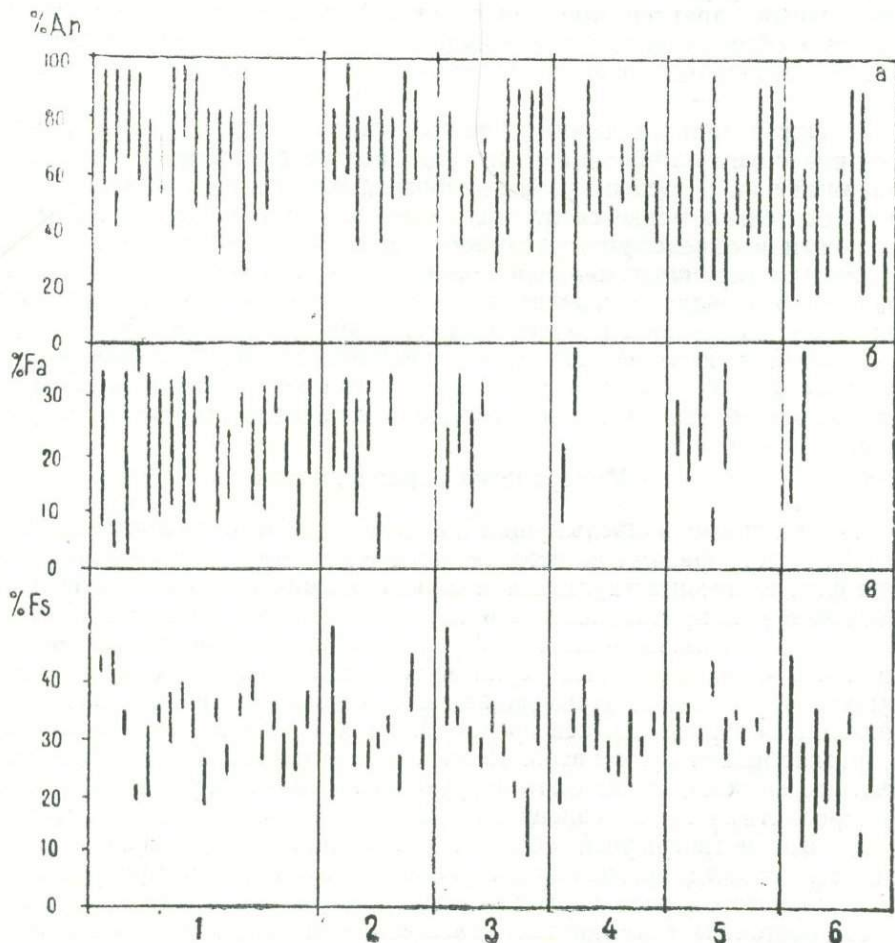


Рис. 3. Вариации в составе плагиоклазов (а), оливина (б) и ортопироксена (в) в вулканитах Камчатки. 1 — базальты, 2 — андезито-базальты, 3 — андезиты, 4 — андезито-дациты, 5 — дациты, 6 — липариты.

(рис. 3). Выделены характерные признаки реликтовых генераций, унаследованных от дезинтегрированного, полностью не расплавленного кристаллического субстрата (Масуренков, Вольнец, 1971). Механизм

преобразования и консервирования плагиоклазов в процессе плавления — кристаллизации изучен на примере включений и вмещающих их андезито-базальтов вулкана Авача (Масуренков, 1974). В плавленых включениях габбро и габбро-диоритов (реликтолиты) подавляющее количество плагиоклазов незонально. Состав их в каждом образце варьирует в интервале между нормой и предельным значением, отвечающим составу первой твердой фазы и определяемом по величине расхождения кривых ликвидуса и солидуса. При переходе к вмещающим андезито-базальтам основные плагиоклазы обрастают менее кальциевыми зонами, натриевые внешние зоны зональных кристаллов плавятся. Эта стадия знаменует собой приспособление системы к новым условиям развития ее в направлении к равновесию. Последнее, однако, не достигается не только в приведенном примере, но и вообще во всех вулканитах. При кристаллизации, реконструируемой по полнокристаллическому отторженцам эндоконтактовых зон очага-интрузии (Масуренков, 1970), происходит окончательное вовлечение всех реликтовых плагиоклазов в процессе выравнивания состава внешних зон. Ядра кристаллов остаются по-прежнему неизменными и отвечают широкому спектру содержания аортитовой молекулы. Таким образом, вовлечение плагиоклазов вмещающих пород в магматический процесс осуществляется двумя путями в зависимости от отношения их состава к составу расплава:

1. Плагиоклазы более аортитовые, чем нормативный состав расплава, при кристаллизации последнего обрастают менее аортитовыми внешними зонами.
2. Менее аортитовые плагиоклазы плавятся, в очень редких случаях при быстром охлаждении — обрастают более аортитовыми зонами (обратная зональность).

В вулканических породах подобные соотношения имеют чрезвычайно широкое распространение. Именно поэтому плагиоклазы обладают большой информативной емкостью. На основании массового их изучения в вулканитах Камчатки было выделено два типа вулканических пород: с моно- и полимодальным распределением (Масуренков, 1972). К первому относятся малодифференцированные вулканиты с колебаниями в содержании кремнекислоты обычно не более 5%, редко до 10%. Чаще всего это базальты и андезито-базальты трещинных излияний, щитовых вулканов, шлаковых конусов, реже стратовулканов. Породы эти не содержат никаких признаков контаминации.

Второй, значительно более многочисленный тип пород, составляют липариты, дациты, андезиты и реже андезито-базальты и базальты, слагающие стратифицированные вулканические толщи, стратовулканы, пемзовые и игнимбритовые покровы и экструзии. Содержится в них от двух до пяти и более генераций плагиоклазов, состав и относительное значение которых варьируют. Однако, что представляет особый интерес, некоторые генерации имеют сквозной характер: встречаются в вулканитах разного состава, возраста и структурного положения. Наиболее широко распространена в вулканитах Камчатки четко обособленная генерация плагиоклазов с содержанием аортита 56—60%: миоценовые и плиоценовые андезиты и андезито-базальты Налачевского купола, плейстоценовые андезиты и базальты Удинских вулканов, базальты и андезито-базальты ареальных зон Срединного хребта, современные дациты Карымского вулкана, дацитовые игнимбриты Малого Семячика и т. д. Более того, эта генерация плагиоклазов широко развита и в интрузивных фациях разновозрастного магматизма Камчатки: в палеогеновых габброидах р. Кувагдач, в габбро, кварцевых диоритах и монцонитах р. Евсейчихи, в неогеновых габбро, габбро-диоритах, кварцевых диоритах рек Юртиной и Утудумец и гранитах р. Кенсол (Оптические и петрохимические..., 1967). Такая общность некоторых генераций

плагиоклазов в разновозрастных, разнофациальных и пространственно разобщенных магматических образованиях, относящихся к тому же к разным петрографическим типам, исключает, по-видимому, всякие соображения о сходстве условий кристаллизации. Слишком невероятны совпадения при столь большом разнообразии исходных данных.

Для объяснения факта появления в вулканитах и интрузивных породах сквозных генераций плагиоклазов привлекаются две версии: реликтовая и «структурной памяти». Согласно первой, эти плагиоклазы являются нерасплавленной кристаллической частью субстрата, за счет которого возникла магма или который ею ассимилировался. Эффект «структурной памяти» заключается в сохранении расплавом «воспоминаний» о предшествующем кристаллическом состоянии в виде реликтовых полимерных соединений, паракристаллической сетки и т. д. (Стеклообразное состояние, 1971). Свойства таких расплавов предопределяют возникновение кристаллических новообразований. Таким образом, как реликтовая версия, так и представления о «структурной памяти» расплавов не исключают друг друга, а характеризуют состояние магмы на разных энергетических уровнях. Наличие сквозных генераций плагиоклазов в разнообразных магматических проявлениях региона может быть одним из свидетельств сохранения и повторения соответствующими магмами признаков сравнительно однородной среды магмообразования.

Наличие анортитов в андезитах, дацитах и липаритах может быть тоже истолковано только с этих же позиций или представлений о смешении кремнекислых расплавов с анортитовыми, так как кристаллизация анортита из магм, более кислых, чем базальтовая, невозможно. Теоретически сомнительна возможность кристаллизации анортитов и из базальтовых расплавов: при нормативном плагиоклазе № 60 самая анортитовая фаза в точке ликвидуса должна содержать не более 87% Ап. Более основной состав нормативного плагиоклаза в базальтах — чрезвычайная редкость, кроме того, часть кальция расходуется на моноклинные пироксены. Положение оливина аналогично. Экспериментами Г. С. Йодера и К. Э. Тилли (1965), Т. Х. Грина и А. Э. Рингвуда (1968) и др. показано отсутствие оливина среди продуктов кристаллизации во всех сериях пород, кроме базальтов. Не может быть повинна в появлении оливинов среди вкрапленников кремнекислых вулканидов и кристаллизационная дифференциация. Этому противоречит обычно наблюдаемое постоянство состава оливинов во всей серии от базальтов до липаритов (рис. 3). Известны случаи и «запретных» для кристаллизационной дифференциации соотношений: снижение железистости оливинов от более ранних к поздним генерациям и от основных вулканидов к кислым (Устиев, 1961; Тимербаева, 1967). Бимодальность распределения оливинов (рис. 4) проливает свет на вероятный источник высокомагнезиальной разновидности. Генерация с положительными значениями величины угла оптических осей (фаялита < 12%) состоит преимущественно из оливинов ультраосновных включений, широко распространенных в вулканитах некоторых вулканов Курило-Камчатской зоны. Встречаются эти оливины и вне видимой связи с ультраосновными включениями. Высокая их магнезиальность, определенная генетическая приуроченность к ультраосновным глубинным породам и невозможность кристаллизации из базальтовых расплавов (Ильвицкий, 1968) делают наиболее приемлемой концепцию о реликтовом или ксеногенном происхождении их в вулканитах. Более железистые разновидности оливинов могут быть продуктами кристаллизации базальтовой магмы, но присутствие их в андезитах — дацитах указывает на явления смешения.

Пироксены, пожалуй, наиболее распространенные минералы в вул-

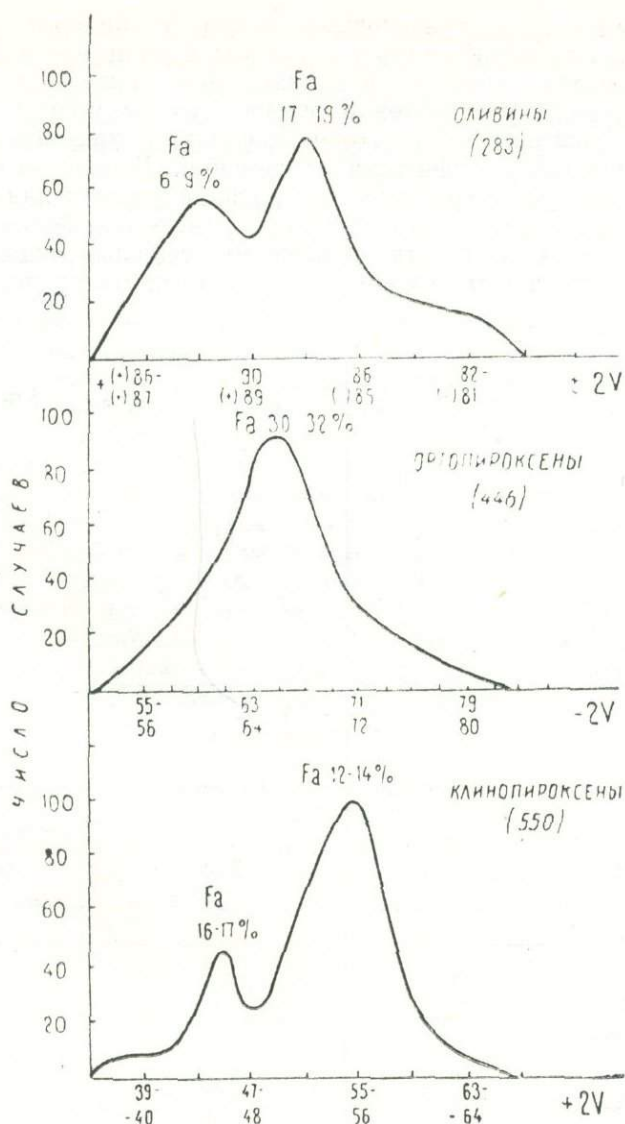


Рис. 4. Распределение темноцветных породообразующих минералов в четвертичных вулканитах и включениях Курило-Камчатской зоны.

канитах после плагиоклазов. Ортопироксены образуют мономодальную кривую для всех вулканитов Курило-Камчатской зоны (рис. 4). Однако распределение их для отдельных вулканов (Масуренков, 1970) или петрографических типов пород имеет значительно более сложный характер. Кислотность вулканита либо вообще не влияет на железистость ортопироксена, либо даже несколько снижает ее (рис. 3). Это обстоятельство практически полностью исключает кристаллизационную дифференциацию при образовании ортопироксенов в разных по кислотности вулканитах. Сходна позиция и клинопироксенов: вариации их железистости в Курило-Камчатских вулканитах очень незначительны, и уловить связь ее с составом вмещающего вулканита в целом для региона не представляется возможным. Четко устанавливается лишь генетическая связь маложелезистых разновидностей клинопироксенов с ксенолитами пироксенов. По-видимому, эта генерация в вулканитах

наследуется ими от ультраосновных пород глубинного субстрата.

Таким образом, темноватые минералы вулканитов Курило-Камчатской области характеризуются сравнительно небольшими колебаниями в содержании фаялитовой и ферросилитовой молекулы и в целом малой железистостью. Все это определяет их как минералы субдвигвудусного интервала мафических ассоциаций. В отличие от плагиоклазов, нахождение их в кремнекислых расплавах почти или совсем не сказывается на изменении состава. В этом смысле они более консервативны. Последнее обстоятельство побуждает несколько подробнее рассмотреть некоторые черты химизма темноватых минералов в вулканитах вообще.

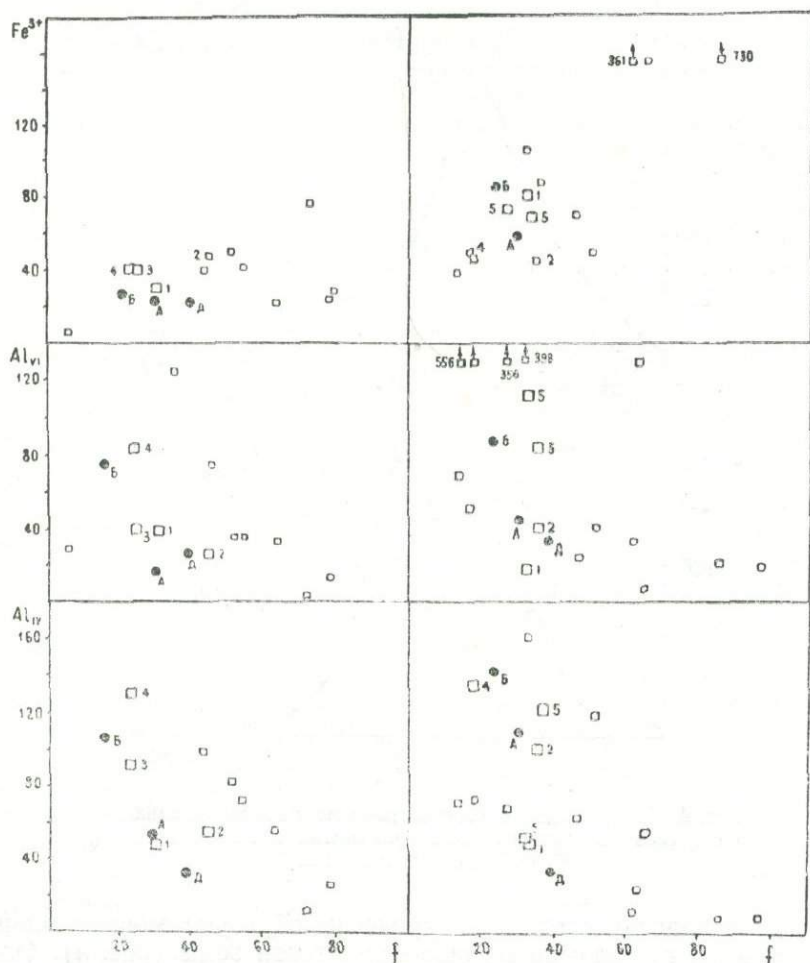


Рис. 5. Средние составы пироксенов разных парагенетических (формационных) типов.

1 — амфиболиты, 2 — гранулиты, 3 — ультраосновные гнейсы, без шпинели, 4 — ультраосновные гнейсы, 5 — эклгитоподобные породы с гиперстеном; А — андезиты, Б — базальты, Д — дациты. Левая колонка — ортопироксены, правая — клинопироксены.

Распределение суммарного железа в пироксенах вулканических и интрузивных пород по выборке из сводной работы сотрудников ИГГ СО АН СССР (Добрецов и др. 1971) подтверждает основную закономерность, установленную для вулканитов Курило-Камчатской зоны (табл. 2). Интрузивные пироксены в среднем значительно более желе-

зисты, чем вулканические. Если серии интрузивных пород образуются в значительной мере при дифференциации исходных основных расплавов (хороший пример — расслоенные интрузии), то обязательным следствием этого процесса является накопление железа в некоторых конечных членах дифференциации, в частности, пироксенах. Это накопление выражается пятикратным обогащением железом ортопироксенов и шестикратным — клинопироксенов. Для вулканитов отмечается лишь трехкратное увеличение суммарного железа. Следовательно, можно предположить, что размах дифференциации в вулканитах значительно меньше.

Следующая особенность пироксенов — относительное постоянство содержания трехвалентного железа в ряду петрографических и фациальных типов пород, характерное для каждого минерального вида: ортопироксены — 20—38, клинопироксены — 50—75. Несмотря на большую общую железистость ортопироксенов последние содержат в 2—2,5 раза меньше окисного, железа чем клинопироксены. Вхождение трехвалентного железа в пироксены связано не только и не столько с замещением типа $Fe^{2+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$, но главным образом со следующими: $Al_{VI} \rightleftharpoons Fe^{3+}$, $Mg \rightleftharpoons Fe^{3+}$. Наличие в некоторых пироксенах отрицательной связи Fe^{3+} с Si и отсутствие связи с двухвалентными октаэдрическими катионами дает основание для предположения о замещении типа $Si \rightleftharpoons Fe^{3+}$ (Добрецов и др., 1971). Такая возможность показана также экспериментально (Цветков, 1951). Все это свидетельствует о самостоятельной роли окисного железа в пироксенах, независимой от его закисной формы.

Таблица 2

Содержание окисного и суммарного железа в пироксенах вулканических и интрузивных пород *

Минералы	Катионы	Ультра-основные породы	Основные породы	Средне-кислые породы
Ортопироксены	Fe^{3+}	27	20	22
		23	27	38
	$Fe^{3+} + Fe^{2+}$	180	275	635
		207	384	988
Клинопироксены	Fe^{3+}	60	75	58
		62	50	56
	$Fe^{3+} + Fe^{2+}$	135	234	388
		148	402	838
Породы в целом	Fe^{3+}	564	216	132
		244	224	123
	$Fe^{3+} + Fe^{2+}$	864	840	331
		870	794	375

* В числителе — вулканиты, в знаменателе — интрузивные породы.

Относительное постоянство содержания трехвалентного железа в пироксенах магматических пород не может отражать и предел насыщения кристаллической решетки этим катионом, т. к. здесь он далеко не достигается. Эксперименты А. И. Цветкова (1951) и др. показали, что окисное железо способно входить в пироксены в количествах, превышающих приведенные значения более чем на порядок. Это обеспечивается проведением опыта в обстановке высокого окислительного потенциала. Следовательно, количество Fe^{3+} в пироксенах определяется не содержанием Fe^{2+} , а зависит от окислительно-восстановительного потенциала среды во время кристаллизации.

Имея это в виду, рассмотрим закисно-окисное отношение в темноцветных минералах и содержащих их магматических породах как меру окислительно-восстановительного состояния системы на разных стадиях ее существования (табл. 3). Вопреки ожидаемому эффекту, не обнаруживается никакой корреляции между степенью окисленности породы в целом и слагающими ее темноцветными минералами: оливином, и пироксенами. Только амфиболы четко отражают окислительно-восстановительное состояние пород, особенно вулканических. Несоответствие окисленности пород и минералов возрастает от ультраосновных к кислым, а в пределах одного петрографического типа — от относительно низкотемпературных (субсолидусных) минералов к высокотемпературным (субликвидусным). Минералы вулканитов, как и сами породы в целом, окислены больше, чем глубинные эквиваленты.

Увеличение окисленности в реакционном ряду минералов, расположенных в порядке снижения температуры для каждого петрографического типа пород, свидетельствует об увеличении окислительного потенциала в процессе кристаллизации. Этот процесс однако не выходит за пределы систем одного состава и совершается в изохимических условиях. При переходе к другому типу пород, который согласно кристаллизационной концепции является производным от предыдущего, происходит дискретное снижение окислительного потенциала для оливинов и пироксенов. Противоречивость приведенных фактов (возрастание о.-в. в реакционном ряду и снижение — в сериях пород) ставит под сомнение механизм кристаллизационной дифференциации как процесс разделения единой базальтовой магмы на производные ультраосновные и кремнекислые породы, в каких бы фациях они не проявлялись.

Наиболее приемлемое объяснение установленному факту я вижу в признании известной самостоятельности основных петрографических типов пород и слагающих их минералов. Высказанное выше соображение о реликтовой природе этих минералов, по-видимому, следует продолжить до поисков и определения той среды, реликтом которой они являются.

Таблица 3

Отношение $\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$ в минералах вулканических и интрузивных пород*

Группы пород	Оливины	Ортопироксены	Клинопироксены	Амфиболы	Породы в целом
Ультраосновные	$\frac{6,3(47)}{8,3(13)}$	$\frac{4,2(31)}{7,0(34)}$	$\frac{1,5(101)}{2,2(56)}$	$\frac{1,2(8)}{2,5(7)}$	$\frac{0,5}{2,4}$
	$\frac{19,8(8)}{200(5)}$	$\frac{11,5(3)}{12,0(7)}$	$\frac{2,6(99)}{6,7(109)}$	$\frac{2,0(9)}{5,0(4)}$	$\frac{2,6}{2,3}$
Основные					
Средние, кислые	$\frac{44,4(2)}{22,7(53)}$	$\frac{27,0(18)}{22,7(53)}$	$\frac{5,2(9)}{16,3(18)}$	$\frac{1,5(15)}{4,9(18)}$	$\frac{1,2}{1,8}$

* В числителе — вулканиты, в знаменателе — интрузивы, в скобках — число анализов. При составлении таблицы, помимо собственных материалов, использованы данные Н. Л. Добрецова и др. (1971), Г. С. Закарнадзе и М. Б. Лордкипанидзе (1972), А. А. Беуса (1972), В. А. Милашова (1972).

Среди большого разнообразия парагенетических типов пироксенов, выделенных в работе Н. Л. Добрецова и др. (1971), остановим свой выбор на том типе, для которого установлено наибольшее несоответствие окислительного состояния с вмещающей породой и которые являются предметом наших исследований. Это вулканиты орогенных

формаций. На рис. 5 показана парная корреляция ряда компонентов орто- и клинопироксенов (по средним содержаниям). Использование даже 95%-ных доверительных эллипсов сделало бы графики менее наглядными из-за их взаимного перекрытия эллипсов. О величине перекрытия можно судить по нижеприведенным значениям среднеквадратичного отклонения (табл. 4 — выборка из работы Н. Л. Добрецова и др., 1971). Даже для тех компонентов, средние содержания которых заметно отличаются в пироксенах вулканитов и метаморфитов (кальций, частично железо) стандартное отклонение обеспечивает фактическое слияние ортопироксенов андезитов, дацитов и амфиболитов в единый парагенетический тип. Аналогичный вывод можно сделать и для клинопироксенов (рис. 5). При этом намечается возможность более детального сопоставления: пироксены базальтов обладают большим сходством с пироксенами ультраосновных гнейсов из гранулитовой фации и эклогитоподобных пород, пироксены андезитов и дацитов ближе пироксенам амфиболитов и гранулитов.

Таблица 4

Средний состав ортопироксенов из орогенных вулканитов и некоторых метаморфических фаций

Андезиты-11		Дациты-7		Амфиболиты-6		Гранулиты-59	
\bar{X}		\bar{X}		\bar{X}		\bar{X}	
1945	28	1965	22	1941	32	1934	33
55	29	35	17	50	39	57	39
15	21	25	21	37	44	25	34
6	6	12	12	4	23	9	8
23	28	22	9	28	20	48	44
529	118	697	139	525	169	790	213
20	10	20	10	13	8	17	10
1328	152	1156	189	1345	211	1069	212
97	61	59	39	49	38	39	28
5	10	9	12	8	17	8	12
29,94	7,23	39,31	8,12	29,8	8,8	44,5	10,9
0,039	0,042	0,033	0,016	0,06	0,06	0,062	0,06

Приведенные данные, разумеется, не дают основания для полной идентификации пироксенов вулканических и метаморфических пород средних и нижних горизонтов коры. Они лишь указывают на определенное сходство физико-химических условий их образования и открывают возможность совместного рассмотрения процессов метаморфизма с плавлением и вулканизма.

Изложенное позволяет сделать следующие выводы:

1. Ассоциации минералов вулканических пород обладают рядом специфических особенностей, отличающих их от набора минеральных парагенезисов в интрузивных и метаморфических породах. Основная из них — неравновесность, наличие запретных связей и комбинаций: зональные плагиоклазы, оливин — кварц и оливин — кремнекислый расплав, анортит — кремнекислый расплав, сосуществование в разной степени окисленных фаз и т. д.

Все это свидетельствует об относительной кратковременности существования отдельных фрагментов системы, менее продолжительной, чем длительность диффузионного пробега частиц на уровне кристалла.

2. Неравновесность системы «кристалл — кристалл» и «кристалл — жидкость» проявляется совместно с относительной ограниченностью набора минеральных индивидов в мафической части. Темноцветные минералы образуют высокотемпературные субликвидусные ассоциации в каждом петрографическом типе пород, отличаясь этим от дифференци-

рованных интрузивных серий и разнообразия парагенетических типов метаморфических пород. Это свидетельствует о крайней ограниченности кристаллизационной дифференциации при образовании серий вулканических пород.

3. Минеральные ассоциации вулканитов имеют полигенную природу и образуются как при кристаллизации системы, так и заимствуясь из окружающего систему кристаллического субстрата. Переход твердой фазы в расплав обычно сопровождается ее частичной или полной перестройкой.

4. В образовании кристаллических фаз вулканитов можно предполагать участие ультраосновных пород типа перидотитов и пироксени-тов и, главным образом, пород гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма.

5. Весь набор минеральных ассоциаций вулканитов и отсутствие среди породообразующих минералов барофильных минералов (шпинель, гранат) однозначно указывает на небольшие глубины фазовых превращений типа «кристалл — жидкость» и «кристалл — кристалл» в магматической системе орогенных вулканов. Как следует из экспериментальных данных, давление не может превышать 12 кбар, и в основном отвечает уровню 5—8 кбар.

Заключение

Общая целевая установка работы, вынесенная в заголовок статьи, обязывает кратко сформулировать основные результаты исследований и некоторые возможности петрографических методов в решении важнейшей проблемы современной вулканологии. Естественная ограниченность этих методов, как и всяких других, не дает основания для пессимизма. Определенные успехи очевидны. Распределение глубинной кристаллической фазы в сериях вулканитов и количественная связь между кристаллическостью отдельных ее фрагментов с несомненностью указывают на их генетическое родство. Однако оно не может быть понято на основе представлений о кристаллизационной дифференциации или последовательного селективного выплавления из какого-то единого субстрата. Более перспективным представляется развитие концепций о селективном плавлении вещества на разных горизонтах коры и мантии и смещении систем, находящихся на разных уровнях энергетического состояния от гомогенных расплавов до многофазных агрегатов. В качестве теплоносителя, подготавливающего и осуществляющего плавление могут выступать как флюиды, так и высоконагретые подвижные базальтовые расплавы более глубокой генерации. Относительная роль их, по-видимому, неоднократно меняется в течение всего периода существования вулканических систем.

Распределение вещества между жидкой и твердыми фазами и состав твердых фаз в вулканитах вскрывает их гетерогенную природу и высокотемпературный субликвидусный характер. В большинстве своем вкрапленники вулканитов представляют собой начальную фазу при кристаллизации и конечную при плавлении. Роль этих фаз в дифференциации вещества крайне незначительна. Этим самым определяется место вулканизма как высшей экстремальной фазы в процессах глубинного метаморфизма вещества. Такой подход открывает возможности изучения тех стадий глубинной эволюции вещества, следы которых совершенно не сохранились в подсолидусных парагенезисах ультраметаморфических и интрузивных пород. Существующие представления о невозможности миграции силикатного вещества из зон ультраметаморфизма к поверхности, по-видимому, не исчерпывает действительных возможностей природного процесса. Они справедливы только для эв-

тектоидных систем, насыщенных водой. Природные расплавы продвинуты значительно дальше как по составу, так и по температуре, а роль воды как теплоносителя с глубиной падает и меняется в ходе развития системы.

Проблема соотношения корового и мантийного вещества в вулканиках оргенных поясов еще далека от разрешения. Однако данные петрографии однозначно свидетельствуют о преимущественно коровом «ассортименте» интрателлурических вкрапленников, образующихся или заимствуемых на уровне амфиболитов и частично гранулитовой фаций метаморфизма.

Только расплавленная часть базальтовых магм может быть признана в настоящее время как безусловно мантийное или нижнекоровое вещество. Для липаритов, андезитов и даже андезито-базальтов такой уверенности не существует. Системное исследование геологических условий проявления и вещественного состава этих вулкаников, помимо приведенных здесь данных, указывает на высокую вероятность их корового происхождения. Полная аргументация этого положения вышла бы далеко за рамки статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- АФАНАСЬЕВ Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации, из-во АН СССР, М., 1958.
- БЕЛОВ И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья, из-во АН СССР, М., 1963.
- БЕЛОУСОВ А. Ф., КОЧКИН Ю. Н., ПОЛЯКОВА З. Г. Вулканические комплексы рифей и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Саларского края, из-во «Наука», М., 1969.
- БЕУС А. А. Геохимия литосферы, из-во «Недра», М., 1972.
- БОРСУК А. М. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта, из-во АН СССР, М., 1963.
- ВАЖЕЕВСКАЯ А. А. Базальты ареальных зон Камчатки. Автореферат канд. дисс., Владивосток, 1972.
- ВОЛЫНЕЦ О. Н. Плагиоклазы с промежуточной оптикой в кислых четвертичных лавах Камчатки и их генезис. Сб. «Вулканизм и глубины Земли» из-во «Наука», М., 1971.
- ГЕРАСИМОВ А. П. Кристаллические породы северных лакколитов Пятигорья, Тр. ЦНИГРИ, вып. 93, 1937.
- ГОРШКОВ Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги, из-во «Наука», М., 1967.
- ГРИН Т. Х., РИНГВУД А. Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда, Сб. «Петрология верхней мантии», из-во «Мир», 1968.
- ДОБРЕЦОВ К. Л. и др. Породообразующие пирексены, из-во «Наука», М., 1971.
- ДУМАНСКИЙ А. В. Учение о коллоидах, ОНТИ, НКТП, М., 1937.
- ЗАВАРИЦКИЙ А. В., СОБОЛЕВ В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород, Госгеолтехиздат, М., 1961.
- ЗАКАРИАДЗЕ Г. С., ЛОРДКИПАНИДЗЕ М. Б. Дифференциация базальтовых магм в глубинных коровых очагах в связи с формированием гориленидитов и родственных им пород. Сб. «I Международный геохимический конгресс. Магматические процессы», т. 1, М., 1972.
- ИВАНОВ Б. В. Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы, из-во «Наука», М., 1970.
- ИЛЬВИЦКИЙ М. М. Парагенетические типы оливинов и статистический анализ их химизма, Зап. Всес. Минералог. об-ва, ч. 97, вып. 6, 1968.
- ИУДЕР Г. С., ТИЛЛИ К. Э. Происхождение базальтовых магм, из-во «Мир», М., 1965.
- КОВАЛЕНКО В. И. и др. Петрографическая характеристика субэффузивных даек редкометалльных литий-фтористых альбитофиров, Сб. «Применение методов физической химии в петрологии и геохимии, Изд-во «Наука», М., 1972.
- КРЕВЧЕНКО С. М. Кислотно-основное взаимодействие компонентов при фракционировании базальтовых магм, сб. «Очерки физико-химической петрологии», из-во «Наука», М., 1970.
- КРАТЦ К. О., ЕЛИСЕЕВ Э. Н. Геохимия процессов кристаллизационной дифференциации, сб. «I Международный геохимический конгресс. Магматические процессы», т. 1, М., 1972.
- МАРХИНИН Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры, из-во «Наука», М., 1967.
- МАСУРЕНКОВ Ю. П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области, из-во АН СССР, М., 1961.
- МАСУРЕНКОВ Ю. П. Состав и состояние вещества в магматической камере Ава-

- чинского вулкана, сб. «Магма малоглубинных камер», изд-во «Наука», М., 1970.
- МАСУРЕНКОВ Ю. П. Генерации плагиоклазов в вулканических породах, Бюлл. вулканолог. ст., № 48, 1972.
- МАСУРЕНКОВ Ю. П. Проблема включений и возможности вулканической петрологии, Бюлл. вулканолог. ст., № 50, 1974.
- МАСУРЕНКОВ Ю. П., ВОЛЫНЕЦ О. Н. Реликтовые минералы в вулканических породах, сб.: «Вулканизм и глубины Земли», изд-во «Наука», М., 1971.
- МЕНЕРТ К. Мигматиты и происхождение гранитов, изд-во «Мир», М., 1971.
- МИЛАШОВ В. А. Физико-химические условия образования кимберлитов, изд-во «Недра», Л., 1972.
- Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки, изд-во «Наука», М., 1967.
- ПЕТРОВ В. П. Магма и генезис магматических горных пород, изд-во «Наука», М., 1972.
- ПИИП Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Тр. Лабор. вулканологии, вып. 11, 1956.
- РИТМАН А. Вулканы и их деятельность, изд-во «Мир», М., 1964.
- РУДИЧ К. Н. О типах и условиях становления субвулканических тел, сб. «Магма малоглубинных камер», изд-во «Наука», М., 1970.
- САЛТЫКОВСКИЙ А. Я., ОРОЛМАА Д., О проявлениях субвулканического магматизма на Северо-Востоке Монгольской Народной Республики, сб. «Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение», М., 1973.
- СМИТ Ф. Г. Физическая геохимия, изд-во «Недра», М., 1968.
- СОБОЛЕВ Н. Д. и др. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных вод, Госгеолтехиздат, М., 1959.
- Стеклообразное состояние, Тр. Пятого Всесоюзного совещания. Изд-во «Наука», Л., 1971.
- ТИМЕРБАЕВА К. М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке, изд-во «Наука», М., 1967.
- УСТИНОВ Е. К. Аноийский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР, Госгеолтехиздат, М., 1961.
- ФАВОРСКАЯ М. А. и др., Магматизм юго-восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации, изд-во «Наука», М., 1965.
- ЦВЕТКОВ А. И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов Тр. ИГиН АН СССР, вып. 138, петрограф. серия, № 41, 1951.
- ШЕЙНМАНН Ю. М. Очерки глубинной геологии, изд-во «Недра», М., 1968.
- ЭРЛИХ Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца, изд-во «Наука», Новосибирск, 1973.

ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА БАЗИТОВЫХ МАГМ

Общие замечания

В последние 10—15 лет происходит глубокое обновление взглядов и подходов в области магмогенеза базитов. Пересмотр связан с успехами исследований базитов, из которых нужно выделить: 1) продвинутое изучение базитовых пород и ассоциаций материков, включая многие мало до того известные типы; 2) прямое исследование базитов океанического дна и Луны; 3) Широкое изучение глубинных включений в базитах и их минералах; 4) массовое петро- и геохимическое изучение базитов, включая тонкий минералогический и химический анализ фаз и математико-статистическое изучение петрографических и химических признаков пород; 5) широкую экспериментальную проверку условий магмообразования при высоких давлениях и температурах и разном участии летучих; 6) теоретический анализ основных термодинамических и физико-химических условий образования магм; 7) глубинное геофизическое изучение возможных уровней образования и подъема этих магм.

В отечественной, а отчасти и зарубежной магматической петрологии укрепляются две глубоко конструктивные методические тенденции. Это, во-первых, стремление к системному анализу магматизма как многопричинного явления (в развернутых по возможности моделях, включая и геодинамические условия) и, во-вторых, стремление понять магмогенез природных ассоциаций пород. Вторая тенденция означает переход от традиционной петрологии отдельных классов пород на более высокую ступень формационной петрологии.

До недавнего времени собственно научное обсуждение касалось лишь дифференциации и контаминации магм, а факторы глубинного магмообразования оставались в области квазинаучных допущений (таких как постулат о весьма ограниченном числе «самостоятельных» исходных магм). Теперь появилась возможность и глубинное магмообразование обсуждать аргументированно, в конкретных предположениях, пригодных для эмпирической проверки. Однако в общих петрогенетических построениях многие еще авторы по традиции отбрасывают с самого начала факторы глубинного магмообразования, без какой-либо мотивировки. Яркое это видно, например, из того, что регрессионные зависимости между породообразующими компонентами магматических пород (на петрохимических диаграммах) многие продолжают рассматривать лишь как «пути дифференциации», а не как результат многопричинного процесса, в котором при сегодняшнем состоянии знаний нужно предполагать в общем случае (за исключением некоторых специальных) существенную додифференциационную составляющую.

В самом общем виде совокупность признаков любой природной магмы (в которое входит и состав, оцениваемый по составу пород) мо-

жно представить как функцию от совокупности всех условий образования:

$$B=f(L, C_1, D, C_2, A, C_a),$$

где L, D, A — все динамические факторы и C_1, C_a, C_2 — все вещественные факторы соответственно глубинного магмообразования (выплавления, сегрегации) L , дифференциации d и ассимиляции (контаминации) a магм. Каждый из членов в скобках представляет собой сложную переменную, зависящую от ряда более частных факторов. Динамические факторы — температура, давление, гравитационное и электромагнитное поле Земли, продолжительность процесса. Вещественные факторы — фазовый, химический и изотопный составы исходных субстратов, магмы и боковых пород или контактирующих магм.

Эта функция представляет оправданную модель для всех, по существу, магмогенетических рассуждений.

Трудности в оценке факторов формирования магм по наблюдаемым свойствам магматических пород и природных расплавов проистекают из того, что, во-первых, неизвестен точный вид указанной зависимости и, во-вторых, этой зависимостью нельзя воспользоваться как функциональной (детерминированной), поскольку некоторые факторы вообще нельзя учесть с удовлетворительной точностью (например, древнее электрическое поле). В принципе, указанную зависимость мы можем использовать лишь как схоластическую (вероятностную). Вероятностный подход и математико-статистическая проверка предположений поэтому должны быть (и постепенно становятся) обязательным инструментом петрогенетического исследования.

Современное магмогенетическое построение должно включать в себя: 1) обоснованную формулировку ряда альтернативных предположений о роли разных факторов; 2) независимую проверку их согласия с эмпирическим материалом; 3) выделение существенных факторов и сооценку их роли (сооценка сейчас может быть в основном лишь приближительной — знаковой и полуколичественной).

Хотя при обсуждении магмогенеза бывают полезны на первых порах некоторые сложные геологические категории (такие, как тектоническая позиция магматизма), надо все-таки иметь в виду, что наиболее глубокое понимание магмогенеза дает анализ его в понятиях главных вещественных (химико-минералогических) и динамических (физико-химических) факторов; в этих конструктивных терминах и надо стремиться выразить геологическую обстановку магмообразования.

Факторы глубинного базальтоидного магмообразования

На этих факторах мы остановимся подробнее, чем на других.

Температура, очевидно, должна существенно определять размещение зон магмообразования по глубине и латерали. Существует, при множестве оттенков, две альтернативные точки зрения на положение основной зоны выплавки базальтоидов. 1) Главная зона приурочена к постоянно существующему планетарному слою пониженных скоростей сейсмических волн — астеносфере (глубины 100—200 км, температуры около 1400°С, где, по экспериментальным и расчетным данным, возможно существование базальтоидных жидкостей. Базитовые ассоциации, согласно этой точке зрения, питаются непосредственно за счет дренажа выплавки астеносферы; 2) главная зона выплавки, непосредственно питающих базитовые ассоциации, расположена в основном выше астеносферы, на глубинах примерно 100 км и меньше и представлена непостоянной системой очагов, возникающих в местах аномального разогрева (и дополнительных аномальных условий, благоприятных для

магмообразования). Экспериментально обоснованные наименьшие глубины самых низкотемпературных базальтоидных выплавок (водосодержащих) при нормальном геотермическом градиенте — около 40 км (П. Уайли, К. Бернэм и др.), — а при экстремально высоком (как в Красном море) — не менее 10—12 км.

С позиций второй гипотезы, в качестве аномальных зон массового выплавления базальтоидов могут рассматриваться линейные зоны, питающие системы вулканов срединных океанических хребтов, островных цепей, эвгеосинклинальных и орогенных вулканических поясов на материках, а также нелинейные очаговые районы («изюмины», по Е. Миддлмосту) под океаническими и материковыми платформами. Эта гипотеза подтверждается прямой корреляцией между интенсивностью кайнозойского базитового вулканизма и современным теплопоток в указанных зонах и районах. Она (с некоторыми обоснованными предположениями о составе глубинных субстратов; см. ниже) естественнее, чем гипотеза дренажа астеносферы объясняет такие особенности природных базитовых ассоциаций как сильное несоответствие их состава предполагаемому астеносферным протовыплавкам, внезапное массовое появление базитов, быстрые региональные смены составов ассоциаций во времени и др. Не вступая в серьезное противоречие с какими-либо современными фактами, эта гипотеза конструктивна в том смысле, что повышает интерес к неоднородности геотермического поля и возможным причинам геотермических аномалий, а также привлекает внимание к базитовому магматизму как палеогеотермическому показателю.

Многочисленные эксперименты твердо устанавливают, что температура (через разную степень парциального плавления субстрата) определяет существенные различия состава выплавок. Скудное плавление, при прочих равных условиях, дает более щелочные и менее магнезиальные базальтоидные выплавки, чем продвинутое.

Давление сильно скоррелировано с глубиной, хотя не является простой функцией от нее. Имеются экспериментальные данные по плавлению и кристаллизации базальтоидных систем до давлений 40—50 кбар, что отвечает глубинам до верхов астеносферы (работы Д. и Т. Гринов, У. Хибберсона, Г. Иодера, Т. Тилли, Дж. Кеннеди, К. Ито, Л. Коэна, М. О'Хары, И. Куширо, Й. Сионо, С. Акимото, Н. И. Хитарова, Ю. С. Геншафта и др.).

По мере увеличения глубин и давлений на состав базальтоидных выплавок должны существенно влиять следующие изменения состава минералов, сосуществующих с расплавом на интервале частичного плавления: 1) уменьшение основности плагиоклазов; 2) повышение устойчивости (подавление инконгруэнтного плавления) ортопироксена (до начала интенсивного высокотемпературного растворения его в клинопироксене) и понижение устойчивости оливина (в ультраосновных составах и в сухих условиях); 3) повышение глиноземистости клино- и ортопироксенов; 4) появление высокоглиноземистых шпинелей; 5) появление гранатов; 6) обогащение клинопироксенов жадетовой молекулой; 7) обеднение клинопироксенов титаном; 8) уменьшение железистости и увеличение магнезиальности оливинов, орто- и клинопироксенов и гранатов. Эти тенденции изменения минералов и их парагенезов (с некоторыми частными отклонениями) установлены в упомянутых опытах, а также вытекают из статистического изучения состава минералов магматических и метаморфических пород разной глубинности (Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев и др.).

В связи с указанным в пунктах 1 и 2, с глубиной должна уменьшаться кремнеземистость базальтоидных выплавок (пока ортопироксен не начнет замещаться гранатом и клинопироксеном), в соответствии с пунктами 3—5 — уменьшается их глиноземистость, с пунктом 6 — по-

вышаться отношение калия к натрию, с пунктами 4 и 7 — повышаться титанистость, с пунктом 8 — повышаться железистость базальтоидных выплавков. Соответствующее поведение кремнезема и глинозема в выплавках вытекает также из особенностей химической термодинамики этих элементов в расплавах (в терминах молярных объемов и химической активности; Б. А. Брянецев, М. Мадзумото, И. Кармайкл и др.). Обогащение выплавков титаном с глубиной следует также из экспериментов с системой $MgO-SiO_2-TiO_2$ (И. Мак-Грегор).

Летучие компоненты, растворимые в силикатных расплавах, как теперь хорошо известно, существенно снижают температуру частичного и полного плавления глубинных пород. Из главных летучих добавок наиболее эффективна вода. Менее эффективна углекислота, растворимость которой примерно на порядок меньше, чем воды (А. А. Кадик); примерно то же относится к хлоридам (К. Бернэм).

В породах верхов верхней мантии в принципе установлено присутствие углекислого флюида (по высокоплотным включениям углекислоты в минералах глубинных ксенолитов; Е. Роддер), но следов свободного водного флюида пока не найдено. Основным непосредственным источником воды, которая может участвовать в образовании базальтоидных выплавков, большинство петрологов сейчас считает глубинные амфиболиты и биотиты. Рабочие гипотетические оценки валового содержания воды в верхнемантийных субстратах принимаются малыми — в первые десятые весового процента, а в обычных глубинных базальтоидных магмах — в пределах 2%. Низким первоначальным содержанием воды в магме объясняется обычное отсутствие водосодержащих минералов в ранних кристаллах лавовых и интрузивных базитов. Относительная сухость объясняет высокие цифры температур ранних кристаллов, по данным гомогенизации бывших расплавленных включений (И. Т. Бакуменко, В. С. Соболев и др.). Влияние примеси воды в глубинных базитовых магмах минералогически проявляется обычно лишь на последних стадиях кристаллизации габброидов, в виде поздних амфиболов и слюд. Для малоглубинных и субвулканических уровней, судя по экспериментальным и расчетно-термодинамическим данным (К. Бернэм, А. Кадик и др.) и анализов летучей примеси в малоглубинных габброидах и базальтоидах, основной тенденцией должно быть дальнейшее обеднение базитовых расплавов водой и другими летучими.

При отмеченном дефиците воды в базитовых магмах и исходных глубинных породах, по мере роста давления в области выше 10 кбар солидус-ликвидусная полоса на $P-T$ -диаграммах уклоняется в сторону повышения температуры, как в сухих условиях. То-есть сброс общего давления должен стимулировать или даже вызывать выплавку.

В присутствии воды при повышении давления характерны следующие изменения минеральных ассоциаций солидус-ликвидусного интервала (Д. и Т. Гривы, Г. Роддер, И. Куширо, П. Уайли, И. Ламберт, К. Бернэм, Н. Холлоуэй, Ю. С. Геншафт, В. В. Наседкин и др.): 1) восстановление инконгруэнтного плавления ортопироксена и повышение устойчивости оливина (пока обе фазы не замещаются клинопироксеном и гранатом); 2) появление амфибола и биотита; 3) повышение устойчивости железорудных фаз; 4) изменение количественного соотношения плагноклаза и клинопироксена в пользу последнего. Они должны вести к повышению лейкократовости (кремнеземистости и глиноземистости) глубинных базальтоидных выплавков в присутствии воды, т. е. быть важным фактором образования лейкобазальтоидов. Предполагается на основе экспериментов, что андезитовые выплавки в присутствии воды могут быть получены из эклогитов и даже глиноземистых перидотитов на глубинах около 80—100 км (М. О'Хара, И. Куширо и др.).

Учет изменяемости только рассмотренных факторов (температура, давление, содержание воды) приводят к принципиальному выводу о широком спектре составов глубинных базальтоидных выплавок, даже в предположении мало изменчивых по составу исходных глубинных пород (глиноземистые перидотиты, пиролит).

Состав исходных пород во многом предопределяет их плавкость. Опытами высокобарическими, а также при атмосферном давлении (Г. Иодер, К. Тилли, Дж. Шерер, Р. Томпсон, Ф. Зайферт, В. Шрайер и др.) показано, что плавкость ультраосновных и базальтоидных субстратов улучшается: 1) с повышением содержания щелочей в системе; 2) с понижением содержания магния и повышением железо-магниевого отношения. При интерпретации условий выплавления базальтоидных магм поэтому надо иметь в виду, что эти магмы должны прежде и эффективнее выплавляться в местах относительного обогащения глубинных субстратов железом и щелочами. Избирательность, по-видимому, должна усиливаться с повышением давления, которое на некоторой глубине (возможно, в подошве астеносферы) сильно подавляет процессы плавления. Избирательность подтверждается статистически согласованным повышением щелочности и железистости в сторону магм щелочных базальтоидов — наиболее глубинных, по почти общепринятому сейчас мнению.

От валового состава глубинного субстрата зависит возможность получить обильную и поэтому способную к геологически быстрому отделению и накоплению базальтовую или лейкобазальтоидную выплавку. Для этого более благоприятны, по сравнению с глубинными перидотитами, такие реально установленные глубинные породы, как глиноземистые верлиты и пироксениты, эклогиты, базитовые гранулиты, амфиболиты.

Важным фактором, влияющим на состав базальтоидных выплавок, является субсолидусный минеральный состав глубинных пород, вовлекаемых в плавление. Все данные опытов по плавлению полиминеральных систем убеждают, что плавление (пока в расплаве не останется последняя кристаллическая фаза) развивается в основе по принципу котектического плавления минералов (т. е. совместного плавления в произвольном количественном соотношении). При этом получают произвольные (дозированные) составы выплавок. Самые низкотемпературные котектики кристаллических фаз в сложной системе, как известно, представляют эвтектику (или эвтектоид, при ограниченной изменчивости состава минералов в процессе плавления). Представление об эвтектоидном выплавлении широко привилось в петрологии гранитоидных магм (кварц-полевошпатовая эвтектика) и в последние годы распространяется также на щелочносалические магмы (полевошпатовые, фельдшпатоидно-полевошпатовые эвтектоиды). Применительно к базальтоидам котектический анализ пока затрагивался в немногих исследованиях (Д. С. Штейнберга, В. П. Петрова, автора) и заслуживает детальной разработки.

По выбитии одного из главных минералов эвтектики, идет котектическое расплавление все более высокотемпературных сочетаний минералов. Природные котектики базальтоидного состава (пироксено-плагиоклазовая; пироксеновая с высокоглиноземистой шпинелью; клинопироксено-гранатовая), могут быть либо эвтектическими, либо относительно легкоплавкими надэвтектическими. В последнем случае базальтоидная выплавка будет содержать примесь начального кислото или щелочносалического эвтектоида. Обилие базальтоидной выплавки прямо определяется долей базальтоидной минеральной котектики в субстрате. Если котектика (эвтектоидная или надэвтектическая) сохраняется точно или почти до ликвидуса, система является котектиче-

ски устойчивой. В такой системе возможность фракционирования породообразующих компонентов между смесью кристаллов и расплавов в принципе меньше, чем при наличии избыточной окололиквидусной фазы. Такая система является относительно трудно дифференцируемой, а характерный для нее валовой состав — относительно устойчивым в процессах плавления и кристаллизации.

Совокупность экспериментов с базальтоидными системами в приблизительно сухих условиях показывает, что от глубин порядка 100—120 км до поверхности коры остаются котектически устойчивыми наиболее обычные базальтовые составы (так называемые толеитовые и известковощелочные), что и объясняет их максимальную распространенность среди земных базальтоидов. Лейкобазальтоидные составы не являются котектически устойчивыми при низких давлениях, но становятся таковыми при давлениях 10—40 кбар (30—120 км) на основе пироксено-плаггиоклазовой, а затем гранато-клинопироксеновой котектики; это следует считать одной из главных причин формирования обильных глубинных лейкобазальтоидных магм в подвижных поясах.

Развитие представлений об условиях в зоне глубинного базальтоидного магмообразования в конечном счете должно быть нацелено на создание синтетической модели этих условий, согласной с геологическими, минералого-петрохимическими, геофизическими, общими и экспериментальными физико-химическими данными. При нынешнем состоянии знаний эта модель может быть лишь грубой, качественно-знаковой, статистической; в ней можно учесть набор только главных магмообразующих факторов и статистические тенденции изменения их роли (увеличение, уменьшение) по вертикали и в малой степени — по латерали.

Достаточно тривиально в эту модель вводятся давление и температура, положительно коррелированные с глубиной.

Вертикальный интервал зоны возможного базальтоидного магмообразования, в согласии со всеми современными данными, ограничен уровнями самых низов коры и верхов мантии, включая астеносферу.

Обоснованно вводится фазово-минеральный состав глубинных субстратов, характеризующий базальтоидные котектики; сверху вниз сменяются ассоциации пироксен-плаггиоклазовая, пироксен-плаггиоклаз-гранатовая и пироксен-шпинелевая, клинопироксен-гранатовая.

Летучая составляющая глубинных субстратов по данным анализов, экспериментов, физико-химическим и геологическим соображениям характеризуется статистическим повышением содержаний воды и углекислоты и отношения H_2O/CO_2 снизу вверх и параллельным увеличением окисленности флюидов и парциального давления кислорода (Е. Осборн, Е. Роддер, В. С. Соболев, А. А. Маракушев, Ф. А. Летников, Н. Ф. Шинкарев и др.).

Вариации состава силикатной составляющей глубинных пород еще слабо учитываются в анализе базитового магмообразования, хотя по ксенолитам уже установлен широкий спектр составов пород верхов мантии и низов коры, и подавляющее большинство петрологов теперь признает в принципе петрографическую и петрохимическую неоднородность этих уровней. Можно считать фактом, что в зоне подъема базальтовых и кимберлитовых магм имеется, кроме высоко-оливиновых ультрабазитов, широкий набор пород, богатых базитовой составляющей (глиноземистые верлиты и пироксениты, эклогиты, базитовые гранулиты). Почти несомненно, что эти последние присутствуют в верхах мантии в подчиненном количестве, но нет серьезных оснований считать их слишком редкими. Допустимо предположить, что объемы этих пород («коронарно рассредоточенных среди ультрабазитов) достаточны для того, чтобы обеспечить выплавление главной массы магм, дающих наблюдаемые базальтоидные ассоциации.

Из этой гипотезы вытекают такие хорошо согласующиеся с фактическим материалом следствия как 1) возможность массового и геологически быстрого получения разных базальтоидных магм (путем продвинутого или даже полного плавления), 2) возможность унаследования базитами определенных черт состава разных классов материнских пород (например, пироксенитов). Эта гипотеза снимает трудности, стоящие перед гипотезой прямого моноциклического образования разных базальтоидных магм из протовыплавов по высокооливиновым ультрабазитам (непомерно большая требуемая продолжительность времени сегрегации магм из скудных протовыплавов, трудность получения больших масс щелочных базитов и лейкобазальтоидов и др.).

Представление о «спектре субстратов» для базальтоидов в ограниченном виде используется многими петрологами. По-видимому, задача состоит в том, чтобы использовать конструктивные возможности этого представления шире и систематичнее (отметим высказывания и разработки последних лет В. С. Соболева, В. А. Кутюлина, Н. Ф. Шинкарева, автора и др.).

На основе исследований глубинных ксенолитов и ряда других геологических данных, а также экспериментального и теоретического анализа перемещения силикатных компонентов и фаз в термобарическом и гравитационном поле, представляется неизбежной вертикальная зональность распределения субстратов, богатых базитовой составляющей, а именно — статистическое увеличение их роли снизу вверх от верхов мантии к низам коры. Из тех же данных вытекает, что в суммарном составе всех глубинных пород тех же уровней и в суммарном составе пород, обогащенных базитовой составляющей снизу вверх должны статистически: 1) уменьшаться содержание Mg и Cr и возрастать отношение Fe/Mg; 2) повышаться содержание Si (и насыщенность кремнеземом) и Al; 3) повышаться сумма щелочей и отношение K/Na; 4) повышаться содержание Ti; 5) уменьшаться содержание P. В соответствии с этим, в глубинных породах пироксенит-базитового ряда снизу вверх должна возрастать статистически доля силикатных компонентов и уменьшаться меланократовость. Эта схема вертикальной зональности состава субстратов позволяет объяснить крупные статистические закономерности эволюции состава базальтоидов и связать их с уровнями стояния и вертикальным перемещением фронта базальтоидного магнеообразования. Таковы: 1) уменьшение меланократовости базальтоидной группы, взятой в целом, в ряду вулканических ассоциаций от океанической к материково-платформенной и затем к ассоциации подвижных поясов; 2) установленный (В. Л. Масайтисом) рост меланократовости базальтоидов материковых платформ по мере удревнения фундамента; 3) уменьшение меланократовости базальтоидов от геосинклинальной стадии к орогенной, а затем повышение к платформенной стадии; 4) появление щелочных меланобазальтоидных ассоциаций в начале и конце региональных циклов вулканизма, разделенных длительными авулканическими этапами. Схема помогает объяснить и статистические особенности эволюции содержаний отдельных компонентов.

Начинает складываться представление о латеральной зональности состава субстратов на уровнях базальтоидного магнеообразования, в частности о статистическом повышении суммарной щелочности и отношений K/Na и Fe/Mg в сторону материково-платформенных областей. Оно помогает объяснить латеральную крупноплощадную зональность распределения указанных элементов в базальтоидах, а также факты очень длительного унаследования специфического петрохимического профиля ассоциациями базитов в отдельных зонах.

В современной постановке петрологическая задача об исходном веществе базальтоидных магм, очевидно, должна обязательно включать

в себя предпосылку о петрографическом многообразии и геологической многоактивности (полицикличности) вызревания глубинных субстратов, что в последние годы осознается и в той или иной мере учитывается почти всеми петрологами. С этой точки зрения, неправомерно рассматривать упрощенные частные модели (например, пиролитовую А. Рингвуда и Д. Грина, лерцолитовую И. Куширо) в качестве широких геолого-петрологических концепций. Эти модели являются по своей сути частными физико-химическими (конструктивными именно в этом плане); геологическая предыстория формирования субстратов в них, однако, совсем или почти не учитывается. Они могут быть полезны при объяснении сравнительно редких пикритовых и пикритобазальтовых ассоциаций, при объяснении проблематичных древних протовыплавов, начинающих полициклический ряд эволюции глубинных магматических пород, химически приближающихся к базитам, а также для наиболее оптимистических оценок возможного разнообразия выплавов из стандартного субстрата.

Факторы дифференциации

Жидкостная гравитационная дифференциация базальтоидных расплавов, о которой имелись теоретические предположения (А. А. Кадик и др.), лишь в последнее время подвергнута экспериментальной проверке (путем высокотемпературного центрифугирования; В. М. Иванов). При ускорении силы тяжести 1000 g и температуре 1400° C выявлено гравитационное разделение компонентов — сеткообразователей — кремнезема (подъем) и глинозема (отсадка). Для остальных породообразующих элементов (модификаторов) гравитационное разделение в расплаве не подтверждено. Гравитация кремнезема в расплаве должна способствовать обогащению им верхних частей базальтоидных очагов, подобно термодиффузии и переносу этого компонента летучими. Жидкостная отсадка глинозема, возможно, поможет объяснить такие факты, как появление ранних алливалитовых и анортозитовых аккумулят в базальтоидных магмах, появление высокоглиноземистых низкobarических клинопироксенов в пироксенитовых слоях среди расчлененных габброидов.

Из интенсивных факторов кристаллизационной дифференциации важны режим давления и температуры, степень закристаллизованности, сила тяжести, морфология камер, продолжительность цикла существования магмы и режим механического движения магмы. Два последних фактора обычно не поддаются надежным оценкам и пока не могут быть обоснованно учтены.

Влияние морфологии камер на ход дифференциации иногда удастся учесть при изучении интрузивных базитов. Формированию резко расслоенной текстуры способствует наличие некрутонаклонной почвы очага (в вронкообразных телах, лополитах, силлах). Улавливаются различия в характере внутрикамерной дифференциации габброидных силлов и даек (А. Эдвардс, В. Л. Масайтис и др.).

Результаты современных экспериментов по плавлению и кристаллизации базитовых и ультраосновных систем и оценки температур кристаллизации магматических минералов (по их составу и по гомогенизации включений бывшего расплава) резко повысили возможность оценок термobarического режима дифференциации. При этом впервые на содержательную почву встал анализ так называемой глубинной кристаллизационной дифференциации — высокобарической дифференциации в верхах мантии и низах коры. Для оценки тенденций и масштабов глубинного фракционирования кристаллов используется новая методика — поиск и изучение в вулканических базальтоидах высокобарических аккумулят (ранних минеральных агрегатов того же магматиче-

ского цикла, что и включающая порода), а также барофенокристаллов, сложенных высокоглиноземистыми широксенами, высоконатриевым клинопироксеном, шпинелью, гранатом и др. Такие включения (черные шпинелевые и керсутитовые клинопироксениты и верлиты, керсутитовые габбро) и барофенокристи уже известны во многих местах в континентальных и океанических щелочных базальтоидах (К. Аоки, М. Бест, Т. Фриш, В. А. Кутюлин и др.), хотя до сих пор не заполнен пробел для обычных (толеитовых) базальтов материковых платформ и океанов, а также для обычных базальтоидов подвижных поясов. Отсадка высокобарических агрегатов и барофенокрист в принципе не опровергает давно известного сдвига состава базальтоидных расплавов в сторону повышения кремнеземистости и щелочности. Повышение кремнеземистости может несколько тормозиться тем, что с глубиной повышается температурная устойчивость ортопироксена против оливины в сухих условиях, а также появляются высокоустойчивые фазы кремнезема (коэсит); повышение щелочности может затормозиться в связи с повышенной устойчивостью на глубине кислых разновидностей плагноклазов и богатого жадентовой молекулой клинопироксена. Возможную роль высокобарической дифференциации базальтоидов, конечно, нельзя считать малой на основании лишь редкой встречаемости высокобарических включений, так как мала вероятность сохранения последних до поверхности.

Значительно пересматриваются старые представления о низкобарической дифференциации базальтоидных магм, особенно вулканических. Для оценки малоглубинного фракционирования кристаллов в вулканических базальтоидах новую информацию дает количественное изучение размеров и содержания вкрапленников в лавах (работы Э. Садецки-Кардаша, Д. С. Штейнберга, автора и др.). Вулканические базальтоидные магмы на интрателлурических уровнях проявляют лишь начальную или неполную кристаллизацию; содержание вкрапленников в них заключено в среднем в пределах первых двух десятков процентов. Для этих магм в общем трудно представить столь же далеко продвинутое фракционирование кристаллов, как в расслоенных габброидах. Многие базальтоидные ассоциации оказываются скуднопорфировыми и афанитовыми; они явно образованы из перегретых или окололиквидусных магм, почти не испытавших кристаллизационной дифференциации.

Вместе с тем, статистический корреляционный анализ химизма базальтов и долеритов разных формаций (данные В. А. Кутюлина и автора) свидетельствует, что стехиометрия породообразующих окислов в этих породах определяется в основном фракционированием расплава и минералов пироксен-плагноклазовой ассоциации; следы фракционирования расплава и минералов более глубинных (шпинель- и гранат-содержащих) ассоциаций почти не сохраняются.

Как экстенсивный фактор, на кристаллизационную дифференциацию сильно влияет валовой состав системы. Важный вывод из современных данных изучения базальтоидных систем состоит в том, что потенциальные возможности кристаллизационной дифференциации (в смысле изменения меланократовости остаточного расплава) существенно уменьшаются в ряду составов от меланобазальтоидных к лейкобазальтоидным и салическим. Это, в частности, видно по вырождению расслоенности от меланобазитовых к лейкократовым интрузиям (работа Л. Уэйджера и Г. Брауна и многие другие) и объясняется рядом физико-химических обстоятельств.

В мелано- и ультрабазитовых магмах на интервале от глубин возможного их образования до поверхности коры окололиквидусными остаются избыточные феррические минералы (оливин, гранат, пироксены),

в основном низкокремнистые. Эти и только эти магмы склонны к сильному фракционированию в интрузивах и вулканических каналах. Фракционированию магм пикритобазальтового уклона способствует обычное для них обилие вкрапленников оливина.

В базальтовых магмах при реальных вариациях состава, давлений и содержания летучих, окологликидусными могут становиться либо феррические, либо более силикатные минералы. Толентовые и высокоглиноземистые базальты распадаются на оливин- и плагиоклаз-избыточные, а базальты щелочные и субщелочные — на оливин-, клинопироксен- и платиноклаз-избыточные. Фракционирование силикатных избыточных минералов ослабляет силикатную тенденцию расплава. Отмеченная выше котектическая устойчивость базальтовых составов на глубинах коры и верхов мантии делает кристаллизационную дифференциацию их вообще более вялой, чем при мелаубазальтоидных составах. Применительно к низкотемпературной плагиоклаз-пироксеновой ассоциации минералов на это обстоятельство указывалось давно.

В лейкобазальтоидах окологликидусным минералом оказывается, как правило, плагиоклаз, реже — скудные пироксены и оливин. Фракционирование кристаллов должно в большинстве случаев сопровождаться не обеднением, а обогащением расплава феррическими компонентами.

Попытки оценить на новой фактической и теоретической базе вклад дифференциации (в рамках одного цикла) в наблюдаемое разнообразие составов базитовых магм приводят многих петрологов (Э. Садецкий-Кардаш, В. П. Петров и др.) к правомерному выводу, что этот вклад (включая роль кристаллизационной дифференциации) раньше преувеличивался.

Упомянутые опыты плавления и кристаллизации природных базальтоидов при атмосферном давлении показали, что лейкобазальтоиды в своем большинстве не более легкоплавки, чем базальты, т. е. в основном не могут рассматриваться как низкотемпературные дифференциаты последних. Эти и целый ряд других важных современных данных о базальтоидах (оценки соотношения составов и плотностей расплава и кристаллов, вязкостей расплавов, количественных отношений пород разных составов и др.), по-видимому, не позволяют подходить к природным вулканическим сериям, состоящим из базальтов и более силикатных пород, только как к дифференциационным сериям. Вероятно, в этих сериях породы в большинстве случаев связаны не столько дифференциационными, сколько аддитивными отношениями. Те и другие отношения надо иметь в виду при общей постановке петрологической задачи.

Дифференциация базальтоидных расплавов в силикатном направлении должна, по экспериментальным и петрографическим данным, усиливаться в присутствии воды (в связи с выделением низкокремнистых амфиболов и слюд и железорудных фаз) и при повышенной щелочности магм (в связи с присутствием близотемпературного оливина даже в лейкобазальтоидах).

Факторы ассимиляции

Сейчас нет данных, заставляющих предполагать широкое развитие смещения резко различных по составу магм, таких как ультраосновные, базитовые, силикатные, хотя проблема гомогенизации магм становится актуальнее, чем раньше, в связи с развитием представлений о «спектре магм», одновременно сосуществующих в системе питания магматических ассоциаций.

Ассимиляция материала боковых пород магмой должна контроли-

роваться температурой, давлением, фазовым составом магмы, химическим составом расплава.

Температура должна оказывать наиболее сильное влияние на ассимиляционную способность магмы, определяя в большой мере фазовое состояние магмы, степень недосыщения магматической жидкости силикатными компонентами и другие свойства магмы, влияющие на массоперенос (вязкость, температурный градиент в зоне контакта с боковой породой, активности компонентов).

Тенденцию поглощения базитовой магмой породообразующих компонентов из пород можно предугадать исходя из фазового состояния магмы, которое само расшифровывается по ассоциациям последовательно кристаллизующихся минералов в габброидах или вкрапленников в базальтоидах.

Лишенная вкрапленников перегретая (надликвидусная) магма способна поглощать любые породообразующие компоненты. Для базитовых магм надликвидусный перегрев сравнительно редок, хотя для некоторых ассоциаций характерен.

Подликвидусная магма («расплаво-каша») не способна поглощать наиболее тугоплавкие компоненты (окиси магния и кальция), которые входят в кристаллизующиеся в данный момент подликвидусные минералы. Способны поглощаться железо, щелочи и кремнезем, пока расплав не пересыщен ими и не началась кристаллизация пересыщенных ими фаз — окислов железа, фельдшпатоидов, кварца. В отношении щелочей и кремнезема (компонентов самых низкотемпературных гранитной и полевошпато-фельдшпатоидных «котектик») базальтоидные магмы могут насыщаться только в конце кристаллизации и способны длительное время поглощать их. Глинозем может поглощаться близликвидусными меланобазитовыми магмами, в которых еще не началась кристаллизация высокоглиноземистых фаз (полевых шпатов, фельдшпатоидов, слюд, высокоглиноземистых шпинелей, окислов глинозема). Для подликвидусных магм лейкобазальтоидного состава (лейкобазальты, андезитобазальты, андезиты) и высокоглиноземистых базальтов существенное поглощение глинозема из пород в маловодных условиях не реально. Для таких магм при подъеме (сбросе давления) в пределах коры характерен сброс глинозема. Поглощение глинозема мыслимо при обогащении этих магм на подъеме водой, которое, по экспериментальным данным, понижает температуру начала кристаллизации плагиоклаза против клинопироксена и амфибола (П. Уайли, И. Куширо, Р. Томпсон, И. Холлоуэй, К. Бернем, Дж. Аллен, А. Бечер и др.), может вызвать недосыщение расплава глиноземом и стимулировать поглощение его из боковых пород.

Из сказанного следует, что ассимиляция породообразующих компонентов фемическими магмами определяется в первом приближении тем, насколько их состав и состояние соответствует базальтоидной котектике. Поглощение компонентов из боковых пород, также как и высадка компонентов из магмы, идет так, что приближает состав ее к базальтоидной котектике и повышает примесь в ней компонентов самых низкотемпературных эвтектоидов. Этот принцип, очевидно, полезно использовать при анализе ассимиляции.

Другие подходы, позволяющие содержательно оценивать роль ассимиляции при формировании базитовых магм, хорошо известны. Это 1) сравнительное изучение состава базитовых ассоциаций в областях с разным составом коры; 2) петрографическое изучение включений коровых пород и выявление прямых признаков их поглощения базитовой магмой; 3) поиск и исследование высокоспецифичных петрогеохимических и изотопных признаков, косвенно указывающих на ассимиляцию боковых пород.

Почти общепринято мнение, что роль ассимиляции (контаминации) в создании разнообразия составов базитов в общем меньше, чем роль факторов глубинного магмообразования и дифференциации. В частности, контаминация сейчас не признается ведущей причиной появления базитов лейкократового крыла — высокоглиноземистых базальтов, андезитобазальтов, андезитов (А. Бечер, Д. и Т. Грини, Г. С. Горшков, Ю. М. Шейнманн и многие другие авторы). В связи с необходимостью объяснения ограниченной роли контаминации базитовых магм в условиях коры, заслуживает детальной проработки вопрос о самоизоляции базальтоидных магм в очагах и каналах кристаллическими экранами (в том числе закалочными корками), которые затрудняют обмен веществом с боковыми породами.

Необходимость системного рассмотрения, с учетом многих петрологических факторов, сейчас, может быть, больше всего чувствуется по отношению к базитовым ассоциациям лейкократового крыла. Пересмотр представлений о генезисе лейкобазальтоидов привел к широкому признанию генетической автономии и глубинного происхождения лейкобазальтоидных магм, к широкому распространению взгляда о выплавлении их из субстратов разного состава, но главным образом — из субстратов, богатых базитовой составляющей, подготовленных полициклически. Важными факторами выплавления их могут быть подъем фронта базальтоидного магмообразования в верхние горизонты мантии и самые низы коры в подвижных поясах и относительная обогащенность зоны магмообразования водой.

Автономное в основном поступление с глубины признается все большим числом геологов как для вулканических, так и интрузивных лейкобазитов.

Перенос основного акцента в генезисе лейкобазитов с ассимиляции и одноактной дифференциации на глубинное магмообразование не противоречит современным геолого-петрографическим, экспериментальным и теоретическим данным и играет весьма конструктивную роль, оживляя разработку ряда застойных вопросов петрогенеза и поднимая целый ряд новых.

К. Н. Рудич, О. Н. Волынец,
В. А. Ермаков, А. В. Колосков

МНОГООБРАЗИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КАМЧАТКИ И ПРОБЛЕМЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

Выяснение причин многообразия магматических пород является, вероятно, центральной проблемой всей магматической петрологии. В настоящей статье мы постараемся обсудить современное состояние этого вопроса в отношении процессов вулканизма на материале изучения четвертичных эффузивных пород Камчатки. Однако мы также будем обращаться к рассмотрению гипабиссальных и субвулканических образований, непосредственно связанных с вулканизмом, поскольку они могут представлять собою модель промежуточных и периферических очагов. Обращение к камчатскому материалу обусловлено тем обстоятельством, что здесь нет необходимости заниматься трудоемкой реконструкцией центров вулканизма, а также последовательности образования вулканических пород, чего не избежать в районах древней вулканической деятельности. К тому же нет необходимости в воспроизводстве первичного состава магматических пород, поскольку они еще не затронуты вторичными процессами, которые в древних магматических образованиях неизбежны. Добавим, что обсуждение нами некоторых проблемных вопросов петрологии стало возможным в результате интенсивного развития геолог-петрологических исследований, проведенных на Камчатке в течение последних десяти лет, т. е. с момента образования Института вулканологии.

Ассоциации вулканических пород

Состав четвертичных вулканических пород Камчатки изменяется от базальтов до липаритов при вариациях в содержании SiO_2 от 45—46% до 74—75%. Гистограмма распределения содержаний SiO_2 в породах носит асимметричный характер с отчетливой положительной асимметрией и модой в области 50—54% SiO_2 . Результаты петрохимического опробования, по-видимому, достаточно объективно отражают реальное преобладание среди вулканитивов Камчатки базальтов и андезитобазальтов. Так, согласно подсчетам, сделанным И. В. Мелекесцевым (Erllich, Melekestsev, 1972), породы, содержащие более 61—62% SiO_2 , составляют по объему только около 15% от всей массы четвертичных вулканических пород Камчатки. Однако в конкретных ассоциациях вулканических пород, проявляющихся в пределах отдельных вулканов или групп вулканов, относительная роль пород разного состава может быть самой разнообразной.

Анализ имеющегося материала позволяет выделить следующие петрографические ассоциации вулканических пород Камчатки: 1 — базальт — андезито-базальтовую, 2 — базальт-дацитовую (базальт — андезито-дацитовую), 3 — андезитовую, 4 — андезит-липаритовую, 5 — дацитовую (андезит — дацит-липаритовую). В первых трех ассоциациях

встречаются базальты и андезито-базальты, однако лишь в 1-й и 2-й они являются преобладающими. В 3-й и 4-й ассоциациях наиболее распространенным типом пород являются андезиты, а в 5-й — дациты.

Необходимо подчеркнуть, что разные ассоциации пород могут проявляться практически одновременно на смежных территориях. Так, например, в течение почти всего четвертичного периода в Узон-Семячинском районе параллельно появлялись продукты кислого (дацитовая ассоциация кальдеры Узон) и основного (базальт-дацитовая ассоциация Большого Семячика) вулканизма (Аверьев и др., 1971). В Ключевской группе вулканов в тот же период сосуществуют проявления базальт-андезито-базальтовой и базальт-андезито-дацитовой ассоциаций (Ермаков, 1970), в частности, в настоящее время параллельно действуют вулканы Ключевской и Безымянный, относящиеся к этим разным ассоциациям. Судя по наличию смешанных лав, сосуществование магматических расплавов разного состава было нередким явлением и при образовании пород одной какой-либо ассоциации (Вольнец, 1970, 1973).

Тем не менее проявление больших объемов существенно основных и существенно кислых лав приурочено к определенным эпохам развития четвертичного вулканизма, а не сосредоточено равномерно во времени (Святловский, 1967; Erlich, Melekestsev, 1972). Так, вспышки базальтового вулканизма (базальт-андезито-базальтовой ассоциации) приходится на нижний — средний плейстоцен и голоцен, а вспышка кислого вулканизма (дацитовой, андезитовой, андезит-липаритовой, базальт-дацитовой ассоциации) — на средний — верхний плейстоцен. При этом кислые вулканические породы (дациты, липариты) проявляются, как правило, в связи с кальдерными вулканами и крупными кольцевыми структурами. Добавим, что среди кислых вулкаников Камчатки дациты распространены гораздо более широко, чем липариты.

Неодинакова и роль различных по основности пород в каждом из известных вулканических поясов Камчатки. Так, по данным Н. В. Огородова и др. (1972), среди лав вулканического пояса Срединного хребта, за исключением его южной части, преобладают базальты и андезито-базальты (базальт-андезито-базальтовая ассоциация), тогда как в южной части пояса широко развиты дациты, липариты и кислые андезиты (дацитовая ассоциация). В пределах Центральной Камчатской депрессии наряду с преобладающими базальтами и андезито-базальтами (базальт-андезито-базальтовая ассоциация) широко распространены андезиты (вулканы Шивелуч, Безымянный, Удина и др.). В то же время дациты здесь редки, а липариты отсутствуют вовсе. Наиболее разнообразные типы пород проявляются в пределах вулканического пояса Восточной и Южной Камчатки, где отмечены все вышеупомянутые типы ассоциаций вулканических пород.

Петрографо-минералогический состав пород. В таблице 1 приведены средние количественно-минералогические составы четвертичных вулкаников Камчатки и относительная распространенность в них минералов-вкрапленников.

В породах отмечены следующие ассоциации вкрапленников. В липаритах: $Pl + Px$, $Pl + Amf + Px$, $Pl + Amf + Bi \pm Q$, $Pl + Bi \pm Q$; в дацитах и липарито-дацитах: $Pl + Px$ (очень редко Q), $Pl + Px + Amf \pm Q$, $Pl + Px + Amf + Bi \pm Q$, $Pl + Amf + Bi + Q$, $Pl + Bi + Q$; в андезито-дацитах и андезитах: $Pl + Px$, $Pl + Px + Amf \pm Q$, $Pl + OI + Px + Amf \pm Q$; в базальтах и андезито-базальтах: OI , $OI + Px$, $OI + Amf + Px \pm Bi \pm Pl$, $Pl + OI$, $Pl + OI + Px \pm Q$, $Pl + Px$.

В основных массах пород оливин, амфибол и биотит редки, зато плагиоклаз и пироксен обычны. В некоторых типах базальтов (мегаплагиофировых, см. ниже) и в хорошо раскристаллизованных дацитах и андезитах в периферийных зонах вкрапленников и микролитов по-

Таблица 1

Порода	К-во подсчетов	Вкрапленники							Основная масса
		оливин	пироксен	амфибол	биотит	руд. минерал	кварц	плагиоклаз	
Базальты и андезитобазальты	110	3,0	5,0	ед. з.	ед. з.	0,6	ед. з.	21,5	68,2
		73,6	97,3	0,9	0,9		1,8	97,0	
андезиты и андезитодациты	108	0,2	3,5	2,6	0,1	1,1	0,1	18,7	73,6
		15,7	94,4	47,1	2,8		7,4	100,0	
дациты и липаритодациты	29	—	2,2	1,5	0,6	0,9	0,5	15,4	78,9
			93,1	58,6	44,8		31,0	100,0	
липариты	41	—	0,6	0,7	0,6	0,5	0,4	10,8	87,0
			61,5	61,5	39		17,5	100,0	

Примечание. В числителе — содержание минерала, в знаменателе — относительная частота встречаемости минерала в породах (% образцов, в которых отмечены вкрапленники данного минерала).

является калиевый полевой шпат. Вместе с тем самостоятельные вкрапленники калиевого полевого шпата не встречены ни в одном образце, даже в самых кислых разновидностях пород, содержащих 70—75% SiO_2 и 3—4% K_2O .

По структурным признакам вулканы могут быть подразделены на афировые, серийнопорфировые, микофирровые и эвпорфировые. Наиболее распространены серийнопорфировые и минофирровые структуры пород. Особо интересны некоторые эвпорфировые породы, например, мегаплагиофирровые базальты и андезитобазальты, характеризующиеся присутствием в них крупных (до 1—3 см) выделений лабрадора (в Центральной Камчатской депрессии) и анортитсодержащие лавы с крупными вкрапленниками анортита на вулканах Восточной и Южной Камчатки. Порфировые выделения битовинит-анортита в породах вулканов присутствуют не только в базальтах, но и в более кислых породах, вплоть до липарито-дацитов.

Породы с вкрапленниками водосодержащих темноцветных минералов приурочены к определенным ареалам вулканизма. Они проявляются в существенно андезитовых ассоциациях Восточной Камчатки и Центральной Камчатской депрессии (вулканы Авача, Ааг, Арик, Дзензур, Бакенинг, Безымянный, Шивелуч) или дацитовых ассоциациях Среднего хребта и Южной Камчатки (вулканы Хангар, Ичинский, Дикий Гребень). С другой стороны, в средних и кислых породах базальт-дацитовых и дацитовых ассоциаций, связанных с формированием крупных кальдер на Восточной Камчатке (кальдеры Крашенинникова, Узон, Большого и Малого Семьячика, Карымского, Горелого, Ксудач) вкрапленники темноцветных минералов безводные. Базальты, содержащие во вкрапленниках амфибол и бурую слюду, отмечены на вулканах Харчинском, Шивелуче, Толбачике и др. (базальт-андезитобазальтовая и андезитовая ассоциации).

Показательна разница в составе включений интрузивных и метаморфических пород, ассоциирующих с двумя указанными группами вулканитов. Для вулканитов с вкрапленниками водосодержащих темноцветных минералов характерны включения амфиболитов, амфибол-полевошпатовых сланцев и гнейсов, амфиболовых габбро, пироксенитов,

перидотитов, оливинитов (породы андезитовой ассоциации), биотит-амфиболовых габброидов, гранитоидов и биотитовых гнейсов (породы дацитовой ассоциации). Для вулканитов с вкрапленниками безводных темноцветных минералов характерны включения дупироксеновых и оливиновых габбро, алливалитов, троктолитов, пироксеновых гранитоидов; ультраосновные включения здесь более редки, а метаморфические — практически отсутствуют. При этом троктолитовые и алливалитовые включения ($Ol-Rx-An$ и $Ol-An$) ассоциируют исключительно с анортитсодержащими лавами.

Петрохимические особенности.

Базальты. По особенностям состава минералов-вкрапленников среди четвертичных базальтов Камчатки могут быть выделены плагиобазальты (во вкрапленниках преобладает плагиоклаз) и меланократовые базальты (во вкрапленниках преобладают темноцветные минералы). По химическому составу эти группы базальтов отличаются содержанием Al_2O_3 (высоким в первой группе и низким во второй) и Mg (обратные соотношения).

В связи с высоким содержанием Al_2O_3 плагиобазальты могут быть отнесены к высокоглиноземистым разностям, однако внутри этой группы породы заметно различаются по щелочности, что дает основание для выделения разностей с низким, умеренным и высоким содержанием щелочей. При этом низкощелочные базальты характеризуются минимальными значениями K/Na отношения, а высокощелочные — максимальными. По содержанию и соотношению щелочей низкощелочные базальты близки к примитивным толеитам океана и внешних зон вулканических дуг, высокощелочные — к тефрито-базальтам, а базальты с умеренным содержанием щелочей — к высокоглиноземистым базальтам Х. Куно или насыщенным толеитам Г. С. Йодера и К. Э. Тилли.

В группе меланократовых базальтов резко преобладают разности, содержащие умеренное количество щелочей, нормативные OI и Hu и соответствующие оливиновым толеитам Г. С. Йодера и К. Э. Тилли. Однако здесь также имеются разности с высоким содержанием щелочей, отвечающие по химизму тефрито-базальтам и несущие вкрапленники амфибола и биотита.

Т. о. химические типы базальтов Камчатки достаточно разнообразны (табл. 2), однако относительная распространенность их далеко не одинакова. Наибольшим распространением пользуются плагиобазальты типа Ключевской сопки (высокоглиноземистые базальты с умеренным содержанием щелочей, анализ 3, табл. 2), низкощелочные глиноземистые базальты (в дальнейшем именуемые низкокальциевыми или анортит-содержащими разностями, по характерной особенности минерального состава, анализы 1, 2, табл. 2) встречены исключительно на Восточной и Южной Камчатке, где они отчетливо тяготеют к вулканам, занимающим наиболее близкое по отношению к океану положение. Высокоглиноземистые тефрито-базальты и андезито-базальты (т. наз. мегаплагиофирные базальты, анализ 4, табл. 2) пользуются широким распространением в пределах Центральной Камчатской депрессии, где они составляют около 35—40% объема всех четвертичных вулканитов. Аналогичный тип субщелочных базальтов проявляется в западной части вулканической зоны Среднего хребта (вулканы Большая и Малая Кетепана и др., см. Огородов и др., 1972). Оливиновые толеиты (анализы 5 и 6, табл. 2) встречаются в небольших количествах во всех вулканических зонах, а на отдельных участках, как например, в широтной полосе вулкан Анаун — вулкан Харчинский, является преобладающим типом пород.

Выделенные типы базальтов нередко проявляются совместно в пре-

Химические составы различных типов вулканических пород Камчатки

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-	H ₂ O+	Кол-во анализов для подсчета средн.
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
1	50,42	0,52	21,36	2,76	6,73	0,20	5,02	10,62	2,12	0,33	0,05	—	—	5
2	48,60	0,78	18,77	3,15	6,34	0,18	5,98	10,99	2,21	0,31	0,25	0,76	0,71	5
3	52,92	0,98	16,72	3,84	5,71	0,18	6,60	8,83	3,09	1,26	—	0,38	0,19	31
4	53,3	1,1	19,2	2,8	4,9	0,10	3,1	7,7	4,0	2,2	—	1,0	—	6
5	49,43	1,16	13,98	5,50	3,56	0,25	10,45	10,91	2,46	0,87	0,41	0,21	0,46	10
6	49,92	0,96	14,17	4,27	5,13	0,17	9,60	10,27	2,87	1,04	0,26	0,53	0,45	12
7	52,17	0,80	14,16	5,06	2,47	0,15	8,82	8,36	3,62	2,54	0,30	0,70	0,63	2
8	59,70	0,65	16,67	4,49	1,59	0,13	4,19	6,42	3,93	1,49	0,24	0,13	0,57	22
9	59,37	0,73	17,62	3,42	2,92	0,15	3,12	6,60	3,71	1,33	—	0,12	0,18	19
10	59,95	0,73	17,40	3,65	3,04	0,13	2,73	6,30	3,76	1,77	0,11	0,19	0,48	11
11	60,27	0,73	16,75	2,94	2,97	0,15	3,40	6,26	3,84	1,62	0,21	0,19	0,44	12
12	59,34	1,09	17,00	2,76	3,80	0,18	2,77	6,61	4,06	1,39	—	0,27	0,51	17
13	60,03	1,05	17,23	1,92	3,91	0,12	2,45	5,66	4,75	1,98	0,40	0,16	0,34	4(6)
	(59,93)								(4,70)	(1,98)				
14	59,37	1,16	17,52	1,34	6,29	0,18	1,59	4,05	4,50	3,60	—	0,25	0,20	2
15	59,50	0,75	18,61	3,02	2,36	0,15	3,13	6,69	3,74	1,59	0,08	0,41	0,11	2
16	58,48	0,80	17,24	3,05	4,88	0,17	3,02	6,92	4,69	0,70	—	0,09	0,15	1
17	59,15	0,75	16,33	2,95	5,53	0,13	2,98	6,44	4,15	0,96	0,09	0,09	0,40	4
18	58,38	0,70	16,29	3,34	4,31	0,21	3,42	6,75	3,88	1,49	0,23	0,19	0,33	3
19	58,92	0,70	19,09	3,93	2,33	0,18	2,64	7,28	3,74	0,67	—	0,20	0,54	4
20	64,81	0,51	18,11	2,26	1,94	0,12	1,09	5,12	4,13	1,42	—	0,19	0,20	4
21	64,29	0,62	16,45	3,30	1,67	0,15	2,10	5,03	3,80	1,77	—	0,47	0,92	2
22	65,52	0,56	16,53	3,97	1,10	0,14	1,23	3,76	4,54	2,50	0,26	0,16	0,30	5(15)
23	64,65	0,72	16,06	1,78	2,32	0,22	1,22	4,23	4,98	1,86	0,16	0,72	0,93	6
24	65,60	0,50	16,87	1,15	4,16	—	1,29	4,07	5,47	0,76	0,17	0,14	—	1
25	65,36	0,69	16,38	1,94	2,64	0,13	1,61	3,98	4,77	1,88	0,18	0,24	0,44	8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
26	70,53	0,46	14,65	0,82	0,86	0,12	0,22	2,39	5,16	3,03	0,11	0,12	1,19	4
27	71,70	0,52	13,94	0,89	1,39	0,14	0,70	2,33	4,55	2,57	0,21	0,20	0,66	7(24)
28	73,00	0,24	13,85	0,61	0,86	0,07	0,38	1,66	4,29	3,60	0,16	0,22	1,01	8(12)
29	72,85	0,26	14,35	1,09	0,80	0,08	0,53	1,45	4,77	3,50	—	0,18	0,79	5(14)

Примечание: 1—7 — базальты: 1 — анортитсодержащий базальт, в. Мутновский; 2 — анортитсодержащий базальт, докальдерная постройка в. Мал. Семячик; 3 — плагиобазальт, в. Ключевской; 4 — мегаплагиниофировый базальт, Ключевская группа вулканов; 5 — оливиновый толеит, Ключевской дол; 6 — оливиновый толеит, в. Харчинский; 7 — субщелочной базальт, в. Харчинский. 8—19 — андезиты: 8 — в. Шивелуч; 9 — в. Безымянный; 10 — в. Большая и Малая Удина; 11 — в. Дзензур; 12 — вулканы Карымской группы; 13 — в. Хангар; 14 — в. Лаучан; 15 — в. Плоская сопка; 16 — в. Кроноцкий; 17 — кальдера Ксудач; 18 — в. малый Семячик; 19 — в. Авачинский. 20—25 — дациты: 20 — в. Безымянный; 21 — в. Большая Удина; 22 — в. Хангар; 23 — кальдера Узон; 24 — кальдера Ксудач; 25 — вулканы Карымской группы. 26—28 — липариты: 26 — в. Дзензур; 27 — кальдера Узон; 28 — в. Купол; 29 — в. Хангар.

При подсчетах помимо собственных данных авторов использованы материалы книги «Петрохимия Курило-Камчатской вулканической провинции» (1966), а также данные Н. В. Огородова и др. (1972), А. Н. Сирина и К. М. Тимербаевой (1971), Э. Н. Эрлиха и Ф. Ш. Кутыева (1974).

делах одних и тех же вулканических построек. Так, на вулкане Малый Семячик низкокальциевые анортит-содержащие базальты сосуществуют с плагиобазальтами типа Ключевской сопки. На вулкане Харчинский, где преобладают оливиновые толеиты, встречены биотит-содержащие тефрито-базальты и плагиобазальты. Известны случаи последовательного извержения высокоглиноземистых плагиобазальтов типа Ключевской сопки и оливиновых толеитов (Сирин, Тимербаева, 1971), мегаплагиофировых и оливин-толеитовых базальтов. Наконец, в пределах Ключевского дола достаточно обычным является сонахождение плагиобазальтов типа Ключевской сопки, оливиновых толеитов и мегаплагиофировых базальтов. Следует добавить, что между всеми перечисленными разностями базальтов существуют переходные типы.

Андезиты. По содержанию щелочей и кальция среди камчатских андезитов могут быть выделены все разности от известковых андезитов островных дуг до щелочно-известковых андезитов внутриконтинентальных районов по А. Р. Мак-Берри (1972). При этом подавляющее большинство андезитов Камчатки занимает промежуточное положение между известковыми андезитами островных дуг и известково-щелочными андезитами окраин континентов (см. табл. 2). К разностям типа известковых андезитов могут быть отнесены андезиты некоторых вулканов, расположенных наиболее близко к океану (например, Авачинского, см. анализ 19 в табл. 2). Разности, приближающиеся к щелочно-известковым андезитам или прямо отвечающие им, встречены только в вулканической зоне Срединного хребта (см. анализы 13—14 в табл. 2, а также Огородов и др., 1972).

Существенные вариации наблюдаются не только в содержании щелочей, но и в соотношении их. Так, если для большинства камчатских андезитов величина отношения K_2O/Na_2O лежит в пределах от 0,3 до 0,5, то в андезитах Срединного хребта это отношение составляет от 0,40 до 1,0, а в андезитах близких к океану вулканов Восточной и Южной Камчатки (например, Авачинского, Кроноцкого, Ксудаца) — 0,15—0,25, хотя имеются и исключения (см. табл. 2). При этом андезиты Срединного хребта ассоциируют с подщелочными (за счет высокого содержания K_2O) базальтами (см. Огородов и др., 1972), а низкокальциевые андезиты Восточной и Южной Камчатки — с низкокальциевыми анортит-содержащими базальтами и андезито-базальтами, и сами нередко содержат во вкрапленниках анортит.

Андезиты вулкана Шивелуч отличаются от андезитов других вулканов повышенным содержанием темноцветных минералов во вкрапленниках и заметно более высокой магниальностью. Характерно, что аналогичные особенности составов установлены и для преобладающего типа базальтов на вулкане Шивелуч.

Приведенные примеры показывают, что, по крайней мере, в ряде случаев между базальтами и ассоциирующими с ними андезитами устанавливается определенная преемственность в химическом и минералогическом составе. С другой стороны, химический облик андезитов не обнаруживает прямой связи с типом ассоциаций вулканических пород, в которых они проявляются, и одинаковые по составу андезиты могут отмечаться на вулканах, принадлежащих к разным ассоциациям. Так, андезиты вулкана Плоский (базальт-андезито-базальтовая ассоциация) по содержанию и соотношению щелочей CaO , MgO , $FeO + Fe_2O_3$, SiO_2 практически не отличаются от таковых вулканов Дзензур, Безымянный, Большая и Малая Удина и др. (андезитовая и базальт-андезит-дацитовая ассоциация).

Изучение последовательно образованных пород во время извержения вулкана Безымянного с 1956 по 1965 гг. позволило установить смену роговообманковых андезитов начала извержения на двупироксено-

вые андезиты более поздних стадий (Богоявленская и др., 1971). При этом с течением времени происходит некоторое обогащение пород MgO .

Дациты и липариты. Ряд особенностей химизма, характерных для андезитов, проявляется и в более кислых разновидностях пород. Так, среди дацитов разности с наиболее высоким содержанием щелочей, низким — извести и высоким отношением K_2O/Na_2O характерны для вулканической зоны Срединного хребта (см. табл. 2). Весьма низким K_2O/Na_2O отношением отличаются дациты вулкана Ксудач, где, как уже указывалось, и андезиты и базальты также являются низкокальциевыми.

Так же, как и в андезитах, в дацитах и липаритах не наблюдается зависимости химизма пород от типа ассоциаций, в которых они проявляются. Так, весьма близки между собой дациты дацитовой ассоциации кальдеры Узон и андезитовых и базальт-дацитовых ассоциаций Карымской группы вулканов, липариты андезит-липаритовой ассоциации вулкана Купол и липариты дацитовой ассоциации кальдеры Хангар. В то же время дациты кальдеры Узон (дацитовая ассоциация), характеризующиеся наличием безводной ассоциации минералов-вкрапленников (двупироксеновые дациты), отличаются от биотит-пироксен-амфиболовых дацитов кальдеры Хангар (также дацитовая ассоциация) более низким содержанием K_2O и более высоким извести. Эти же отличия сохраняются и в липаритах названных вулканов.

В целом же дациты вулканов Центральной Камчатской депрессии в отличие от дацитов Срединного хребта характеризуются минимальным содержанием щелочей и максимальным извести, а дациты Восточной Камчатки занимают по этим параметрам промежуточное положение (см. табл. 2).

Среди липаритов по содержанию щелочей, извести и кремнезема выделяется две группы пород. Одна (пироксеновые и амфибол-пироксеновые липариты) отличается от другой (биотитовые липариты) большей известковостью, меньшей щелочностью и кремнеземистостью (см. табл. 2). При этом породы первой группы встречаются только на Восточной и Южной Камчатке, а второй, кроме того, — и на срединном хребте.

Причины многообразия вулканических пород

Перейдем к обсуждению причин многообразия пород рассмотренных ассоциаций, имея в виду, что состав исходной магмы той или иной ассоциации соответствует составу наиболее распространенных в ней пород (Кузнецов, 1964; Шейнманн, 1964).

Реальными факторами разнообразия пород могут быть:

1. Различная глубина генерации магматических расплавов и (или) неоднородность состава плавящегося субстрата.

2. Дифференциация исходных магм.

3. Гибридизм и смещение магм.

1. Лишь в отношении ассоциаций вулканических пород, в которых преобладают базальты, может быть сделан определенный вывод об их связи с магмами, генерирующимися в мантии. Прямые определения сейсмологическими методами глубин генерации базальтовых расплавов в верхней мантии дают величины от 35 до 80—120 км (Горшков, 1956; Федотов, Фарберов, 1966; Ермаков и др., 1971).

Среди выделенных петрохимических типов базальтов: плагиобазальтов типа Ключевской сопки, субщелочных, низкокальциевых и оливин-толеитовых базальтов, как уже отмечалось, преобладают плагиобазальты. Повсеместное распространение плагиобазальтов и их ассоциация с другими перечисленными типами базальтов в пределах конкретных вулканических построек дает основание рассматривать их в качестве родоначальной магмы, из которой остальные типы базальтов могут быть получены при дифференциации.

В то же время отмеченные выше особенности пространственного распределения низкокальцевых, субщелочных и оливин-толеитовых базальтов, а также особенности их эволюции в пределах отдельных тектонических блоков и отдельных вулканов могут указывать на самостоятельность указанных типов базальтов. В этом случае появление различных типов базальтовых магм может быть связано с различной глубиной выплавки их, либо с различным составом плавящегося мантийного субстрата.

Вопрос о соотношении и особенностях состава различных типов четвертичных базальтов Камчатки детально рассматривается в докладе Л. Л. Леоновой и др.*; представленном на совещание и поэтому здесь детально не рассматривается.

Основываясь на принятой гипотезе о соответствии состава исходного расплава для определенных ассоциаций пород составу их преобладающих разностей, следует предположить существование самостоятельных андезитовых и даже дацитовых расплавов для ассоциации, имеющих средний состав более кислый, чем андезито-базальт.

Результаты последних экспериментальных (Грин, Рингвуд, 1968; Mutsumoto, 1965; Kushiro и др., 1968; и др.) и геохимических (Тейлор, 1972) работ свидетельствуют о возможности выплавления магм среднего и даже кислого состава непосредственно из мантии или нижних частей коры. Прямым указанием на реальность этого процесса служит появление близких по составу андезитов в существенно андезитовых вулканах, расположенных на участках с разной мощностью земной коры (Горшков, 1967). Казалось бы в пользу подобной гипотезы «работают» и факты наследования андезитами существенно андезитовых ассоциаций региональных петрохимических особенностей существенно базальтовых ассоциаций, например, высокая магнезиальность андезитов вулкана Шивелуч, расположенного в зоне преимущественного распространения высокомагнезиальных оливин-толеитовых базальтов, или низкое содержание K_2O и низкое K_2O/Na_2O отношение в андезитах Авачинского вулкана, приуроченного к полосе развития низкокальцевых базальтов. Однако последнюю группу фактов, по-видимому, нельзя трактовать однозначно, поскольку она может быть связана и с латеральной неоднородностью коры (если андезиты — результат плавления пород коры), а некоторые указания на такую неоднородность имеются (см., например, Масуренков и др., 1969).

Более того, новые данные, появившиеся в результате последних петрологических и геофизических исследований на Камчатке, могут прямо указывать на «коровое» происхождение расплавов, исходных для самостоятельных ассоциаций средних и кислых пород. Так, в породах среднего — кислого состава обнаружено значительное количество ксенолитов (в том числе плавленых) — амфиболитов, амфиболитовых габбро, перидотитов — в андезитах, гранитоидов и гранито-гнейсов — в дацитах что может прямо указывать на развитие палингенеза на уровне соответствующих фаций регионального метаморфизма. Эти данные согласуются с геофизическими наблюдениями, свидетельствующими о наличии крупных магматических очагов на глубине 15—20 км под некоторыми вулканами с преимущественно средним или кислым составом пород (Зубин, 1971; Балеста и др., 1972). Относительно высокие значения теплового потока на Камчатке ($2,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см² сек.) показывают, что глубины выплавки сравнительно кислых расплавов могут составлять здесь около 20 км, а по мнению В. В. Аверьева (1966), в недрах

* Л. Л. Леонова, Э. И. Пополитов, О. Н. Вольнец, В. А. Ермаков, И. Т. Кирсанов. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм,

термоаномалий, обусловленных выходящим флюидом, и менее того — 6—7 км.

II. Появление различных ассоциаций вулканических пород, а также изменение составов пород в пределах выделенных ассоциаций может быть связано с процессами дифференциации исходных расплавов.

Среди вулканологов в настоящее время большой популярностью пользуются идеи о фракционной или кристаллизационной дифференциации. Последние успехи в области эксперимента, казалось, подводят под эти идеи надежную базу. Однако против универсального использования механизма кристаллизационной дифференциации имеются серьезные возражения. На это в свое время указывали Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1934) и Д. С. Белянкин (1958). По сути, все те возражения геологического характера, которые сформулированы в работе Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (отсутствие сопряженных дериватов, трудности в объяснении переходных типов между основными и кислыми членами, необходимость привлечения дополнительного механизма разделения твердой и жидкой фазы и т. д.) сохраняются и до настоящего времени.

Более того, ряд существенных возражений против признания за фракционной дифференциацией роли главного механизма, обеспечивающего все многообразие магматических пород, появился в последнее время при петрологическом изучении четвертичных эффузивов Камчатки, продуктов современных и недавних извержений камчатских вулканов, а также приповерхностных и гипабиссальных интрузий этого региона. Так, сравнительное изучение составов плагиоклазов в магматических породах разных фаций глубинности (эффузивах, приповерхностных, гипабиссальных и более глубинных интрузивах) показало, что кристаллизация подавляющего большинства вкрапленников плагиоклаза в четвертичных эффузивах Камчатки происходит на уровне, соответствующем глубине становления приповерхностных субвулканических интрузивных тел (Вольнец, Колосков, 1970, 1973).

Изучение продуктов последовательных извержений вулкана Безымянного 1956—1965 гг. выявило возрастание количества фенокристаллов в андезитовых лавах этого вулкана от 30—35% в 1956 г. до 65—70% в 1965 г. за счет кристаллизации вкрапленников второго поколения в канале вулкана (Богоявленская и др., 1971; Дубик, Вольнец, 1972). В базальтах Олимпийского прорыва вулкана Алайд (извержение 1972 г.) количество вкрапленников возрастает от 2—5% в лавах начальных фаз извержения до 25—35% — в конечных, причем увеличивается содержание и плагиоклаза, и темноцветных минералов (оливина и пироксена), и одновременно растут средние размеры вкрапленников (Авдейко, Хренов и др., 1974).

Сходны данные об увеличении количества вкрапленников (преимущественно плагиоклаза) в базальтовых лавах побочных прорывов Ключевского вулкана от начальных фаз извержения к конечным приводят Б. И. Пийп (1956), И. Т. Кирсанов и А. А. Важеевская (1971), Важеевская (1972). Во всех этих случаях установлена прямая корреляция между увеличением количества кристаллической фазы в лавах и характером эруптивной деятельности. Наблюдающееся при этом увеличение общего количества вкрапленников происходит за счет роста вкрапленников второй генерации (субфенокристаллов), образующихся *in situ*, в ходе извержения.

Таким образом, кажется, что, в силу высокого уровня кристаллизации вкрапленников гипотеза фракционной дифференциации не должна привлекаться для объяснения эволюции магматических расплавов на больших глубинах.

Попытаемся оценить роль этого процесса в условиях малых глубин, т. е. на уровне, соответствующем глубине промежуточных и перифери-

ческих очагов вулканов, используя в качестве модели таких очагов малоглубинные интрузивные проявления. Подобные интрузивные образования детально изучены на Камчатке (Вольнец и др. 1967, 1968; Колосков, 1969, 1970), а также в других районах (Устиев, 1969; Рудич, 1966, 1969, 1970 и др.). Напомним, что среди этих образований выделяется два типа. Один из них (наименее глубинные проявления) является составной частью вулканических комплексов и формируется одновременно с ними. Другой тип (относительно более глубинные проявления), хотя порой и близок по возрасту и особенностям вещественного состава к первому, но формируется вне связи с вулканогенными комплексами. В данном случае только первый тип рассматривается в качестве модели промежуточных и периферических очагов вулканов. Интрузивные тела первого типа сравнительно небольшие (на Камчатке площади выходов таких тел составляют от первых сотен квадратных метров до первых квадратных километров, реже — до 10—30 км²), они слабо дифференцированы, становление их сопровождается выносом большого количества тепла и флюидов. «Эффект фракционной дифференциации» в ходе становления таких тел выражается только в образовании маломощных жил аплитов, а в наиболее глубинных массивах этого типа в появлении мелких и «автоинтрузий» кислого состава. При этом, как показывают результаты петрологических работ, подобное фракционирование происходило уже после прекращения связи интрузивных камер с поверхностью. В период же заполнения камеры магматическим материалом содержание кристаллической фазы в расплавах не превышало 10—15% и в течение того времени, пока интрузивная камера «работала» как промежуточный очаг, не увеличивалось более, чем вдвое (эффузивные аналоги массивов содержат не более 20—30% вкрапленников, полностью идентифицируемых с соответствующими генерациями минералов интрузивных пород). В ходе становления малоглубинных интрузивных массивов ведущим механизмом дифференциации является эманационная дифференциация, а для более глубинных — еще и эффект взаимодействия с материалом вмещающих пород.

Таким образом, для процессов фракционирования в масштабах, необходимых для генерации самостоятельных магм, дающих ту или иную серию вулканических пород, не находится места. Однако это положение не отвергает возможности образования небольших объемов относительно кислых пород из более основных магматических расплавов за счет фракционирования. Вероятно, именно этот механизм привел к образованию вершинных экструзий роговообманковых андезитов на некоторых потухших вулканах базальт-андезито-базальтовой ассоциации (вулканы Камень, Острый Толбачик, Кроноцкий, Анаун и др.). Сходный генезис имеют, по-видимому, андезиты и дациты ряда базальт-дацитовых вулканов Восточной Камчатки (Желтовский, Ксудач и др.). Следует подчеркнуть, что в последнем случае в составе ассоциаций явно преобладают базальты и андезито-базальты, а объемы более кислых пород уменьшаются с увеличением содержания в них SiO₂. Характерно, что на всех подобных вулканах устанавливается наличие полнокристаллических включений типа алливалитов или троктолитов, которые могут рассматриваться как комплементарные кислым породам члены рядов дифференциации.

С фракционированием же, вероятно, связано образование небольших объемов оливиновых толеитов, тесно ассоциирующих с плагиобазальтами и существенными высокоглиноземистыми базальтами в некоторых ареальных вулканических центрах Ключевского дола (Сирин, Тимербаева, 1971; Ермаков, 1971).

Как отмечалось, исследования последних лет показали наличие корреляционных связей между изменениями состава продуктов вулка-

нической деятельности и состоянием вулкана — активностью стадий и газонасыщенностью лав (Кирсанов, Важеевская, 1971; Авдейко и др., 1974; Дубик, Вольнец, 1972). Установленное в целом для Ключевского вулкана толентовое направление дифференциации, выражающееся в обогащении ранних базальтов извержения железом, кремнеземом и в небольшой мере щелочами, по-видимому, связано с эманационной (пневматолитической) дифференциацией (Ермаков, 1970). Пневматолитическая дифференциация протекает в протяженных каналах магмы (вулканических каналах), открытых для газовой деятельности. При этом обогащенная железом и кремнеземом порция расплава занимает наиболее высокую часть вулканического канала. По-видимому, этот же процесс обуславливает некоторое обогащение кремнеземом и щелочами верхних зон экструзий и потоков кислых лав (Вольнец, 1973).

На более глубоких уровнях и при относительно закрытом вулканическом канале возможен и иной путь дифференциации магмы с участием летучих: преимущественное обогащение дифференциатов в верхах магматической камеры щелочами, приводящее к образованию тефрито-базальтов типа мегаплагиофировых базальтов. При дифференциации оливин-толеитовых базальтов образуются амфибол — или биотитсодержащие базальты, например, на вулкане Харчинском. Этот процесс, вероятно, сходен с тем, который приводит к образованию мегаплагиофировых лав.

С эманационной дифференциацией в относительно закрытой системе вулканического канала связывается также образование последовательно сменявшихся андезитов во время извержения вулкана Безымянного, начавшегося в 1955—1956 гг. (Ермаков, 1970; Дубик, Вольнец, 1972). Хотя происходящие при этом изменения химического состава пород незначительны, они в общем укладываются в закономерности, характерные для толеитового направления эволюции.

Таким образом, рассмотренные вариации химического состава пород, обусловленные дифференциацией магмы с участием летучих в общем контролируются не исходным (или не только исходным) составом магмы, а динамикой очага или канала магмы.

Поскольку дегазация магматических расплавов является непрерывным фактором, сопровождающим подъем их к поверхности, можно ожидать постоянного проявления эманационной дифференциации при вулканическом процессе. Однако, критически оценивая масштабы вариаций в составах пород, обусловленные эманационной дифференциацией, следует признать, что этот механизм вряд ли может обеспечить существование дифференцированных серий пород (типа базальт-дацитовой или андезит-липаритовой) или образование больших объемов кислых пород из базальтовых (или андезитовых) магм.

Кажется, что должны существовать какие-то другие механизмы разделения расплавов. На существование такого разделения может указывать, например, наличие «запрещенных» по SiO_2 интервалов для пород отдельных вулканов, наличие такситовых пород с резко различным составом полос, присутствие в лавах и игнимбритах резко различных по показателю преломления стекол и т. д.

Одним из возможных механизмов магматической дифференциации расплавов может быть ликвация.

Изучение стекол, сферолитов и сферолитоподобных образований в кислых лавах показывает реальную возможность разделения магматических жидкостей в ходе дифференциации (см. сборник «Петрографические критерии ликвации в кислых лавах» (1963)). Это же подтверждается и рядом экспериментальных исследований (см. сборник «Ликвационные явления в стеклах», 1969). Проявления ликвации в средних и кислых четвертичных и современных лавах Камчатки отмечены

Ю. М. Дубиком и И. А. Меняйловым (1969) и О. Н. Вольтцом (1973).

С позиций ликвационной гипотезы рассматривается и генезис некоторых типов гомеогенных включений (Ермаков, Колосков, 1969). При этом подчеркивается, что возникновение особого расплава в ореолах включений (ксенолитов) либо на месте самих гомеогенных включений связано с первичной неоднородностью насыщения магмы летучими и происходит сравнительно быстро, незадолго перед извержением магмы на поверхность.

Таким образом, механизм ликвационной дифференциации, по-видимому, имеет место в приповерхностных условиях и приводит в ряде случаев к возникновению полосчатых лав, а также лав, насыщенных гомеогенными образованиями.

III. Роль процессов гибридности и ассимиляции при образовании серий вулканических пород Камчатки в вулканологической литературе обычно не обсуждается. Изучение малоглубинных интрузивных массивов, которые можно рассматривать в качестве модели промежуточных очагов, показало наличие в краевых частях их разностей пород с типичными признаками «гибридных образований» (Вольтец и др., 1968). Кроме того, широкое развитие в породах ряда вулканов (Авача, Шивелуч, Хангар и др.) так называемых «плавленных ксенолитов», а также в различной степени переработанных ксенолитов габброидного состава, свидетельствуют, вероятно, о том, что процессы ассимиляции магмой пород коры в промежуточных очагах вулканизма могут иметь место.

Однако в приповерхностных (субэффузивных) интрузивных образованиях отмечается слабое изменение ксенолитов вмещающих пород. Не несут также контактовых изменений встречающиеся в лавах ксенолиты постройки вулкана. Следовательно, эффект ассимиляции в ходе вулканического процесса лимитируется глубиной.

Особенности вещественного состава некоторых вулканических пород можно объяснить смещением различных магматических расплавов. Наличие эвтакситовых лав и пемз с резко различным составом полос, а также с полосами промежуточного состава на многих вулканах Камчатки (Хангар, Шивелуч, Купол, Авача и др.) свидетельствует о реальности подобного процесса (Вольтец, 1970, 1973). Однако этот механизм трудно доказуем в случаях полной гомогенизации расплавов, в связи с чем оценить масштабы его проявления не представляется возможным.

Заклучение

Многообразие ассоциаций эффузивных пород Камчатки во многом определяется глубиной и условиями выплавки родоначальных магматических расплавов. При этом очаги выплавки магм для ассоциаций, в которых преобладают базальты, располагаются, по-видимому, в мантии, а для более кислых ассоциаций — в пределах коры или верхней мантии. Выяснение природы андезитовых (и дацитовых) магм составляет задачу будущих исследований. Отметим только, что при сегодняшнем уровне изученности материала кажется весьма вероятным самостоятельное сосуществование, по крайней мере, андезитовых магм. Наличие в разных по составу ассоциациях вулканических пород близкого петрографического и петрохимического облика, одни из которых являются дифференциатами родоначальных магм, а другие образуются вследствие прямого выплавления соответствующей магмы, свидетельствует о конвергентности признаков вулканических пород.

Изменение составов в пределах ассоциаций пород происходит главным образом за счет магматической дифференциации соответствующих расплавов в предкристаллизационную стадию. Подъем расплавов к поверхности Земли совершается при меняющейся термодинамической

обстановке и их дифференциация является естественной реакцией на это изменение. Главная роль в этом процессе, повидимому, принадлежит летучим, прежде всего щелочам и воде. В случае задержки магмы в промежуточном очаге, возможно участие процессов гибридизма.

Роль процессов кристаллизационной дифференциации начинает сказываться на малых глубинах, однако и здесь большая роль принадлежит эманационной дифференциации и ликвации.

Таким образом, информация, которую несет кристаллическая фаза эффузивных пород, имеет двоякий характер. С одной стороны, фиксируется уже определенный достигнутый уровень дифференцированности расплавов. С другой стороны, смена генераций минералов характеризует сравнительно небольшой этап эволюции расплава в приповерхностных условиях и в период становления конкретных геологических тел, отдельных лавовых потоков и экзтрузий.

ЛИТЕРАТУРА

- АВДЕЙКО Г. П., ХРЕНОВ А. П., ФЛЕРОВ Г. Б., ТОКАРЕВ П. И., ШИРОКОВ В. А., МЕНЯЙЛОВ И. А., ЧИРКОВ А. М., ВОЛЫНЕЦ О. Н., ДУБИК Ю. М., ВЕРГАСОВА Л. И., ПОНОМАРЕВ Г. П. Извержение вулкана Алаид в 1972 г. Бюлл. вулк. станций № 50, 1974.
- АВЕРЬЕВ В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. Сб. «Современный вулканизм». М., «Наука», 1966.
- АВЕРЬЕВ В. В., БОГОЯВЛЕНСКАЯ Г. Е., БРАЙЦЕВА О. А., ВАКИН Ё. А., ПИЛИПЕНКО Г. Ф. Вулканизм и гидротермы Узонско-Семьячинского гидротермального района на Камчатке. В сб. «Вулканизм и глубины Земли». М., «Наука», 1971.
- БАЛЕСТА С. Т., УТНАСИН В. К., АНОСОВ Г. И. Особенности глубинного строения Ключевой группы вулканов на Камчатке по данным ГСЗ. В сб. «Тектоника дна морей, океанов и островных дуг». Ю.-Сахалинск, 1972.
- БЕЛЯНКИН Д. С. Дифференциация магмы. Избр. труды, т. II, М., изд-во АН СССР, 1958.
- БОГОЯВЛЕНСКАЯ Г. Е., ДУБИК Ю. М., КИРСАНОВ И. Т. Кристаллизация андезитов в верхних частях вулканического канала. В сб. «Вулканизм и глубины Земли». М., «Наука», 1971.
- ВАЖЕЕВСКАЯ А. А. Базальты ареальных зон Камчатки. Автореф. дисс., представленной на соискание уч. степени канд. геол.-минерал. наук. Владк., 1972.
- ВОЛЫНЕЦ О. Н., КОЛОСКОВ А. В., ФЛЕРОВ Г. Б., ШИЛИН Н. Л., ДОЛГОВА Т. В. Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. Тр. Ин-та вулканолог. СО АН СССР, М., «Наука», 1967.
- ВОЛЫНЕЦ О. Н., КОЛОСКОВ А. В., ФЛЕРОВ Г. Б., ШИЛИН Н. Л. Формация габбро-гранодиоритов миоценового возраста. В сб. «Формации и фации верхнемел. и кайнозойск. магматич. образований Центр. Камчатки». М., «Наука», 1968.
- ВОЛЫНЕЦ О. Н. Зональность в четвертичных кислых экзтрузиях Налачевского района (Камчатка). В сб. «Магма малоглубинных камер». М., «Наука», 1970.
- ВОЛЫНЕЦ О. Н., КОЛОСКОВ А. В. Составы и структурные особенности плагиоклазов как показатель фашиальной принадлежности магматических образований. В сб. «Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока». Владк., 1970.
- ВОЛЫНЕЦ О. Н., КОЛОСКОВ А. В. О петрологических критериях фаций глубинности магматических образований. «Советская геология» № 5, 1973.
- ВОЛЫНЕЦ О. Н. О неоднородности составов пород в потоках и экзтрузиях кислых лав. В сб. «Кислый вулканизм», Новосибирск, «Наука», 1973.
- ГОРШКОВ Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. ДАН СССР, 1956, т. 106, № 4.
- ГОРШКОВ Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., изд-во «Наука», 1967.
- ГРИН Т. Х., РИНГВУД А. Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. В кн. «Петрология верхней мантии», М., «Мир», 1968.
- ДУБИК Ю. М., МЕНЯЙЛОВ И. А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного. В сб. «Вулканы и изверж.», М., 1969.
- ДУБИК Ю. М., ВОЛЫНЕЦ О. Н. Влияние характера эруптивного процесса на кристаллизацию плагиоклаза. Бюлл. вулк. ст., 1972, вып. 48.
- ЕРМАКОВ В. А., КОЛОСКОВ А. В. О генезисе некоторых типов гомеогенных включений в экзтрузивных андезитах. В кн. «Ксенолиты и гомеогенные включения». М., «Наука», 1969.
- ЕРМАКОВ В. А. Ключевская группа вулканов. Геологическое строение и петрогенезис. Автореф. канд. дисс., Петр.-Камч., 1970.

- ЕРМАКОВ В. А. Мегаплагниофировые лавы Камчатки — вероятный аналог анортзитовых пород. Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 10.
- ЕРМАКОВ В. А., ФИРСТОВ П. П., ШИРОКОВ В. А., Петрогенезис Ключевской группы вулканов. В сб.: «Вулканизм и глубины Земли». М., «Наука».
- ЗУБИН М. И. Глубинное строение кальдер Камчатки (по геофизическим данным). Автореф. дисс. на соиск. ученой степени канд. геол.-мин. наук. Петр.-Камчатский, 1971.
- ПОДЕР Г., ТИЛЛИ К. Происхождение базальтовых магм. «Мир», М., 1965.
- КИРСАНОВ И. Т., ВАЖЕЕВСКАЯ А. А. Динамика извержений побочных кратеров и некоторые вопросы петрологии продуктов. В сб. «Вулканизм и глубины Земли». М., «Наука», 1971.
- КОЛОСКОВ А. В. Некоторые геологические аспекты проблемы «вулканов над интрузиями». Сб. «Вулканизм, гидротермы и глубины Земли». Матер. к III Всес. вулкан. совещ. Петр.-Камч., 1969.
- КОЛОСКОВ А. В., ФЛЕРОВ Г. Б. Механизм образования и особенности состава гипабиссального массива гранитоидов (Камчатка). В сб. «Магма малоглубинных камер». Изд-во «Наука», М., 1970.
- КУЗНЕЦОВ Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГ Ф. Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути ее разрешения. М., изд-во АН СССР, 1934.
- Ликвационные явления в стеклах. Сб. статей, Л., 1969.
- МАК-БЕРНИ А. Р. Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов. В кн. «Земная кора и верхняя мантия». «Мир», М., 1972.
- МАСУРЕНКОВ Ю. П., КОЛОСКОВ А. В., ЕРМАКОВ В. А. Меланократовые включения в современных вулканитах Камчатки и геохимическая неоднородность областей генерации расплавов. В сб. «Ксенолиты и гомеоген. включения», М., «Наука», 1969.
- ОГОРОДОВ Н. В., КОЖЕМЯКА Н. Н., ВАЖЕЕВСКАЯ А. А., ОГОРОДОВА А. С. Вулканы и четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки. М., «Наука», 1972.
- Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. Труды ИГЕМ, вып. 90, 1963.
- ПИИП Б. И. Ключевская группа вулканов и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Тр. Лаб. вулк. АН СССР, вып. 11, 1956.
- РУДИЧ К. Н. Вулкано-плутонические формации цепи Черского. Изд-во «Наука», М., 1966.
- РУДИЧ К. Н. К классификации субвулканических тел. Сб. «Вулканизм, гидротермы и глубины Земли». Матер. к III Всес. вулкан. совещ. Петроп.-Камч., 1969.
- РУДИЧ К. Н. О типах и условиях становления субвулканических тел. В кн. «Магма малоглубинных камер». М., «Наука», 1970.
- СВЯТЛОВСКИЙ А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., «Наука», 1967.
- СИРИН А. Н., ТИМЕРБАЕВА К. М. О двух типах базальтов и составе исходной магмы вулканов Ключевской группы на Камчатке. В сб. «Вулканизм и глубины Земли». М., «Наука», 1971.
- ТЕПЛОС С. Геохимия андезитов. В сб. «Распространенность элементов в земной коре». М., «Мир», 1972.
- УСТИЕВ Е. К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулкано-плутонических формаций. Сб. «Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносности». Изд-во «Наука», 1969.
- ФЕДОТОВ С. А., ФАРБЕРОВ А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге и верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. В сб. «Вулканизм и глубинное строение Земли». М., «Наука», 1966.
- ШЕЙНМАН Ю. М. О некоторых связях между типами магм и тектоникой Сов. геол. № 2, 1964.
- Э. Н. ЭРЛИХ (ред.) Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., «Наука», 1966.
- ERLITH E. N., MEL'KESTSEV I. V. Quaternary acid volcanism of Kamchatka. Modern Geology, v. 3, No. 4, 1972, p. 183—193.
- KUSHIRO I., YODER H. S., ISHIKAWA M. Effect of water on the melting of enstatite. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 79, No. 2, 1968.
- MATSUMOTO T. Some aspects of the formation of primary granitic magmas in the upper mantle. The Upper Mantle Symposium, New Delhi, Copenhagen, 1965.

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ (В СВЕТЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ)

В проблеме происхождения базальтовых магм решен и стал очевидным факт того, что источником базальтовых магм является вещество верхней мантии. Достоверно известно так же, что плотность пород верхней мантии выше плотности пород земной коры и переход к породам мантии по данным геофизических исследований характеризуется заметным скачком в их плотности. Однако до настоящего времени представления о химическом и минеральном составе пород мантии основываются на косвенных указаниях. Вместе с тем, при решении вопросов происхождения базальтовых магм знание химического и минерального состава вещества мантии является решающим условием.

Петрологические представления о составе вещества мантии, базируются на изучении ксенолитов, вынесенных на поверхность земли в результате тех или иных эксплозивных процессов, не исключают возможность существования в верхней мантии широкого ряда пород от основного до ультраосновного состава. Однако методом исключения, с учетом плотностных свойств верхней мантии, диктуемых геофизическим зондированием и исходя из петрохимических особенностей, ряд пород, который мог бы представлять породы мантии и в то же время являться источником базальтового магматизма, значительно ограничивается. Исключению подлежат породы, не способные выделить при своем полном или частичном плавлении расплавы базальтов. Такие породы Боуэн называл «пустыми остатками», образующиеся при кристаллизационной дифференциации расплавов или выплавлении. Прежде всего к породам подобного типа относятся одноминеральные или практически одноминеральные породы такие как дуниты и анортозиты, а среди двух- и трехминеральных — перидотиты, гарцбургиты, верлиты и трактолиты. К этим же породам, по-видимому, следует отнести двухминеральные гранат-омфацитовые эклогиты. Таким образом, рассмотрение только с позиций петрохимических особенностей пород, показывает, что вещество верхней мантии может быть представлено только двумя типами: трехминеральными и более **кварцсодержащими эклогитами, которые** являются аналогами базальтов, и **гранатовыми перидотитами, являющимися** аналогами лерцолитов. В этой паре пород следует отдать предпочтение гранатовым перидотитам, т. к. кварцсодержащие эклогиты, являясь аналогами базальтовых составов, по-видимому, могут быть только продуктами метаморфизма базальтов или габбро, ранее вылавившихся из вещества мантии.

Петрохимическое заключение, ограничивающее состав мантии только двумя типами пород, может быть подвергнуто дальнейшему

анализу с целью конкретизации этого заключения. Одним из возможных методов анализа является экспериментальное моделирование процессов плавления и кристаллизации в условиях высоких давлений. Суть этих исследований сводится к реконструкции магматического процесса с момента его зарождения до излияния или внедрения. Последние позволяют приблизиться к познанию истинного источника базальтового вещества и к установлению состава мантии. С этой целью обратимся к результатам исследования процессов плавления и кристаллизации трех главных типов базальтов в условиях высоких давлений и температур. Экспериментальному исследованию были подвергнуты составы кварцевого, оливнинового и высокоглиноземистого толеитов

Таблица 1

Химический и нормативный состав толеитовых базальтов

Оксиды %	Кварцевый толеит (Камчатка)	Оливниновый толеит (Индий- ский океан)	Высокоглино- земистый толеит (С. Урал)
SiO ₂	52,05	49,58	48,41
TiO ₂	0,82	1,71	0,23
Al ₂ O ₃	15,16	14,62	19,56
Fe ₂ O ₃	4,48	3,03	1,35
FeO	5,16	7,80	4,36
MnO	0,10	0,16	0,41
MgO	9,49	7,34	8,19
CaO	9,29	11,32	15,42
Na ₂ O	2,46	3,19	1,36
K ₂ O	0,89	0,18	0,00
P ₂ O ₅	0,13	0,04	0,00
H ₂ O ⁻	0,03	0,34	0,18
H ₂ O ⁺	0,06	0,26	0,53
Сумма	100,12	99,57	100,00
Q	1,92	—	—
Or	5,56	1,11	—
Ab	20,97	27,66	11,33
An	27,54	25,15	47,03
Di	14,97	25,04	22,92
Hu	21,04	7,10	12,04
Oi	—	5,89	0,60
Plm	1,52	3,19	4,05
Mt	6,48	4,40	2,03
Нормативный OI	—	FO ₈₀	FO ₈₀
Нормативный Pl	An ₅₇	Ap ₄₇	Ap ₅₁

(Khitarov A. O., 1970; Хитаров и др., 1971—1973). Химический и нормативный состав этих базальтов показан в таблице 1.

Магматические образования, отвечающие по составу кварцевым, оливниновым и высокоглиноземистым толеитам, широко распространены в океанических и континентальных провинциях. Кварцевый толеит, занимая по своему составу промежуточное положение между нормальными толеитами и эффузивами андезитовой серии, является связующим звеном в магматическом процессе базальт — андезит.

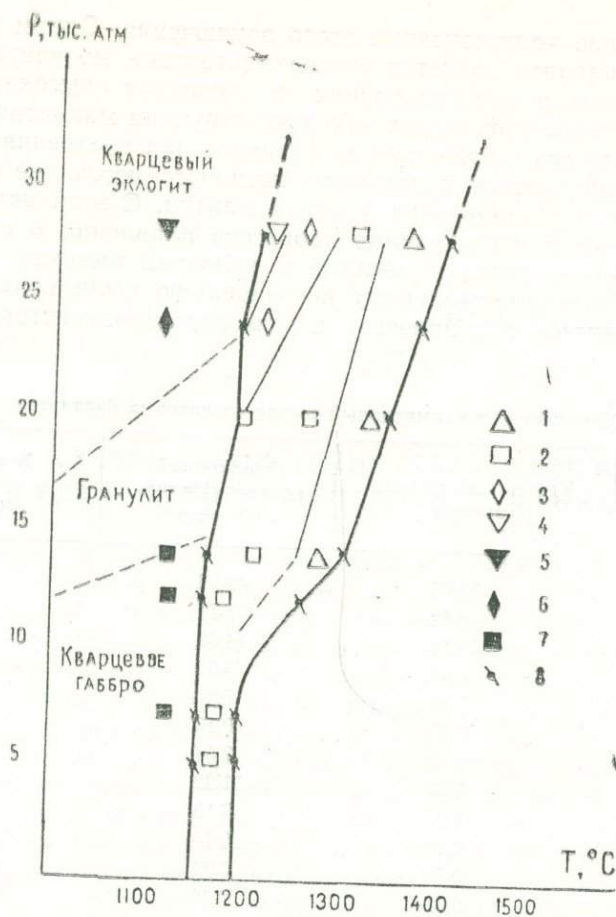


Рис. 1. P — T диаграмма ликвидус-солидусной области кварцевого толеита

Пунктир в субсолидусной области — границы твердофазовых превращений по данным работы (14). 1 — пироксенитовая ассоциация минералов с расплавом, 2 — габброидная с расплавом, 3 — гранулитовая с расплавом, 4 — эклогитовая с расплавом, 5 — эклогит, 6 — гранулит, 7 — кварцевое габбро, 8 — точки P — T ликвидуса и солидуса

Оливиновые толеиты представляют основную массу океанических базальтов, характеризующихся постоянством химического состава. Приведенный анализ оливинового толеита близок к тому, что дается для средних составов океанических оливиновых толеитов.

Высокоглиноземистые толеиты, широко распространенные в океанических областях как эффузивы, на континентах представлены в основном как интрузивные образования. Значительные различия в содержании основных химических элементов и практически полное отсутствие такого элемента как калия, говорит о том, что генезис этих пород прежде всего связан с одним из первых этапов дифференциации магматических расплавов.

Кварцевый толеит

На рис. 1 показана фигура строения ликвидус-солидусной области и область субсолидусного состояния кварцевого толеита. На рисунке показаны минеральные ассоциации в ликвидус-солидусной области, на-

ходящиеся в равновесии с расплавом, и минеральные ассоциации, образующиеся в области твердофазовых превращений. На рис. 1. видно, что температурный интервал плавления кварцевого толента при давлении до 10—12 тыс. атм. не превышает 45—50°. Это обстоятельство позволяет полагать, что в этой узкой температурной области в результате практически одновременной кристаллизации минеральных фаз, возможность кристаллизационной дифференциации исключается до глубин порядка 30—36 км. Вероятность и степень дифференциации будет возрастать с повышением давления, т. е. с расширением температурного интервала ликвидус-солидусной области при давлениях выше 10—12 тыс. атм. Исследования показали, что при давлениях выше 10—12 тыс. атм. до давлений 28 тыс. атм. в равновесии с расплавом находятся двухпироксеновая (пироксеновая) и габброидная ассоциации минералов, а при давлении выше 20 тыс. атм. в равновесии с расплавом находятся также гранулитовая и двухминеральная эклогитовая ассоциации минералов.

Как показали расчеты, в случае протекания процессов кристаллизационной дифференциации при давлениях выше 10—12 тыс. атм. или на глубинах более 30—36 км при отделении 18,5% пироксена, состоящего из Срх с глиноземом, гиперстена и магнетита, химический состав остатка, который представляет расплав существенно не изменяется, продолжая относиться к кварцевому толенту с несколько более высоким содержанием кремнезема. То же самое следует при вычитании около 30% габброидной ассоциации минералов. Остаток в виде расплава продолжает относиться к кварцевому толенту. Отделение же 57% твердого осадка в виде гранулитовой ассоциации минералов, состоящей из пироксена, граната, плагиоклаза и магнетита, приводит к образованию расплава, соответствующего андезиту, а отделение 73% эклогитового осадка, состоящего из граната и пироксена, омфацитового ряда приводит к образованию расплава, соответствующего кислым гранитным магмам. См. таблицу 2.

Обсуждая вопрос об отделении того или иного количества кристаллического осадка в областях сосуществования пироксенитовой, габброидной, гранулитовой и эклогитовой ассоциации минералов с расплавом

Таблица 2

Химический состав расплавов после удаления твердых дифференциатов

Оксиды	Состав исходного кварцевого толента	Состав расплава (L ₁) после удаления 18,5% пироксенита	Состав расплава (L ₂) после удаления 30% габбро	Состав расплава (L ₃) после удаления 57% гранулита	Состав расплава (L ₄) после удаления 73,2% эклогита
SiO ₂	52,05	55,12	54,15	62,28	73,6
TiO ₂	0,82	1,01	1,16	1,91	—
Al ₂ O ₃	15,16	16,22	15,71	13,05	11,24
Fe ₂ O ₃	4,48	2,70	3,11	—	1,50
FeO	5,16	3,32	3,82	3,73	0,75
MnO	0,10	0,12	0,14	0,23	—
MgO	9,49	8,73	8,92	5,24	1,68
CaO	9,29	8,66	9,98	8,62	4,49
Na ₂ O	2,46	3,02	1,74	2,87	3,37
K ₂ O	0,89	1,09	1,26	2,07	3,37
Сумма:	99,9	99,99	99,99	100,00	100,00

Примечание: В расчете не учтено и не показано в исходном составе присутствие 0,09% H₂O и 0,13% P₂O₅.

следует отметить одно очень важное обстоятельство. Оно заключается в том, что проведенный расчет по отделению того или иного количества кристаллического осадка, также как и подобные расчеты в исследованиях других авторов, являются качественными, т. к. мы не знаем, какое количество этого осадка будет находиться в равновесии с расплавом в тех или иных статических конкретных $P-T$ условиях. Выполненный расчет основан только на одном реальном представлении, а именно на том, что чем ближе к солидусу, т. е. чем ниже температура в ликвидус-солидусной области, тем выше количество твердой фазы относительно жидкой. Применительно к динамическим условиям в ликвидус-солидусной области такие расчеты вообще не имеют смысла. Таким образом, проводимые петрохимические пересчеты могут отразить только тенденцию в изменении расплава по мере отделения того или иного количества осадка с учетом минерального состава кристаллических фаз. Тенденция же такова, что отделение уже первых фаз ведет к обогащению расплава кремнеземом, что может способствовать его постепенному переходу из состояния кварцевого толенита в андезит, а затем в кислый гранитный расплав с увеличением количества и изменением качества кристаллического осадка.

В субсолидусной области ассоциация кварцевого габбро с повышением давления превращается сначала в гранулитовую, а затем в кварц-эклогитовую ассоциацию минералов. Превращение в гранулитовую ассоциацию минералов протекает через образование граната из аортитовой составляющей плагиоклаза и ортопироксена. Превращение в эклогитовую ассоциацию связано с образованием омфацита из альбитовой составляющей плагиоклаза, которая разлагается на жадеит и кварц, и присоединение жадеита к клинопироксену. В таблице 3

Таблица 3

Нормативные минеральные фазы состава кварцевого толенита при твердофазовых превращениях

Фазы	Кварцевое габбро	Гранулит	Кварцевый эклогит
Q	1,92	7,75	12,55
Or	5,56	5,56	5,56
Ab	20,97	20,97	—
An	27,54	—	—
Jd	—	—	—
Di	—	—	—
Hu	14,97	15,49	16,70
Gross.	21,04	—	15,49
Pyr.	—	—	—
Alm	—	12,16	12,16
Mt	—	24,18	24,18
Plp	—	5,97	5,97
Pln	6,48	6,48	6,48
Вес %	1,52	1,52	1,52
Плагиоклаз	—	—	—
Плотность	100,12	100,80	100,70
г/см ³	A_{157} 3,068	— 3,321	— 3,458

показан нормативный минеральный расчет установленных ассоциаций и их плотность, которая равна 3,068 г/см³ у кварцевого габбро, 3,321 г/см³ у гранулита и 3,458 г/см³ у кварцевого эклогита. Таким образом, значительная разница в плотности наблюдается только при переходе от кварцевого габбро к гранулиту и достигает около 0,25 г/см³,

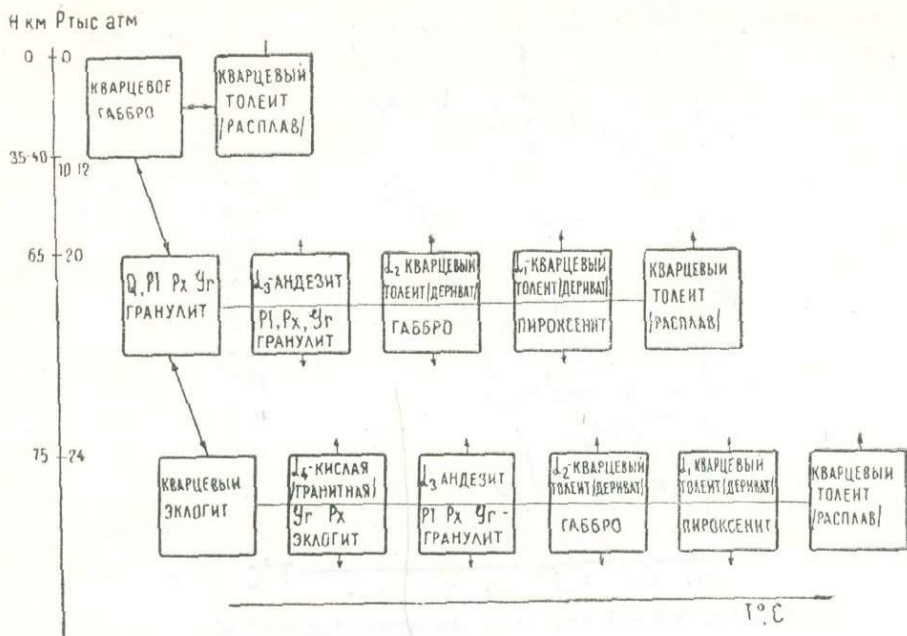


Рис. 2. Схема твердофазовых превращений и возможной магматической дифференциации кварцевого толеита на больших и малых глубинах

в то время как переход от гранулита к кварцевому экалогиту характеризуется изменением в плотности только на $0,13 \text{ г/см}^3$. Если учесть постепенность усложнения и увеличения в количестве гранатов и пироксена с повышением давления, то следует признать, что резкий скачок в плотностях при переходе от одной минеральной ассоциации к другой не будет иметь место и не будет обнаружен геофизическими методами. Схема эволюции расплава кварцевого толеита показана на рис. 2.

Оливиновый толеит

На рис. 3. показана фигура строения ликвидус-солидусной области и области субсолидусного состояния оливинового толеита. На рисунке также показаны минеральные ассоциации в ликвидус-солидусной области, находящиеся в равновесии с расплавом и минеральные ассоциации, образующиеся в области твердофазовых превращений.

Как показали результаты исследования в области давлений до 20 тыс. атм. в равновесии с расплавом образуется и находится пироксенит-верлитовая ассоциация минералов. При условии удаления из расплава в процессе кристаллизационной дифференциации клинопироксена или клинопироксена и оливина (верлитовый парагенезис) остаточный расплав будет обогащаться полевошпатовой составляющей, образуя расплав, соответствующий по химическому и минеральному составу габбро-сиенитовым аналогам. В качестве примера проведен расчет по удалению из состава оливинового толеита диопсид-оливиновой или верлитовой ассоциации минералов с некоторым количеством рудного компонента — всего около 34%. Химический состав остатка после удаления верлитовой ассоциации показан в таблице 4. Общая сумма щелочей в полученном таким образом габбро-сиените возрастает до 5 и более %. Возрастание количества щелочей в этом процессе будет находиться в прямой зависимости от количества отделяющегося диопсидового или верлитового осадков. Вероятность разделения состава

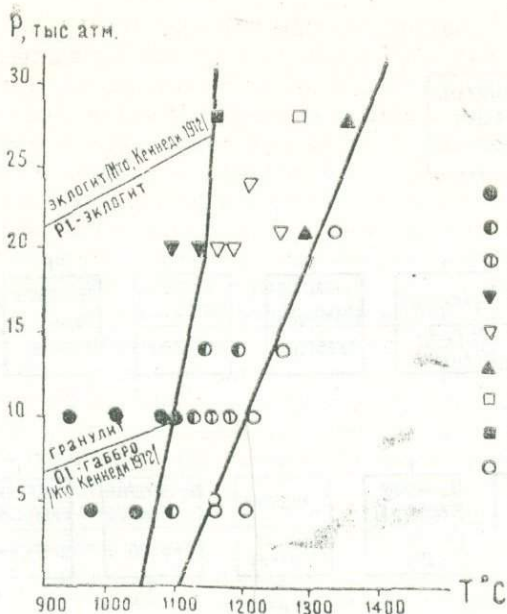


Рис. 3. P — T диаграмма ликвидус-солидусной области оливинового толеита.

1 — оливиновое габбро, 2 — габброидная ассоциация минералов с расплавом, 3 — верлитовая с расплавом, 4 — гранат-пироксеновый гранулит, 5 — гранулитовая с расплавом, 6 — лерцолитовая с расплавом, 7 — эклогитовая с расплавом, 8 — эклогит, 9 — расплав

оливинового толеита на пироксенит или верлит и габбро-сиенитовый расплав будет возрастать с повышением давления, где температурный интервал, определяющий положение границ ликвидуса и солидуса, увеличивается, рис. 3.

При давлениях выше 20 тыс. атм непосредственно к границе с ликвидусом примыкает поле устойчивости лерцолитовой минеральной ассоциации с расплавом. Первой кристаллической фазой на ликвидусе является корунд/шпинель, к которой при незначительном снижении температуры присоединяется кристаллизация пироксена и оливина. Отделение лерцолитовой ассоциации минералов в процессе кристаллизационной дифференциации приведет к обогащению оставшегося расплава кремнеземом. Остаточный расплав, после удаления аккумулятов лерцолита может соответствовать насыщенному и даже пересыщенному кремнеземом остатку, соответствующего деривату толеитовой магмы. Степень пересыщения кремнеземом будет зависеть от количества отделяющегося аккумулятора лерцолита. В таблице 4 показан химический состав остатка после удаления твердого осадка лерцолита, состоящего из 2,14% корунда, 5,02% клинопироксена, 1,66% гиперстена и 1,82% оливина.

Снижение температуры приводит к преобразованию лерцолитовой ассоциации минералов в гранулитовую, которая представлена гранатом, клино- и ортопироксеном и плагиоклазом. Количество жидкой фазы, находящейся в равновесии с гранулитовой ассоциацией, меньше чем с лерцолитовой. Проведенный расчет по удалению в процессе кристаллизационной дифференциации около 72% гранулитовой ассоциации минералов от общей массы минерального состава, также как и в случае удаления лерцолитовой ассоциации минералов не приводит к радикальному изменению типа магматического расплава. Он как и в

Химический состав расплавов после удаления твердых дифференциатов

Оксиды	Состав исходного оливинового толеита	Состав расплава после удаления 31% верлита	Состав расплава после удаления 11% лерцолита	Состав расплава после удаления 70% гранулита	Состав расплава после удаления 78% эклогита
SiO ₂	49,58	52,75	51,27	54,28	70,46
TiO ₂	1,71	1,88	1,93	0,60	0,97
Al ₂ O ₃	14,62	22,88	14,13	13,12	11,18
Fe ₂ O ₃	3,03	2,50	3,43	1,79	2,92
FeO	7,80	3,68	8,19	4,92	4,13
MnO	0,16	—	—	—	—
MgO	7,34	3,21	6,50	8,65	2,67
CaO	11,32	7,83	10,74	12,97	3,16
Na ₂ O	3,19	4,99	3,61	3,13	3,64
K ₂ O	0,18	0,28	0,20	0,54	0,87
Сумма	98,93	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание: Химический состав расплава пересчитан на 100% после удаления твердого дифференциата. В расчете не принимали участие присутствующие в исходном составе вода и P₂O₅. Последние показаны в химических составах таблицы 1.

случае удаления лерцолитовой ассоциации будет соответствовать дебриту толеитовой магмы. См. таблицу 4.

В области устойчивости эклогитовой ассоциации минералов, состоящей из граната и пироксена омфацитового ряда, кристаллизация на границе солидуса завершается образованием кварца. Как показано в таблице 4, удаление около 78% минералов эклогитовой ассоциации приводит к образованию расплава, относящегося к кислому. В этой области возможно также образование магм и среднего состава при условии удаления меньшего количества кристаллического осадка эклогитового состава.

В субсолидусной области имеют место превращения и образование трех минеральных ассоциаций: исходное оливиновое габбро с повышением давления превращается в гранат-пироксеновый гранулит, а при давлениях выше 20 тыс. атм. образуется кварцосодержащий эклогит. В таблице 5 показан нормативный расчет установленных минеральных ассоциаций, а также рассчитана их плотность. Плотность оливинового габбро равная 3,071 г/см³ достигает величины 3,209 г/см³ у гранулита, т. е. увеличивается менее чем на 0,15 г/см³. Плотность кварцевого эклогита достигает 3,49 г/см³, т. е. на 0,282 г/см³ больше, чем у гранат-пироксенового гранулита. Следует отметить, что расчет плотности той или иной минеральной ассоциации дает хорошую сходимость с величинами ее прямого измерения. Как это показано в работе Ито и Кеннеди (6), расхождение прямых определений плотностей с расчетными составляет 3%. Схема эволюции состава оливинового толеита в процессе кристаллизационной дифференциации показана на рис. 4. Проведенный эксперимент с составом оливинового толеита позволил установить также признаки явления разделения расплава оливинового толеита на две жидкости в области полного плавления. Разделение расплава на две жидкости проявляется в двух формах: в форме ликвации и диффузионного разделения.

Эффекту ликвации предшествует эффект диффузионного разделения с образованием различно окрашенных участков стекол — от черного до светлых тонов. При этом температурный интервал существования зоны диффузионного разделения и ликвации вместе взятых не превышает 100° при давлении 10 тыс. атм. и, по-видимому, имеет тенденцию

Нормативные минеральные фазы оливинового толеита при твердофазовых превращениях

Фазы	Оливиновое габбро	Гранат-пироксеновый гранулит	Кварцевый экаогит
Q	—	—	9,13
Or	1,11	1,11	1,11
Ab	27,66	27,66	—
An	25,15	13,63	—
Id	—	—	21,02
Di	25,04	24,12	21,01
Hu	7,10	7,23	—
Oi	5,89	—	—
Gross	—	6,30	16,66
Pyr.	—	5,24	14,91
Alm	—	6,47	7,47
Plm	3,19	3,19	3,19
Mt	4,40	4,40	4,40
Нормативный Oi	F _{O80}	—	—
Нормативный Pl	Or ₂ Ab ₅₁ An ₄₇	Or ₂ Ab ₆₅ An ₃₃	—
Плотность, г/см ³	3,071	3,209	3,491

изменяться с изменением давления. На рис. 5 показана диаграмма плавления оливинового толеита с полями диффузионного расслоения и ликвации. Показатель преломления стекол в области диффузионного разделения изменяется от 1,555 у стекол светлых тонов до 1,564 у тем-

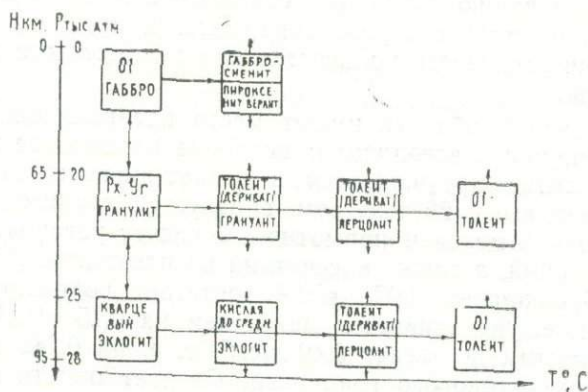


Рис. 4. Схема твердофазовых превращений и возможной магматической дифференциации оливинового толеита на больших и малых глубинах.

Стрелки вниз показывают характер твердых дифференциатов, стрелки вверх — характер жидкого дифференциата.

ных и 1,579 у черных, показатель преломления исходного гомогенного стекла — 1,570. Проведенный химический анализ стекол показал, что по мере осветления стекла увеличивается его кислотность. При нормативном дефиците кремнезема в исходном оливиновом толеите на 2,5% в наиболее осветленных участках стекол, полученных в результате проведенного эксперимента, содержится его избыток до 12%. В зонах, менее осветленных, избыток кремнезема меньше (таблица 6). В наиболее темной части, определяемой черным цветом, увеличивается основность

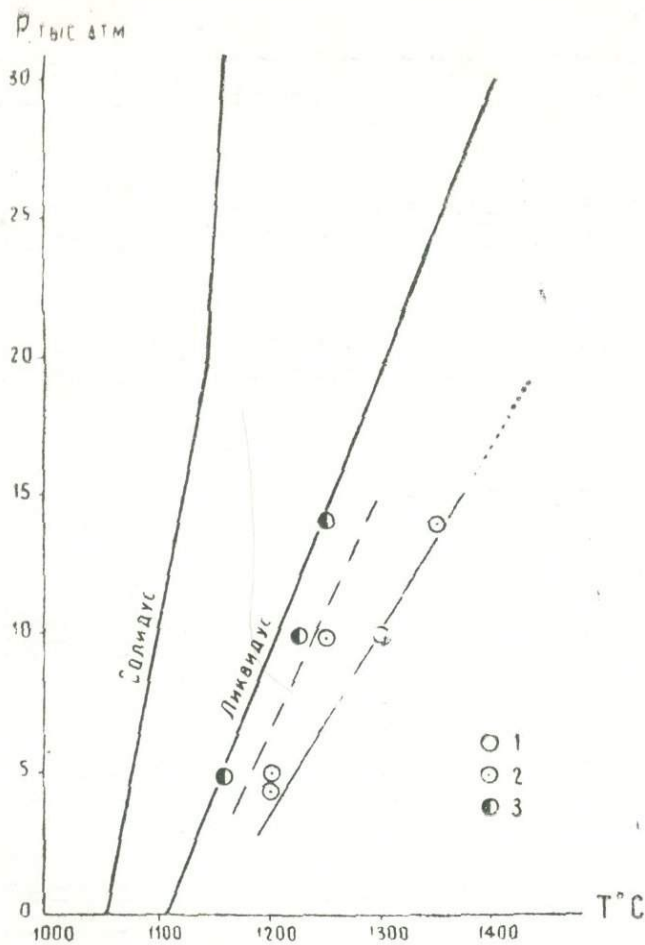


Рис. 5. P — T диаграмма области ликвации в оливиновом толеите.

Сплошные линии — границы ликвидуса и солидуса оливинового толеита по данным работы (4). Пунктир — граница между зоной диффузионного разделения и зоной ликвации. Тонкая сплошная линия и точки — граница между зоной ликвации и гомогенного состояния. 1 — гомогенное стекло, 2 — стекла в зоне ликвации, 3 — стекла в зоне диффузионного расслоения.

стекла, чему свидетельствует увеличение оливиновой составляющей от 6,27% в исходном толеите до 8,68—10,15% в стекле черного цвета. Таблица 6. Диаграмма рис. 6, построенная по данным нормативного расчета составов стекол, приведенных в таблице 6, демонстрирует взаимоотношение минеральных составляющих в зоне диффузионного разделения по мере изменения состава стекол. Из диаграммы видно, что снижение в системе количества свободного кремнезема приводит к увеличению плагиоклаза. При этом состав плагиоклаза практически не изменяется, находясь в пределах номеров Ab_{47} — Ab_{55} . Следует, однако, отметить, что самые высокие номера плагиоклаза (Ab_{55}) связаны с наиболее основными составами стекол. Вместе с убыванием свободного кремнезема и увеличением количества плагиоклаза наблюдается также сначала незначительное возрастание пироксеновой составляющей стекла, но затем резкое ее убывание. В то же время вместе с возрастанием, основности стекол увеличивается в нем количество ильменитовой составляющей.

Оксиды	Исходный базальт	Область диффузионного разделения						Область ликвации			
		Светлое		Темное		Черное		Белое	Темное		Черное
		52—3	52—1	33—2	52—2	33—1	52—4		61—1	59—2	
SiO ₂	49,58	55,8	55,7	52,8	53,4	50,5	49,5	59,2	53,2	53,8	47,2
TiO ₂	1,71	1,18	1,50	1,70	1,72	1,42	2,37	1,11	1,22	1,67	1,44
Al ₂ O ₃	14,62	16,6	18,3	14,5	16,4	16,9	20,3	27,8	17,6	16,5	19,3
Fe ₂ O ₃	3,03	6,90	5,42	9,40	6,54	7,85	4,85	1,02	6,95	5,50	6,48
FeO	7,80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,16	0,13	0,13	0,16	0,14	0,15	0,19	0,08	—	—	—
MgO	7,34	8,58	9,45	10,4	10,8	11,2	8,50	6,85	0,14	0,16	0,12
CaO	11,32	5,30	4,90	5,70	5,75	6,45	7,65	2,32	5,80	7,10	6,15
Na ₂ O	3,19	2,48	2,68	2,77	3,20	3,14	3,60	0,23	1,95	2,66	3,86
K ₂ O	0,18	0,20	0,27	0,20	0,23	0,25	0,32	0,07	0,10	0,16	0,15
P ₂ O ₅	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма:	99,57	97,17	98,35	97,63	98,18	97,86	97,28	98,68	99,26	97,95	98,2
Q	—	12,13	11,17	3,18	1,80	—	—	42,64	12,01	4,38	—
Or	1,11	1,11	1,67	1,11	1,11	1,67	1,67	0,55	0,55	1,11	1,11
Ab	27,26	20,97	23,07	23,59	27,26	29,74	30,41	1,67	8,39	23,93	32,51
An	24,75	26,42	24,20	26,42	28,37	31,15	37,83	11,40	28,65	32,54	30,59
Di	25,10	—	—	1,62	—	0,70	—	—	—	2,32	—
En	3,11	18,77	18,97	25,50	26,4	15,11	10,34	17,06	25,29	24,29	5,82
Fs	3,69	9,50	6,73	12,65	8,31	8,84	2,9	—	9,63	6,10	5,14
Mg-Чермак	—	5,26	9,10	—	1,01	—	0,4	—	10,72	—	—
Fo	4,64	—	—	—	—	8,72	7,46	—	—	—	18,43
Fa	1,63	—	—	—	—	1,43	1,22	—	—	—	2,85
Ilm	3,19	2,28	2,88	3,19	3,19	2,73	4,55	1,97	2,28	3,17	2,73
Mt	4,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,13
Sp	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cor	—	—	—	—	—	—	—	23,24	—	—	—
Сумма:	98,88	96,44	97,79	97,26	97,45	97,09	96,78	98,53	97,52	97,84	101,31

Примечание. При нормативном пересчете окисное железо, определенное микроанализатором, переводилось в закисное.

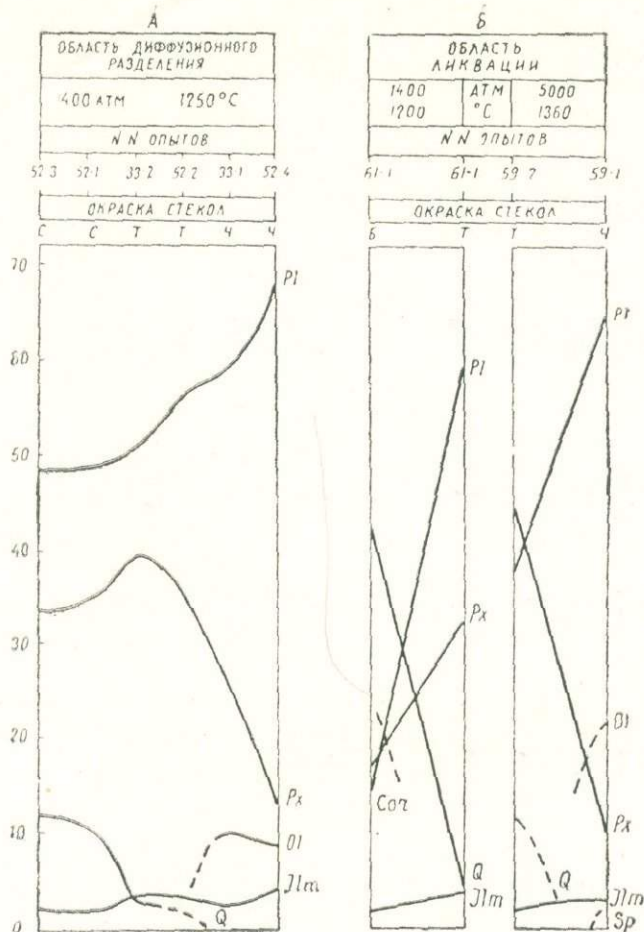


Рис. 6. Диаграммы изменения соотношений нормативных фазовых составляющих в стеклах при переходе от кислых к щелочным составам.
 а — в зоне диффузионного разделения, б — в зоне ликвации.
 с — светлое стекло, т — темное, ч — черное.

Таким образом, уже в зоне диффузионного разделения отмечается постепенное формирование двух прямопротивоположных по кислотности жидкостей. Расчитанный нормативный состав черного стекла (образец 52—4 в таблице 6) показывает, что он может быть отнесен к базальту щелочного типа. Согласно Полдерварту (1964) порода может характеризоваться как щелочной оливиновый базальт с нормативным гиперстенем, если величина $Ab - 2E_{\text{H}_2\text{O}} - 1,5F_{\text{H}_2\text{O}} > 0$. В данном случае это условие выполняется.

В области ликвации наблюдается две формы нахождения двух разных по составу жидкостей в равновесии между собой либо в форме включений одной жидкости в другую либо в форме расслоенных жидкостей. В первом отмеченном случае включения имеют плоскую круглую форму, концентрируясь в основной своей массе у поверхностного слоя образца. Однако встречаются отдельные включения и в удаленных от поверхности слоях. Во втором случае наблюдается образование тонкого слоя в торцевой части образца. В обоих случаях стекло имеет белый цвет и является прозрачным. Показатель преломления 1,537. Создается впечатление, что формирующиеся в зоне диффузионного разделения осветленное стекло в глубоких слоях образца

постепенно на каком-то этапе трансформируется в капли жидкости, которые вначале устремляются к поверхностным слоям образца, а затем скапливаются в его торцовых частях. Стекло основной массы имеет черный с темно-зеленым оттенком цвет и п. п. 1.567. Кроме белых прозрачных включений в стекле основной массы встречаются также черные непрозрачные включения круглой формы, явно обогащенные существенно мафическими компонентами. Присутствуют они в незначительном количестве. Химическому изучению подвергнуты не были. При значительном увеличении хорошо видно, что включения черного цвета представлены кристаллами закалочной дендритной кристаллизации рудного компонента в силикатном стекле. Однако нет оснований не считать, что каплеобразная жидкость, обогащенная мафическими компонентами, существует как самостоятельная фаза до момента закалки. По данным Е. Редера и Р. В. Вейблена (8), включения черного цвета в базальтах Луны с признаками аналогичной ликвации содержат до 36,5% FeO, до 12,5% CaO и от 3,3 до 6,4% Al₂O₃. Если и обнаруженные нами черные включения, обогащенные мафическими компонентами, содержат такие же количества указанных компонентов, то этим фактом можно объяснить пониженные содержания железа и кальция и высокие содержания алюминия в темных и светлых стеклах в области диффузионного разделения и ликвации.

Выполненный химический анализ стекол и расчет их нормативного минерального состава показал, что условный фазовый состав стекол имеет ту же тенденцию изменяться в количественном отношении при переходе от стекол с белой окраской к темно-зеленой, что и в зоне диффузионного разделения, но здесь она выражена более резко. На рис. 6 показано изменение соотношения минеральных нормативных фаз в стеклах при переходе от белых прозрачных включений к стеклу темно-зеленого облика. Химический состав стекол основной массы не включает состав включений, обогащенных мафическими компонентами, которые образовались в процессе закалки.

Но так как количество этих включений не велико, то это обстоятельство позволяет без особых искажений общей картины установить общую тенденцию в изменении соотношений нормативных составляющих с изменением общей кислотности стекол. Падение количества свободного кремнезема в стеклах сопровождается увеличением количества плагиоклаза в обоих плагиоклазовых составляющих. Количество пироксена вначале резко возрастает, а затем падает с увеличением основности стекла.

Снижение количества пироксеновой составляющей сопровождается появлением оливинной, шпинелевой составляющих и увеличением ильменитовой. Из нормативного состава стекла 59—1, приведенного в таблице 6, следует, что согласно уравнению $Ab-2En_{Cu}-1,5Fs_{Cu} > 0$ этот состав может быть отнесен к базальту щелочного оливинного типа. Этот факт находит также



Рис. 7. Диаграмма зависимости суммарного содержания щелочей от содержания кремнезема для базальтовых составов. 1 — исходный оливинный толеит, 2 — базальт из зоны диффузионного разделения (образец 52—4), 3 — базальт из зоны ликвации (образец 59—1).

свое подтверждение при нанесении составов исходного оливинного толеита и основных составов из зоны ликвации и диффузионного разделения на диаграмму зависимости суммарного содержания щелочей от

содержания кремнезема для базальтовых составов по данным Г. А. Макдональда и Т. Кацеры (9). Рис. 7.

Рассмотрение нормативного состава стекол зоны ликвации показывает, что этот процесс приводит к значительному пересыщению кремнеземом одной части расплава и к его дефициту в другой. В результате этого процесса образуется два контрастных по кислотности расплава, в одном из которых наблюдается дефицит кремнезема до 8—10%, а в других — его избыток до 42% (табл. 6).

Высокоглиноземистый толеит

На рис. 8 показана фигура строения ликвидус-солидусной области и области субсолидусного состояния высокоглиноземистого толеита. На рисунке также показаны минеральные ассоциации в ликвидус-соли-

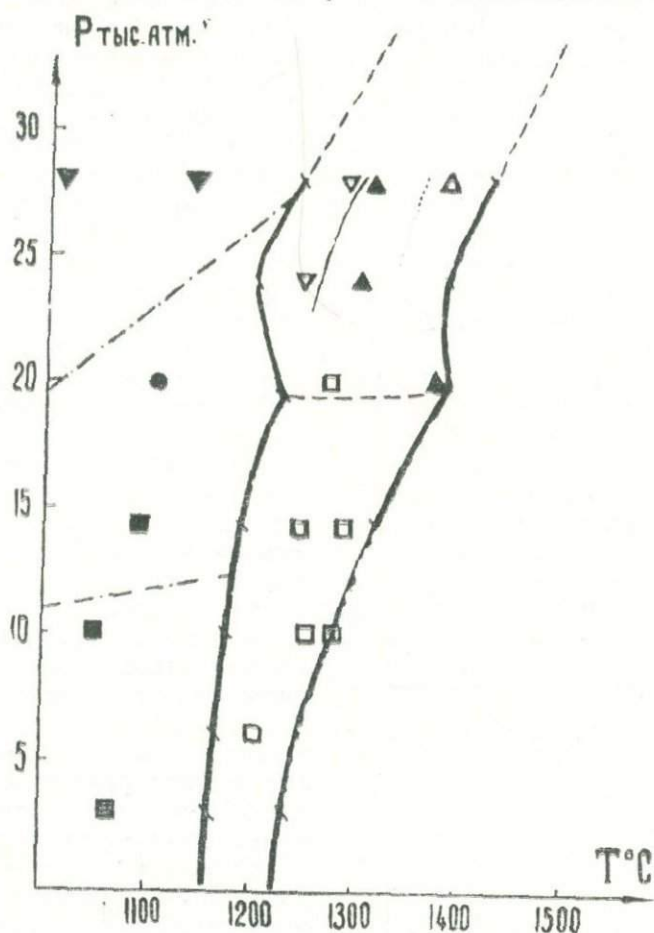


Рис. 8. P—T диаграмма ликвидус-солидусной области высокоглиноземистого оливинового толеита. Пунктир с точкой — границы твердофазовых превращений по данным работы (14). Светлые треугольники — лерцолитовая ассоциация минералов с расплавом, темные треугольники — пироксенитовая с расплавом, светлые треугольники вершиной вниз — эклогитовая с расплавом, светлые квадраты — анортзитовая с расплавом, темные треугольники вершиной вниз — кварц-кианитовый эклогит, кружки — омфацитовое габбро, темные квадраты — высокоглиноземистое оливиновое габбро.

дусной области, находящиеся в равновесии с расплавом, и минеральные ассоциации, образующиеся в области твердофазовых превращений.

Как показали результаты исследования, в области давлений до

20 тыс. атм первым на ликвидусе кристаллизуется плагиоклаз. Образование оливина и пироксена завершает процесс кристаллизации в этой области. При отделении 25 вес % нормативного плагиоклаза расчет показывает, что остаток отвечает обычному оливиновому толенту (оливиновое габбро), в котором содержится нормальное для данного типа пород количество плагиоклаза, пироксенов и оливина. Отделение плагиоклаза соответствует образованию анортозита, в котором помимо плагиоклаза может присутствовать незначительное количество пироксена (от нескольких % до 100% плагиоклаза), что имеет место в природных анортозитах.

При давлениях от 20 до 28 тыс. атм первая отделяющаяся на ликвидусе фаза корунд — шпинель. Отделение только этой фазы даже в незначительных количествах приведет к обогащению расплава кремнеземом и образованию нормальных насыщенных кремнеземом толентов. Однако самостоятельное температурное поле устойчивости этой фазы, из которой она могла бы отделяться, по-видимому, не велико и при незначительном снижении температуры совместно с корундом начинается кристаллизация пироксена и оливина, образуя лерцолитовую ассоциацию минералов. Эта ассоциация является недосыщенной кремнеземом, что, естественно, приводит к обогащению расплава кремнеземом. Состав расплава будет сдвигаться в сторону габбро-анортозитового.

Дальнейшее снижение температуры ведет к преобразованию лерцолитовой ассоциации минералов в пироксенитовую (вебстеритовую). Пироксен в этой ассоциации в значительной степени обогащен алюминием, что приводит к дальнейшему обогащению расплава кремнеземом от габбро-анортозитового до средних андезитовых составов. В области существования аклогитовой ассоциации минералов расплав будет изменяться от средних до кислого состава вблизи границы солидуса. Расчет эволюции магматических расплавов с отделением того или иного количества шпинели, пироксенита и эклогита показан в таблице 7.

В субсолидусной области нами отмечено образование трех минеральных ассоциаций, которые сменяют одна другую с повышением давления. Минеральная ассоциация исходной породы Spx, Orx, Ol, Pl при 20 тыс. атм преобразуется в ассоциацию $Om1, Orx, An$, образуя породу типа омфацитового габбро. Преобразование в омфацитовое габбро происходит через реакции превращения альбитовой составляющей плагиоклаза в жадейт и кварц и присоединения жадейта к клинопироксену. Кварц присоединяется к оливину, образуя ортопироксен. При давлениях выше 20 тыс. атм. субсолидусная область представлена кварц-кианитовым эклогитом: омфацит, гранат, кианит, кварц. Образование последних трех минералов происходит за счет разложения анортита, однако следует отметить, что процесс образования граната более сложный и в его образовании принимают участие другие минералы, такие, например, как Orx . Последний при давлениях выше 20 тыс. атм не обнаруживается. Проведенный расчет плотностей, установленных минеральных ассоциаций в субсолидусной области показал, что резкий скачок в плотностях наступает при переходе от омфацитового габбро к кварц-кианитовому эклогиту и достигает $0,4 \text{ г/см}^3$. Схема эволюции высокоглиноземистого толента показана на рис. 9 и таблице 8.

Эволюция базальтовых магм и их источник в мантии

Приведенные выше экспериментальные данные показывают, что при давлении более 20 тыс. атм или на глубинах более 60—65 км ни кварцевый толент, ни высокоглиноземистый толент и оливиновый толент не способны дифференцироваться с образованием или переходом одних базальтовых магм толентовой серии в другие толентовые маг-

Таблица 7

Нормативные минералы при разделении на твердую и жидкую фазы
высокоглиноземистого базальта

Фазы	Исходное габбро	Дифференциация на глубинах до 70—80 км		Дифференциация на глубинах более 50—65 км					
		твердая фаза—анортосит.	жидкая фаза—оливиновый толеит	твердая фаза — корунд-шпинель	жидкая фаза — толеит	твердая фаза — пироксенит	жидкая фаза — габбро-анортосит	твердая фаза — эклогит	жидкая фаза — андезит
Q	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ab	11,53	4,19	10,05	—	—	—	—	—	11,71
An	47,28	20,86	35,60	—	11,95	—	12,58	—	15,73
Di	23,39	—	31,66	—	40,92	—	45,89	—	46,73
Ca-Чермак	—	—	—	—	31,15	4,45	23,36	—	19,20
Mg-Чермак	—	—	—	—	—	2,18	—	—	—
Omf	—	—	—	—	—	2,02	—	—	—
Hu	10,17	—	13,64	—	—	—	—	15,59	—
Oi	4,40	—	5,86	—	12,79	—	15,66	—	—
Gross	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pyr	—	—	—	—	—	—	—	27,02	—
Alm	—	—	—	—	—	—	—	13,70	—
Cor	—	—	—	—	—	—	—	6,47	—
Mt	2,08	—	2,55	2,9	—	—	—	—	—
Ilm	0,46	—	0,61	—	2,70	—	2,08	—	5,32
Вес%	99,31	25,05	99,97	2,9	0,47	—	0,48	—	1,21
Плагиоклаз	Ап ₈₁	Ап ₈₃	Ап ₇₈	—	Ап ₇₇	8,65	100,05	62,78	99,9
						—	Ап ₇₈	—	Ап ₇₅

Примечание: Жидкая фаза пересчитана на 100% после вычитания вес. % твердой фазы из исходного состава образца.

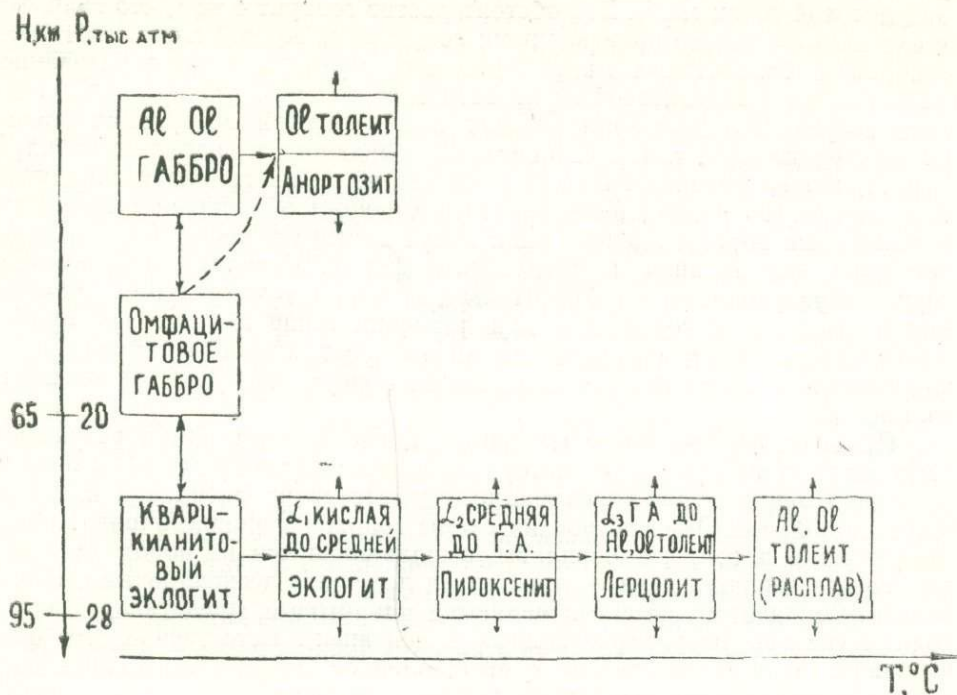


Рис. 9. Схема твердофазовых превращений и возможной магматической дифференциации высокоглиноземистого состава на больших и малых глубинах. Al, Ol — высокоглиноземистый оливиновый, Ol — оливиновый, Г. А. — габбро-анортзитовая.

Таблица 8

Нормативные минеральные фазы высокоглиноземистого состава при твердофазовых превращениях

Фазы	Высокоглиноземистое оливиновое габбро	Амфицтовое габбро	Кварц-кианитовый эклогит
Q	—	0,96	8,17
Ab	11,53	—	—
An	47,28	47,28	—
Di	23,39	—	—
Omf	—	38,47	27,65
Hu	10,17	10,17	—
Ol	4,40	—	—
Ky	—	—	8,10
Gross	—	—	27,02
Pyr	—	—	16,93
Alm	—	—	8,95
Mt	2,08	2,08	2,08
Ilm	0,46	0,46	0,46
Бес. %	99,31	99,42	99,36
Плагиоклаз	Ап ₉₁	Ап ₁₀₀	—
Плотность г/см ³	2,967	3,059	3,491

мы. Исключение могут составить дериваты толеитовых магм, образование которых может проявиться как при процессе выплавления из твердых исходных образований, так и в ходе кристаллизации из состояния полного плавления. Единственный процесс, который может вести к образованию магм иного типа — это процесс образований кислой и

андезитовой серии магм. Это обстоятельство говорит о том, что граниты могут быть не только производными веществами земной коры, но и производными базальтовых магм. Интересно отметить, что образование магм кислой и андезитовой серии возможно только в условиях стабильного сосуществования гранулитовой и эклогитовой ассоциации минералов с расплавом, т. е. в условиях, примыкающих к границе с солидусом. Наиболее высокая вязкость расплава вблизи с границей солидуса, т. е. низкая его подвижность является хорошим объяснением того, что изверженные породы кислого ряда могут достигать поверхности в земной коре, как правило, в интрузивной форме. Расплавы андезитовой серии, образующиеся на относительно большем температурном удалении от границы с солидусом, при давлении выше 24 тыс. атм будут иметь более низкую вязкость, чем кислые расплавы, будут более подвижными и, естественно, легче достигать поверхности Земли в жидком состоянии.

Приведенные экспериментальные данные в сочетании с результатами, полученными другими авторами, позволяют наметить общую схему выплавления и дифференциации магматических расплавов на глубинах до 100 км. При построении схемы заложена вполне оправданная предпосылка о том, что расплавы, выплавляющиеся из пород мантии, по мере их эволюции будут становиться все более легкоплавкими. Наиболее тугоплавкими магмами являются пикритовые, представляя переходные составы от ультраосновных к основным. Естественно, что образование этих магм связано с выплавлением из ультраосновных пород типа гранатового перидотита. Согласно экспериментальным данным К. Ито и Дж. К. Кеннеди (10), пикриты могут выплавляться из гранатовых перидотитов мантии при давлении более 20 кбар.

На рис. 10 представлена схема эволюции магматических расплавов исходя из гранат-перидотитового состава мантии.

Выплавляющиеся из гранатового перидотита расплавы на глубинах 80—90 км должны иметь пикритовый состав. Твердый остаток после выплавления — перидотит. Следует сразу же оговориться, что указанные глубины носят чисто условное значение, т. к. в орогенических активных зонах, где проявляются сжатия и возникновение сверхдавлений, глубины зарождения первых магматических расплавов не будут соответствовать тем глубинам, которые определяются давлением литостатической нагрузки. Поэтому, если образование пикритовых магм происходит на незначительных глубинах, но в условиях значительных сжатий они могут достичь поверхности Земли при благоприятных условиях. Если же накопление пикритового расплава будет происходить в статически постоянной обстановке, то возможно разделение пикритовых магм с образованием высокоглиноземистого толеита и дунита (гарцбургита) в качестве твердого остатка. Отделение высокоглиноземистых толеитовых магм из расплава пикрита обосновано ранее Г. С. Иодером и Т. Э. Тилли (11). Высокоглиноземистый базальт, также как и пикритовый, при благоприятных условиях может подниматься к поверхности не дифференцируясь. Однако не всегда такая возможность существует, и подъем недифференцированного расплава может быть остановлен на любой из глубин. На глубинах более 60—85 км при охлаждении высокоглиноземистого толеита, согласно приведенной схеме эволюции этого типа базальта на рис. 9, после отделения лерцолитовой или пироксенитовой ассоциации минералов возможно образование габбро-анортозитовых магм. При значительном охлаждении расплава на этих глубинах должен отделяться эклогит, а состав магм будет колебаться от андезитового до кислого состава. На глубинах менее 60—65 км или при давлениях ниже 20 тыс. атм. возможно разделение высокоглиноземистого состава на оливинный толеит и твердый оста-

ток в виде анортозита. Сужение ликвидус-солидусной области высокоглиноземистого толеита с понижением давления снижает возможность пространственного удаления оливин-толеитовых магм от твердого анортозитового остатка и на глубинах примерно до 30 км или при давлениях до 10 тыс. атм должна образовываться тесная ассоциация габброидных пород и анортозитов со всеми переходными разностями. При давлениях выше 10 тыс. атм или на глубинах более 30 до 60—65 км вероятность пространственного удаления жидкого оливинового толеита от твердого анортозита должна возрастать и в определенных условиях оливин-толеитовая магма должна устремиться к поверхности без видимой связи с анортозитовыми, габбро-анортозитовыми телами. При движении к поверхности оливин-толеитовая магма может быть затронута процессами окисления, что автоматически превращает ее в толеитовые и кварц-толеитовые составы. Механизм такого превращения неоднократно обсуждался в литературе и имеет достаточно оснований для существования. Оливиновые толеиты, накапливаясь в промежуточных резервуарах на глубинах менее 60—65 км, пройдут последующий этап кристаллизационной дифференциации. Как показали экспериментальные исследования, процессы кристаллизационной дифференциации на этих глубинах могут привести к образованию только магм габбро-сиенитового состава с отделением твердого осадка в виде пироксенитовой или верлитовой ассоциации минералов. К габбро-сиенитовым составам можно, по-видимому, относиться, как к дериватам оливин-толеитовых магм, в значительной степени обогащенным полевошпатовой составляющей.

Экспериментальные исследования в области полного ликвидуса оливинового толеита при давлении до 14 тыс. атм или до глубин в 40—45 км продемонстрировали возможность разделения расплавов этого состава на две жидкости с образованием магм от щелочного до ультракислых составов.

Таким образом, схема эволюции базальтовых расплавов, показанная на рис. 10, демонстрирует две генетические линии образования магм. С одной стороны это преобразование высокоглиноземистого толеита в оливиновый толеит и преобразование оливинового толеита в щелочной оливиновый базальт. С другой стороны установлено преобразование высокоглиноземистого толеита в магмы среднего и кислого состава. Развитие первой генетической линии связано с продвижением магматического расплава к поверхности Земли или с падением давления в магматическом очаге, в то время как развитие второй генетической линии происходит в результате снижения температуры.

Широкое распространение в природе толеитовых составов, относящихся к высокоглиноземистым, оливиновым и нормальным толеитовым базальтам и относительно незначительная распространенность дериватных образований этих составов указывает на то, что магнеобразование и накопление базальтовых расплавов происходит в достаточно стабильных условиях давлений и температур. Смена основных магм через дериваты на среднего, андезитового, состава, а в некоторых случаях смена основных на андезитовые, а затем на кислые должно свидетельствовать о затухании вулканической деятельности данного района или по крайней мере о завершении очередного его цикла. Это заключение следует из рассмотрения и обсуждения схем эволюции базальтовых составов (Рис. 2, 4, 9). Тесная ассоциация магм высокоглиноземистых и оливиновых толеитов с щелочными базальтовыми магмами, отмеченная еще Куно, также рассматривается как цикл вулканического процесса. И хотя механизм процессов, приводящих к развитию этих двух циклов пока остается еще не ясным, можно утверждать, что магматический цикл первого рассмотренного случая протекает при более

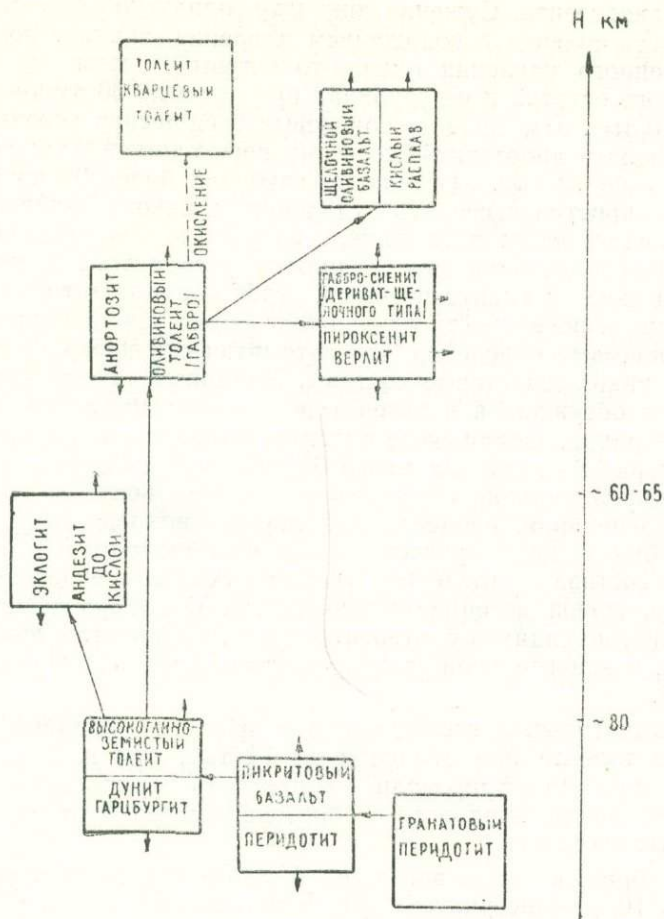


Рис. 10. Схема дифференциации магматических расплавов из возможного источника в мантии состава гранатового перидотита. Стрелки вверх указывают на движение расплава к поверхности, стрелки вниз показывают характер отделяющегося осадка при дифференциации, стрелки, связывающие квадраты, показывают движение расплава к новому уровню глубин

высоких давлениях, чем второй, т. к. при давлениях выше 20 тыс. атм базальтовые составы эволюционируют в сторону образования средних и кислых магм.

Практическое проявление установленной экспериментальной схемы эволюции магматических расплавов в общих чертах можно наблюдать на примере развития ареального вулканизма Камчатки.

Как отмечает А. А. Вاجةевская (13) «Базальты высокоглиноземистого типа резко преобладают над толеитами, количество которых среди продуктов ареального вулканизма Камчатки не превышает 10%». Обсуждая вопрос о первичности происхождения высокоглиноземистых базальтов или нормальных толеитов следует согласиться с очевидным петрологическим выводом А. А. Вاجةевской о том, что соотношение 90% высокоглиноземистого базальта и 10% нормального толеита среди продуктов ареального вулканизма исключают из рассмотрения схему образования высокоглиноземистого базальта из нормального толеита, как лишенную реального смысла. Отрицание же обратного пути, т. е. образование нормальных толеитов из высокоглиноземистых не является обоснованным. Во-первых, в местах развития нормальных толеитов среди продуктов ареального вулканизма более кислая ветвь

должна отсутствовать, как это есть в природе и отмечается самой А. А. Важеевской, так как нормальные толеиты согласно экспериментальным данным, приведенным выше, образуются из высокоглиноземистых базальтов на глубинах менее 60—65 км или при давлении ниже 20 тыс. атм. Как показано экспериментальными исследованиями, эволюция базальтовых расплавов с образованием кислой ветви магматических расплавов возможна только при давлении более 20 тыс. атм или на глубинах более 60—65 км из составов отвечающих высокоглиноземистым базальтам. (Рис. 9). Обсуждая вопрос об особенностях базальтов ареальной зоны Южной Камчатки А. А. Важеевская, заключает, «что они сходны с высокоглиноземистыми базальтами других зон» и что «особенностью ареального вулканизма Южной зоны Камчатки является его тесная ассоциация с кислыми пемзами и игнимбритами. Основной и кислый вулканизм здесь совпадает как территориально, так и во времени».

Таким образом, в зонах ареального вулканизма Камчатки наблюдается связь высокоглиноземистых магм с кислыми образованиями, которая, возможно, как это показано выше, в результате затухания магматической деятельности при снижении только температуры вулканического очага. С другой стороны, образование производных из высокоглиноземистых базальтов в форме толеитов и оливиновых толеитов должно свидетельствовать в первую очередь о падении давления в магматическом очаге. По предложенной выше схеме (Рис. 10) можно представить, что накапливающаяся на глубинах менее 60—65 км магма высокоглиноземистых базальтов дифференцируясь отделяет оливиновый толеит. В результате кристаллизационной дифференциации можно ожидать отделение твердых осадков в виде анортозитов или габбро-анортозитов, которые должны принимать участие в формировании анортозитовой-габбро-анортозитовой коры в зонах ареального вулканизма Камчатки на глубинах менее 60—65 км.

ЛИТЕРАТУРА

- ВАЖЕЕВСКАЯ А. А. Базальты ареальных зон Камчатки. Автореферат диссертации, Владивосток, 1972.
- ИОДЕР Г. С., ТИЛЛИ К. Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во «Мир», М., 1965.
- ИТО К., КЕННЕДИ Дж. К. Экспериментальное изучение перехода базальт-гранатовый гранулит-эклотит. *Геохимия*, № 4, 1972.
- РИНГВУД А. Э., ГРИН Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклотит и некоторые геофизические выводы. — В кн. *Петрология верхней мантии*. Изд-во «Мир», М., 1968.
- ХИТАРОВ Н. И., СЛУЦКИЙ А. Б., ПУГИН В. А., РЕВИН Н. И., СОЛДАТОВ И. А. Высокоглиноземистый базальт, механизм его плавления и кристаллизации на больших и малых глубинах. *Геохимия*, № 9, 1971.
- ХИТАРОВ Н. И., ПУГИН В. А., СЛУЦКИЙ А. Б. Плавления и кристаллизация кварцевого толеита при высоких давлениях и эволюция толеитовых магм в глубинных условиях. *Геохимия* № 4, 1972.
- ХИТАРОВ Н. И., ПУГИН В. А., СЛУЦКИЙ А. Б., СОЛДАТОВ И. А., РЕВИН Н. И. Оливиновый толеит, его плавление и эволюция в P—T условиях эксперимента. — *Геохимия*, № 12, 1972.
- ХИТАРОВ Н. И., ПУГИН В. А., СОЛДАТОВ И. А., ШЕВАЛЕЕВСКИЙ И. Д. Ликвация в оливиновом толеите. *Геохимия* № 12, 1973.
- ИТО К., KENNEDY G. C., «Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars», *Amer. J. Sci.*, v. 265, № 6, 1967.
- KHITAROV N. I., SLUTSKY A. B., PUGIN V. A., «Electrical conductivity of basalts at high T—P and phase transitions under upper mantle conditions», *Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 3, 1970.
- KUNO H. «High-alumina basalts», *Jour. Petrology*, v. 1, p. 121, 1960.
- MAC DONALD G. A., KATSURA T., «Chemical composition of Hawaiian lawas *Jour. Petrology*, v. 5, pp. 82—133, 1964.
- POLDERVAART A., «Chemical definition of alkali basalts and tholeiite. *Geol. Soc. Bull.*, v. 75, p. 229—232, 1964.
- ROEDDER E., WEIBLEN P. W., «Petrology of silicate melt inclusions», *Apollo 11 and Apollo 12 and terrestrial equivalents*, *Proceedings of the second Lunar Science Conference*, v. 1, pp. 507—528, 1971.

РОЛЬ ВОДЫ И УГЛЕКИСЛОТЫ В ОБРАЗОВАНИИ И ДЕГАЗАЦИИ ОСНОВНЫХ МАГМ

В статье приводятся результаты экспериментальных и теоретических исследований, направленных на выяснение поведения воды и углекислоты в процессах, связанных с образованием базальтовых магм и их продвижением к поверхности Земли. Рассматриваются: 1) условия растворения воды и углекислоты в расплавах вулканических пород; 2) влияние воды и углекислоты на плавление базальтового и гранитового вещества; 3) изменение содержания воды и углекислоты во флюидах при дегазации базальтовых магм и 4) влияние глубинной дегазации базальтов на режим флюидов в вулканических областях и на массообмен между мантией и корой.

Растворимость воды

Растворимость воды в магматических расплавах кислого, основного и ультраосновного состава связана с ее летучестью в равновесной паровой фазе зависимостью (Кадик, 1972)

$$C_{H_2O} = m f^u_{H_2O} \quad (t = \text{Const}), \quad (1)$$

где C_{H_2O} — молярность растворенной воды, f_{H_2O} — летучесть воды, m и u — константы:

Состав	С°	m	u	Область P_{H_2O} атм
Гранит	1200	0,49	0,53	100—2500
	1000	0,033	0,61	100—3000
	800	0,024	0,68	500—4000
	Солндус	0,016	0,78	300—7000
Базальт	1200	0,035	0,57	500—5000
	1000	0,011	0,69	1000—5000

Исходя из экспериментальных данных магнеобразования на глубинах коры и верхней мантии при условии, когда давление воды в породах соответствует общему давлению ($P_{H_2O} = P_{\text{общ}}$), должно было бы приводить к образованию расплавов с высокой концентрацией H_2O ($\sim 10-30\%$ вес. при $P_{H_2O} \cong 5-30$ кбар, рис. 1).

Однако, более реальными представляются условия $P_{H_2O} < P_{\text{общ}}$ (Соболев, 1973). Это ограничивает то количество воды, которое получают магмы в момент своего зарождения.

Условия $P_{H_2O} < P_{\text{общ}}$ определяются: 1) наличием во флюидах коры и мантии кроме воды других летучих компонентов — CO_2 , CO , CH_4 , H_2 , H_2S и другие; 2) окислительно-восстановительными реакциями во флюидах, приводящих к уменьшению концентрации H_2O в них с глубиной; 3) режимом флюидов в породах, при котором $P_{\text{флюид}} < P_{\text{общ}}$.

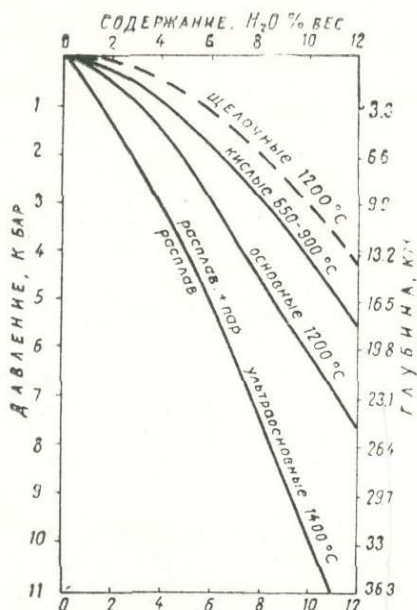


Рис. 1. Растворимость воды в магматических расплавах ультраосновного, основного и кислого состава (Кадик и др., 1971)

лениях в соответствии с реакциями типа: $C + 2H_2O \rightarrow CO_2 + H_2$; $C + H_2O \rightarrow CO + H_2$; $C + 2H_2 \rightarrow CH_4$ и др. Их сопряженность с магнеообразованием в мантии во многом неясна.

По-видимому, эти реакции предшествуют образованию базальтов, поскольку в нодулях основного и ультраосновного состава, доставляемых этими магмами из глубинных очагов, углекислота и вода являются преобладающими компонентами включений магматических флюидов (Roedder, 1965; Бакуленко, 1970; Наумов и др., 1971, 1972; Sobolev A. O., 1971). Доказательством присутствия воды в мантийных магмах является наличие амфиболов, флогопитов и биотитов в нодулях перидотитов и эклогитов, связанных с кимберлитами и другими вулканическими породами (Wyllie, 1970, 1971; Соболев, 1973).

Эти обстоятельства служат основанием для построения моделей магматических процессов в мантии с водой и затем углекислотой в качестве главных летучих компонентов (Wyllie, 1973; Boettcher, 1973; Kushiro, 1973; Green, 1973; Khitarov, Kadik, 1973). Исходя из оценок, основанных на влиянии воды на фазовые равновесия, содержание воды в базальтовых магмах составляет, по-видимому, $\sim 2-5\%$ вес. ($P_{H_2O} \cong 500-2000$ атм) (Audersen, Hamilton, 1968; Кадик и др., 1971; Кадик, Луканин, 1973, Соболев, 1973). По температурам гомогенизации включений газ — стекло в эффузивах основных магм содержание H_2O ближе $\sim 2\%$ вес (Соболев, 1973).

В определенных местах мантии возможен иной источник воды, чем ее первоначальное содержание в холодном космическом веществе. Имеется в виду увлечение воды в мантию ниже островных дуг вместе с погружением литосферных плит. Можно предполагать, что в зонах погружения вода, захороненная в породах океанической коры, может создавать условия для образования магм при высоких давлениях воды.

Более высокая концентрация воды в базальтоидных сериях островных дуг и окраин континентов в какой-то мере подтверждается на-

Режим флюидов в коре характеризуется уменьшением доли воды к ее нижним частям (Маракушев, 1968; Маракушев, Перчук, 1972; Соболев и др., 1970) с соответствующим увеличением доли CO_2 и других газов. Максимальные давления H_2O соответствуют, по-видимому, 1000—3000 атм. Исходя из значений P содержания воды в гранитных магмах составляет $\sim 3-8\%$ вес.

Источник воды, углекислоты и режим флюидов в магмах мантийного происхождения — проблема многосторонняя и сложная. В соответствии с представлениями А. П. Випоградова о газовом режиме Земли (1964, 1967), основанными на концепции формирования Земли из холодного космического вещества, H_2O является первичным газом, а CO_2 , CO , H_2 , CH_4 и другие — вторичными газами. Образование последних связано с окислением углерода, рассеянного в породах мантии, в результате его взаимодействия с водой при высоких температурах и да-

ходками амфиболсодержащих нодулей в этих магматических породах (Закариадзе, Лордкипанидзе, 1972).

Таким образом, намечаются различия в той роли, которую играют вода и другие летучие компоненты при образовании магм в мантии в различных тектонических областях — под срединными океаническими хребтами и под островными дугами.

Основные магмы, поднимающиеся из мантии, могут позаимствовать часть воды из пород коры. Предполагается, что именно с этим взаимодействием связаны высокие парциальные давления кислорода в базальтовых магмах в орогенных областях, приводящих к дифференциации в известково-щелочном направлении (Osborn, 1959).

Насколько значительна ассимиляция H_2O остается неясным (Wullie, 1973). Однако обеднение O^{18} габбро и диоритов из штокообразных интрузивных тел позволяет считать, что усвоение основной магмы воды из окружающих пород может быть существенным (Forster, Taylor, 1972).

Ассимиляция летучих компонентов становится неизбежной при плавлении мантии по принципу зонной плавки (Виноградов, 1964). В этом случае накопление легколетучей фракции мантии должно происходить не только за счет уменьшения зоны расплава при ее движении вверх, но также и в результате расплавления и растворения вышележащих пород. Вследствие этого к концу процесса последние порции магмы могут быть обогащены водой и другими летучими в значительной степени (Kadik, Yroshevsky, 1972) (Рис. 2).

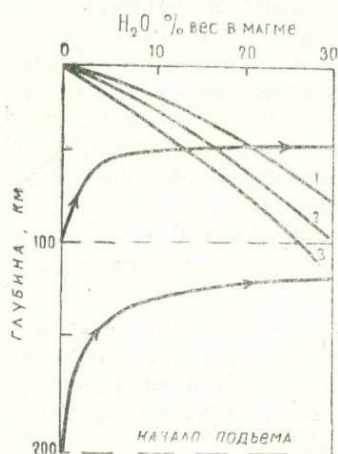


Рис. 2. Накопление воды в основной магме в процессе зонного плавления мантии при содержании воды в ее породах 0,5% вес. (Kadik, Yaroshevskiy, 1972).

1 — гранит, 2 — базальт, 3 — ультраосновные составы.

0,6% вес. (рис. 3), при 5000 атм — 0,8% вес.

Отличие в растворимости H_2O и CO_2 в магматических расплавах обуславливает (Кадик, Луканин, 1973): 1) глубокое разделение воды и углекислоты при зарождении и дегазации магм; 2) возникновение процессов дегазации при высоких давлениях; 3) различное влияние воды и углекислоты на температуру плавления пород коры и мантии. К обсуждению этих вопросов мы вернемся позднее.

При совместной растворимости воды в расплаве гранита и базальта сохраняется зависимость концентрации воды в расплавах от летучести H_2O в паре (1), которая принимает вид

$$C_{H_2O} = m (f^0_{H_2O})^m (N^1_{H_2O})^m = C^0_{H_2O} (N^1_{H_2O})^m \quad (2)$$

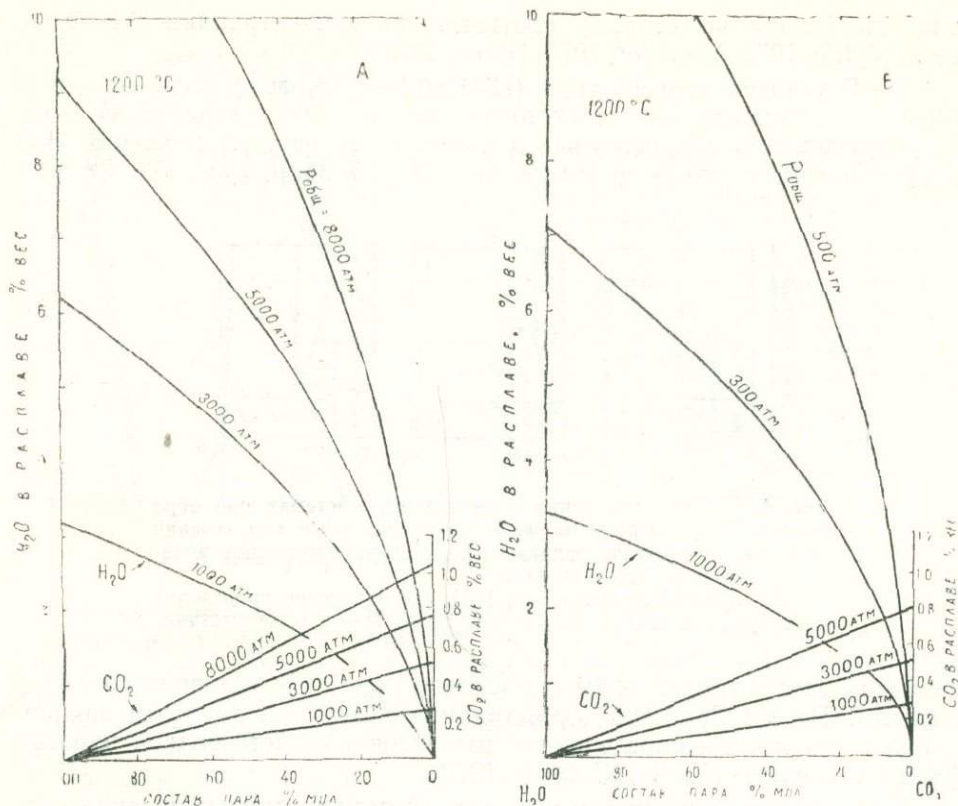


Рис. 3. Совместная растворимость воды и углекислоты в расплавах основного (а) и кислого (б) состава при 1200° С. Построено на основании экспериментальных данных (Кадик и др., 1972) и расчетов (Кадик, Лукашин, 1973).

Отсюда:

Расплав 1200°С	Состав пара, H ₂ O, %, мол.	Общее давление, атм			
		1000	2000	3000	5000
Гранит	1,00	3,3	4,4	7,1	13,5
	60	2,5	3,4	5,4	10,3
	20	1,4	1,9	3,0	5,8
Базальт	1,00	3,3	4,6	5,7	8,5
	60	2,5	3,5	4,3	6,4
	20	1,3	1,8	2,3	3,4

Влияние воды на температуру плавления

При образовании водосодержащих фаз (амфиболы, биотиты, флогопиты) могут быть выделены два случая плавления пород коры и мантии в зависимости от содержания воды: 1) область концентраций H₂O, где плавление происходит в присутствии свободной паровой фазы; 2) область концентраций воды, где плавление происходит при отсутствии свободной паровой фазы (вся вода связана в водосодержащей фазе в субсолидусной области).

Физический смысл этого положения может быть проиллюстрирован с помощью принципиальных диаграмм состояния силикат (А) — H₂O — промежуточное соединение с водой (АОН) (рис. 4).

Для пород ультраосновного, основного и кислого состава в области устойчивости амфибола, биотита, флогопита переход от первого

типа плавления ко второму соответствует концентрациям 0,1—0,5% вес. (Wyllie, 1973; Boetcher, 1973; Green, 1973).

T—P условия первого типа ($H_2O > 0,1—0,5\%$ вес.) плавления изучены экспериментально достаточно полно. Они характеризуются: 1) уменьшением температуры плавления с ростом давления H_2O с прохождением через минимум при 15—25 кбар (рис. 5); 2) уве-

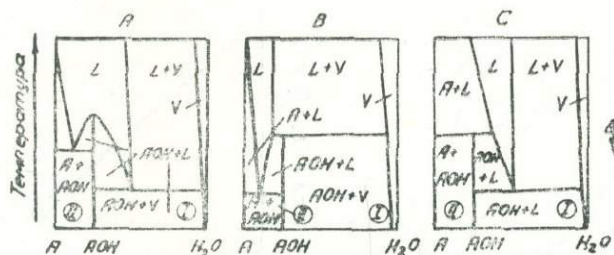


Рис. 4. Условия плавления в силикатных системах при образовании водосодержащих фаз. Принципиальный вид сечений диаграммы состояния силикат—вода с промежуточным водосодержащим соединением АОН.

I — область концентрации H_2O , где плавление происходит в присутствии свободной паровой фазы, II — в ее отсутствии.

личением концентрации воды в расплаве при T—P условиях солидуса с ростом P_{H_2O} . Согласно термодинамическому анализу эти закономерности во многом определяются изменением свойств водной паровой фазы с давлением (Kadik, Khitarov, 1970).

После достижения минимума (рис. 5) температура плавления гранитного, базальтового и ультраосновного вещества увеличивается с ростом давления несмотря на присутствие воды. Однако T—P кривая плавления имеет пологий наклон и требуются, по-видимому, весьма высокие давления, чтобы она приблизилась к температуре плавления в «сухих» условиях.

До 10 кбар температура плавления силикатов и магматических пород связана определенным образом с летучестью воды в водной паровой фазе (Кадик, 1973):

$$T_{пл} = a - b \ln f_{H_2O},$$

где f_{H_2O} — летучесть воды и a, b — константы:

Состав	a	b	Область P_{H_2O} атм.
Альбит	2221	190	100—10 000
Альбит-ортоклаз-кремнезём	1479	110	500—10 000
Гранит	1429	110	500—5000
Оливиновый базальт	3020	300	1000—10 000

Условия плавления второго типа ($H_2O < 0,1—0,5\%$ вес.) определяются устойчивостью водосодержащих фаз. Для базальтового вещества (рис. 5, кривая 8) начиная с 1000—1500 атм температура плавления с ростом давления увеличивается, проходит через максимум при 15—25 кбар, а затем при более высоких давлениях, вследствие разрушения амфибола и образования граната, начинает понижаться. При давлениях выше 25 кбар плавление происходит в присутствии свободной паровой фазы (согласно первому типу).

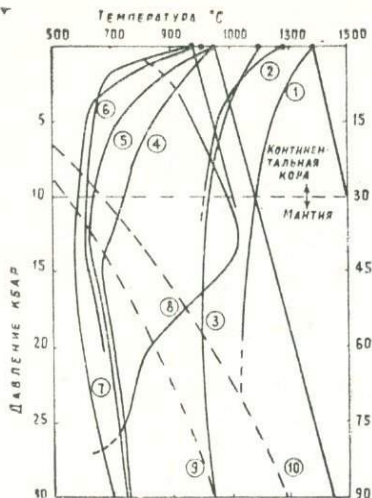


Рис. 5. Влияние воды на температуру плавления силикатного вещества Земли

1 — Ди+Фо+H₂O (Кадик и др., 1971);
 2 — Фо+Ан+H₂O (Кадик и др., 1971);
 3 — ультраосновные породы +H₂O (Kushiro, а. о., 1968); 4 — базальт +H₂O+CO₂ (Hill, Boettcher, 1970; Holloway, Burnham, 1972); 5 — базальт +H₂O (Lambert, Wullie, 1970; Hill, Boettcher, 1970); 6 — гранит+H₂O (Кадик и др., 1971; Boettcher, а. о., 1970); 7 — осадочно-метаморфические породы (Хитаров, Пугин, 1963); 8 — условия плавления базальта при содержании воды менее 0,5% вес. 9, 10 — распределение температуры в мантии под континентами и океанами.

Влияние углекислоты на температуру плавления

Вследствие малой растворимости CO₂ в расплавах ее влияние на температуру плавления силикатов гораздо меньше, чем воды. Например, при P_{CO₂} = 3000 атм температура плавления альбита составляет 1120 ± 3° С, диоксида 1390 ± 3° С, в то время как при P_{H₂O} = 3000 атм она равна соответственно 810° С и 1280° С (Кадик, Луканин, 1974).

Отсюда при постоянном общем давлении повышение доли углекислоты в водном флюиде должно сопровождаться ростом температуры плавления силикатов. Это положение подтверждается экспериментальными исследованиями плавления базальта (Hill, Boettcher, 1970; Holloway, Burnham, 1972), нефелинового сиенита (Millhollen, 1971), альбита (Millhollen А. О., 1971; Кадик, Луканин, 1973) в присутствии H₂O и CO₂ в соотношениях 1 : 1 (см., например, кривую 4 на рис. 5).

На рис. 6, 7 приведены условия солидуса и ликвидуса гранита и оливинового толеита при различных соотношениях H₂O и CO₂ в равновесном флюиде. Они получены путем расчетов, основанных на зависимостях (1), (2), (3).

Влияние режима воды и углекислоты во флюидах на локальный характер плавления пород коры и мантии

Если исходить из характера распределения температур и давлений в коре и мантии с глубиной, а также влияние воды на плавление (в присутствии свободной водной паровой фазы), то оказывается, что начиная с глубин 20—30 км как базальтовое, так и гранитное вещество Земли должно находиться в частично расплавленном состоянии (рис. 5). Это противоречит геологическим и геофизическим данным, согласно которым процесс плавления мантии и процесс плавления коры носит локальный характер и приурочен к определенным глубинам.

Следовательно должны существовать какие-то факторы, которые ограничивают воздействие воды на плавление вещества Земли по глубине, причем их характер таков, что они придают плавлению локальный характер.

Учитывая влияние H₂O и CO₂ на температуру плавления силикатов этими факторами могут быть: 1) наличие минимума на кривой плавления силикатов (первый тип плавления, рис. 5); 2) наличие максимума на кривой плавления при образовании водосодержащих фаз и содержа-

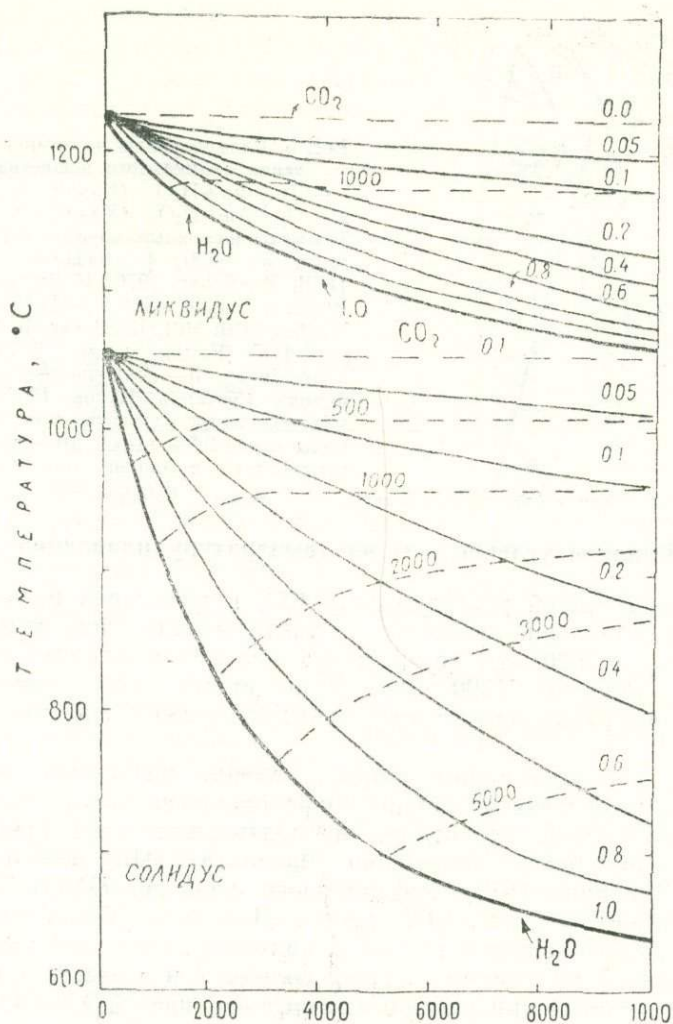


Рис. 6. Условия солидуса и ликвидуса оливинового тоналита в присутствии воды и углекислоты. Рассчитано с использованием зависимостей (1), (2), (3). Сплошные кривые — условия солидуса и ликвидуса при определенной доле H_2O в равновесном флюиде, пунктирные кривые — условия солидуса и ликвидуса при определенном парциальном давлении воды.

нии воды менее 0,1—0,5% вес. (второй тип плавления); 3) изменение соотношений между водой и углекислотой и другими компонентами в межзерновых флюидах. Первое падает из-за пологого характера минимума, который не позволяет объяснить природу локального плавления пород коры и мантии (рис. 5).

Содержание воды осадочно-метаморфических породах превышает 0,1—0,5% вес. (Ронов, Ярошевский, 1967), поэтому наиболее вероятной причиной локального плавления пород с образованием гранитов представляется изменение состава межзернового флюида. Появление минимума температур плавления на определенных глубинах коры оказывается неизбежным при уменьшении парциального давления воды на флюиды с глубиной с соответствующим увеличением парциального давления углекислоты и других «труднорастворимых» летучих компонентов (CO , CH_4 , N_2 и др.) (рис. 7).

На возможность подобной причины локального плавления пород

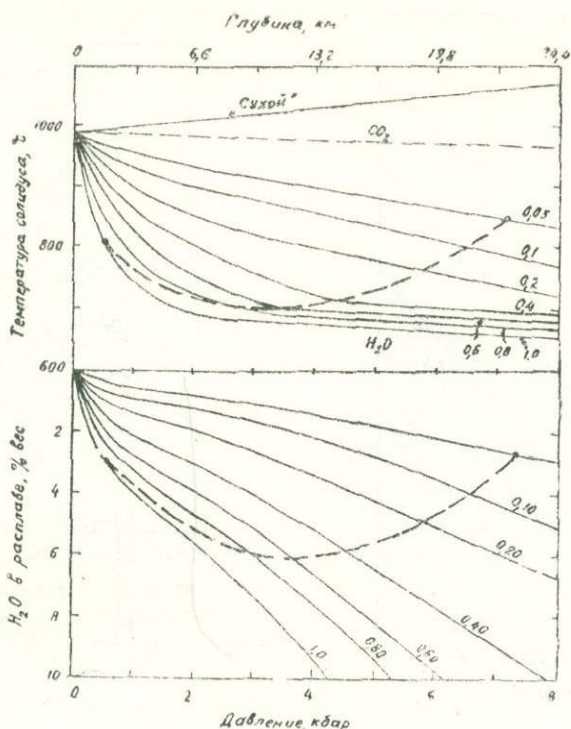


Рис. 7. Условия локального плавления пород коры в присутствии H_2O и CO_2 (пунктирная кривая). Цифры при кривых — мольная доля H_2O во флюиде. При построении использованы данные (Маракушев, Перчук, 1972) по изменению Rn_2O_3 глубиной

коры указывает резкая обогащенность углекислотой флюидов, захороненных в минералах гранулитовой фации (Соболев и др., 1972; Томиленко, Чупин, 1972; Tourret, 1971 и др.).

С ростом общего давления влияние доли углекислоты в водном флюиде на температуру плавления магматических пород уменьшается (рис. 8). Это обстоятельство позволяет считать, что значительное воздействие доли CO_2 в водном флюиде на температуру плавления вещества Земли ограничено давлениями порядка ~ 10 кбар, т. е. корой.

Незначительное содержание воды в породах верхней мантии (0,1—0,5% вес.) позволяет предполагать причиной ее локального плавления образование водосодержащих фаз (амфибол, биотит, флогопит). В этом случае создается тот барьер из максимума температуры плавления, при котором магмообразование оказывается возможным лишь при давлениях выше 25—30 кбар (~ 60 —100 км) (рис. 5, 9).

Однако при незначительных содержаниях воды ($H_2O < 0,1$ —0,5% вес.), и при температурах, близких к температуре солидуса, могут образоваться лишь несущественные количества расплава ($\ll 1\%$ вес.). Таким образом, в этих условиях плавление не может быть ответственно за образование больших магматических масс (рис. 10).

Возможны два пути увеличения количества расплава:

- 1) «перегрев» выше температуры солидуса в присутствии H_2O ;
- 2) поступление в зону частичного плавления воды из нижележащих толщ мантии.

При давлениях выше 25—30 кбар «перегрев», необходимый для значительного плавления, может быть обеспечен тем характером тем-

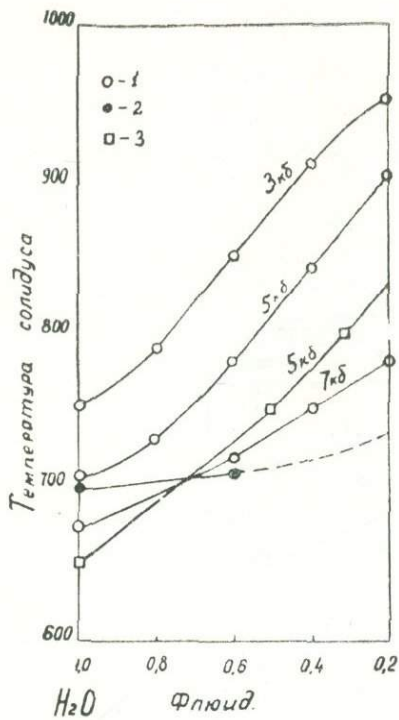


Рис. 8. Зависимость солидуса базальта (1,2) и нефелинового сиенита (3) от соотношения H_2O и CO_2 во флюиде и общего давления. 1 — данные расчетов, 2 — экспериментальные данные (Hill, Boettcher, 1970), 3 — экспериментальные данные (Millhollen, 1971)

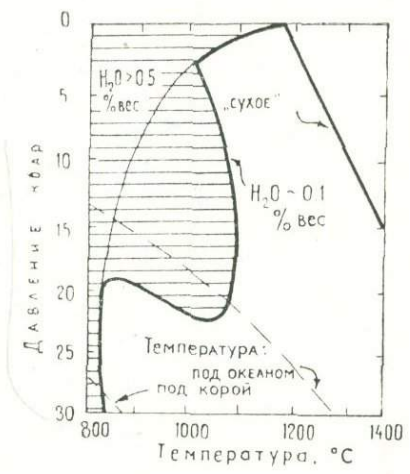


Рис. 9. Плавление ультраосновных пород мантии в присутствии следов воды ($< 0,1-0,5\%$ вес.) (Wyllie, 1973; Boettcher, 1973; Green, 1973). Пезаштрихованная область — плавление пород

пературных полей, которые предполагаются в мантии под океанами, под континентами и в погружающихся литосферных плитах (Wyllie, 1973; Boettcher, 1973; Green, 1973). Однако глубина зон со следами расплавов и с более полным плавлением тесным образом связана с характером градиента температур в различных структурных частях Земли (рис. 10).

Поступление в зону частичного плавления воды и других продуктов дегазации глубоких частей мантии неизбежно приведет к увеличению степени распределения. С этой точки зрения вода является важным фактором магмообразования.

Поступление в зону магмообразования углекислоты и других «труднорастворимых» летучих компонентов будет повышать температуру солидуса и ликвидуса. Однако при $> 25-30$ кбар это влияние не будет таким значительным, как в области низких давлений. Прежде всего это обусловлено повышением растворимости CO_2 в расплавах с ростом давления. По-видимому, при $25-30$ кбар основные и ультраосновные расплавы могут быть способны к растворению нескольких весовых процентов CO_2 .

В силу различной растворимости летучих компонентов при прохождении продуктов дегазации мантии через область магмообразования должно быть связано с их разделением. Для H_2O и CO_2 оно характеризуется обогащением углекислотой остаточных флюидов.

В целом могут быть выделены следующие моменты динамики зарождения магм в присутствии следов воды:

1. Начальный момент плавления с образованием пленочных рас-

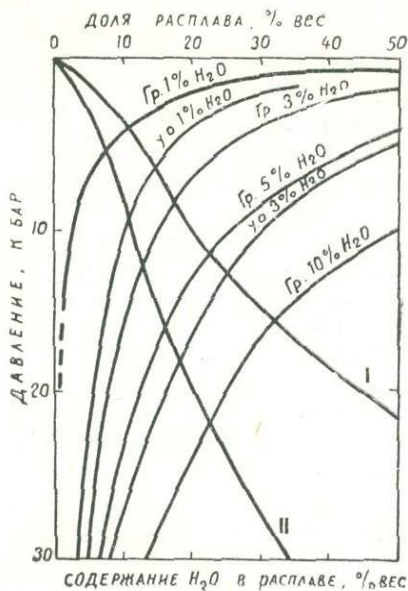


Рис. 10. Зависимость доли расплава от общего давления и первоначального содержания воды в породе. Гр. — гранит, У. о. — ультраосновные породы, I, II — содержание воды в расплаве при условиях солидуса гранитного и ультраосновного вещества.

плавов и изменением физических свойств среды: повышением ее электропроводности и понижением вязкости.

2. Увеличение доли расплава по мере повышения температуры или поступления летучих в зону частичного плавления.

3. Нарушение конвективной устойчивости масс в зоне плавления при определенной доле расплава: изменение характера распределения температур и концентраций компонентов по высоте зоны плавления, создание условий для отделения расплавов и их продвижения к поверхности Земли.

В соответствии с экспериментальными данными (Green, 1973) рассмотренная эволюция зоны магнообразования должна сопровождаться последовательным изменением состава магм от высокощелочных к толеитовым. Этот вопрос требует специального анализа, выходящего за рамки задач данной статьи.

Дегазация основных магм

Начиная с момента возникновения дегазации основных магм при их подъеме летучие компоненты, извлеченные магматическим процессом из мантии, начинают мигрировать самостоятельно к поверхности Земли. Эта миграция может осуществляться иными путями, чем те, по которым происходит продвижение магмы к поверхности Земли.

Происходит ли этот процесс только в приповерхностных областях или начинается на значительных глубинах — важно, поскольку в последнем случае магматические газы будут дополнительным источником флюидов, поступающих в верхние области вулканических областей и участвующих в массообмене между мантией и корой.

Отделение магматических флюидов должно сопровождаться изменением его состава по мере понижения давления. Соответственно после начала процесса дегазации с разных глубин будут мигрировать флюиды отличного состава. Это другая важная сторона рассматриваемого процесса.

Интерес к последней проблеме стимулируется многочисленными находками включений флюидов в минералах, ксенокристаллах и ксенолитах базальтов и кислых вулканитов из различных районов мира

(Roedder, 1965; Наумов и др., 1971, 1972; Бакуменко, 1971; Масуренков, Селягин, 1969; Sobolev, a. o., 1972; и др.). Включения резко обогащены углекислотой. Вода, а также такие газы как H_2S , SO_2 , NH_3 , $AsCl$, HF , H_2 — находятся в подчиненном количестве.

Исследование включений свидетельствует о том, что при давлениях 5 кбар от магм происходило отделение флюидов, резко обогащенных CO_2 . В то же время в составе вулканических эманаций, собранных на поверхности Земли из лавовых потоков и озер, вода является преобладающим летучим компонентом, а углекислота находится в меньших количествах (5—40%). Возникает проблема в выяснении тех факторов, которые определяют изменение соотношений между водой и углекислотой при движении магм к поверхности Земли.

Одной из вероятных причин является изменение состава магматических флюидов по мере понижения общего давления.

Это положение находит свое подтверждение в экспериментальных исследованиях совместной растворимости H_2O и CO_2 в магматических расплавах основного и кислого состава (рис. 3, 11).

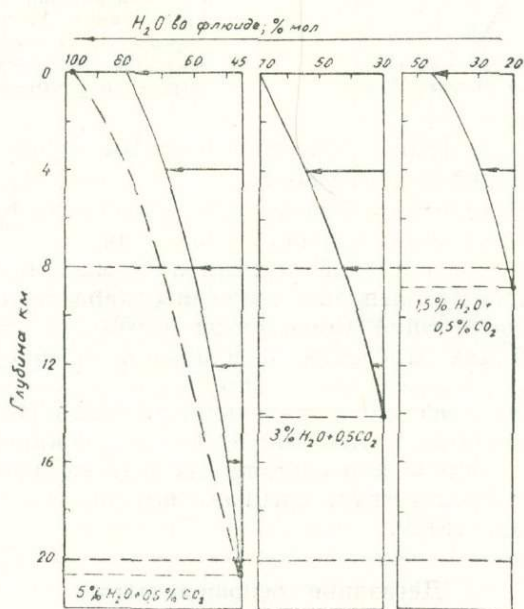


Рис. 11. Изменение соотношения H_2O и CO_2 во флюидах при дегазации основных магм. Пунктирными линиями обозначена область глубин, соответствующая образованию включений флюидов, обогащенных углекислотой, в минералах, ксенокристаллах и ксенолитах базальтовых пород. Пунктирная кривая — вариант изменения состава флюида с учетом эффекта дистилляции.

В соответствии с ними становится очевидным следующее:

1) в присутствии углекислоты ($\sim 0,1$ — $0,5\%$ вес.) даже при небольших концентрациях H_2O в базальтовых расплавах и в расплавах кислых вулканов (~ 1 — 3% вес.) их дегазация должна начаться при давлениях порядка 2000—5000 атм (~ 10 — 25 км). Это обусловлено исключительно влиянием углекислоты в магме на упругость ее паров;

2) первые порции магматических флюидов неизбежно обогащены углекислотой. Например, для базальтового расплава в момент возникновения дегазации возможны следующие соотношения между H_2O и CO_2 во флюидах:

Исходное содержание в расплаве (% вес.)		Состав флюида (% , мол)		Давление, бар
H ₂ O	CO ₂	H ₂ O	CO ₂	
1,5	0	100	0	250
1,5	0,25	40	60	1200
1,5	0,50	80	20	3000
3,0	0	100	0	900
3,0	0,50	30	70	4000

3) в интервале давлений от ~ 2000 —5000 атм до 1 атм, т. е. при подъеме с глубин ~ 10 —25 км дегазация сопровождается существенным изменением доли H₂O и CO₂ во флюиде (рис. 11): содержание воды увеличивается, а углекислоты — уменьшается. В результате в области низких давлений H₂O преобладает над CO₂ или находится в равных с ней количествах.

Изменение содержания H₂O и CO₂ становится особенно значительным, когда процесс дегазации сопровождается удалением образующегося флюида. В этом случае в результате эффекта дистилляции происходит еще более значительное обогащение флюида водой и обеднение его углекислотой.

Вариации в содержании H₂O и CO₂ во флюидах базальтов в интервале давлений от низких до ~ 2000 —5000 атм, полученные на основании экспериментальных данных, в целом соответствуют вариациям в содержании H₂O и CO₂ в вулканических газах и во включениях магматических флюидов.

Аналогичному разделению при дегазации должны подвергаться и другие летучие компоненты магм, присутствующие в подчиненном количестве (CO, CH₄, H₂, H₂S, SO₂, HF, HCl, N₂ и др.). Характер его не ясен, но безусловно, он тесно связан с окислительно-восстановительными реакциями между компонентами магм. По аналогии с H₂O и CO₂ некоторые из газов можно разделить на две условные группы «труднорастворимых» и «легкорастворимых» компонентов (Кадик, Луканин, 1973). К первой из них, кроме CO₂ относится Ar, N₂, а ко второй (HCl, NH₃) → H₂O → (SO₂, HF).

Таким образом, приходим к представлениям о том, что дегазация базальтовых магм и, по-видимому, кислых вулканитов, начинается на глубинах не менее ~ 10 —25 км и продолжается в широкой области давлений. Этот процесс сопровождается потерей углекислоты и других «труднорастворимых» летучих компонентов на больших глубинах с выносом воды и других «легкорастворимых» летучих компонентов к поверхности Земли.

Соответственно при одном и том же содержании летучих в исходной магме из очагов и промежуточных камер, расположенных на различных глубинах могут удаляться эманации различного состава. Например, при содержании в расплаве 3% вес. H₂O и 0,5% CO₂ составы первых порций флюидов зависят от глубины следующим образом:

Глубина, км	Состав флюида (% , мол)	
	H ₂ O	CO ₂
14	30	70
8	42	58
2	60	40
0	70	30

Как известно составы вулканических газов, отбираемых из лавовых озер и лавовых потоков, характеризуются значительной изменчи-

востью в отношении содержания H_2O , CO_2 и других летучих. Ее причины могут быть сведены к трем главным:

1) изменение соотношений между компонентами газов в результате окислительно-восстановительных реакций по мере понижения давления и температуры; 2) контаминация газов атмосферы, захват магматическим расплавом газов на небольших глубинах из окружающих пород; 3) изменение состава вулканических газов в зависимости от глубины его отделения.

Не отрицая возможного влияния на соотношение между H_2O и CO_2 процессов контаминации, которая в ряде случаев представляется очевидной, следует подчеркнуть большую роль третьей из выделенных причин. Как указывалось выше, изменение давления в интервале глубин $\sim 10-25$ км вполне достаточно для широких вариаций в содержании H_2O и CO_2 в магматических эманациях. Именно на этих глубинах в вулканических областях и фиксируется положение промежуточных магматических очагов.

При тех парциальных давлениях кислорода, которые свойственны базальтовым магмам (буфер QFM), окислительно-восстановительные реакции при изменении температуры и давления должны сказаться главным образом на содержании H_2S , SO_2 , CO , CH_4 , H_2 , однако концентрации H_2O и CO_2 при этом изменяются мало (Волков и др., 1972; Heald O. A. 1963; Nordlie, 1971).

Возможная роль глубинной дегазации базальтов

С глубинным характером дегазации основных магм связано ряд проблем, решение которых требует дальнейших исследований.

Следует предполагать специализацию составов магматических флюидов, отделяющихся на разных глубинах от поднимающихся магм и магматических очагов. Дальнейшие исследования растворимости таких летучих компонентов, как H_2S , SO_2 , HF , HCl должны вскрыть ее закономерности.

Дегазация основных магм на больших глубинах (возможно и процесс магмообразования) является источником флюидов, обогащенных углекислотой. Продвижение этих флюидов к поверхности Земли может оказать влияние на условие плавления осадочно-метаморфических пород (рис. 7). Возникает предположение о том, что дегазация основных магм ответственна за создание «барьера» из углекислоты в нижних частях коры, который и приводит к ее локальному плавлению (Жадик, Луканин, 1973). Свидетельством этого процесса являются, по-видимому, включения флюидов в минералах гранулитовой фации с преобладающим летучим компонентом — углекислотой (Tourget, 1971; Томиленко, Чупин, 1972).

Глубинная дегазация основных магм может оказать влияние на условия зарождения вторичных очагов кислых магм в вулканических областях.

Увеличение доли CO_2 в водном флюиде приводит к повышению температуры плавления пород и к уменьшению концентрации H_2O в образующемся расплаве. Например, для гранитного вещества при $P_{общ.} = 3000$ атм:

CO_2 в водном флюиде, %, мол.	$T_{пл.} C^\circ$	H_2O в расплаве, % вес.
0	680	7,6
40	780	4,2
80	830	2,6
90	880	1,8

Таким образом, при непосредственном участии глубинных флюидов основных магм плавление осадочно-метаморфических пород может привести к образованию лишь высокотемпературных кислых магм с низким содержанием воды. Эти черты как раз и характерны для кислых вулканитов (Соболев, 1973).

ЛИТЕРАТУРА

- БАКУМЕНКО И. Т. Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах. В кн. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», Т., П., М., изд-во «Наука», 1970.
- ВИНОГРАДОВ А. П. Газовый режим земли. В сб. «Химия земной коры» т. 2. изд-во «Наука», 1964.
- ВИНОГРАДОВ А. П. Введение в геохимию океанов. М., изд-во «Наука», 1967.
- ВОЛКОВ В. П., РУЗАКЦИН Г. И., ЕРШОВ Э. Б. Газовые равновесия в вулканическом процессе и их математическое моделирование.— В докладах I Международного геохимического конгресса. Москва, 1972 г.
- КАДИК А. А. Отделение воды от магм в процессе их движения к поверхности Земли. Труды I Международного геохимического конгресса, Москва, 1972, т. 1, М., изд-во «Наука».
- КАДИК А. А., ЛУКАНИН О. А. Поведение воды и углекислоты в магматических расплавах, определяемое их растворимостью. Геохимия, № 3, 1973.
- КАДИК А. А., ЛУКАНИН О. А., ЛЕБЕДЕВ Е. Б.— Система диоксид-форседит — вода при 3000 атм. Геохимия № 12, 1971.
- КАДИК А. А., ЛУКАНИН О. А., ЛЕБЕДЕВ Е. Б., КОРОВУШКИНА Э. Е. Совместная растворимость воды и углекислоты в расплавах гранитного и базальтового состава при высоких давлениях. Геохимия, № 12, 1972.
- ЛУКАНИН О. А., КАДИК А. А. Влияние углекислоты на температуру плавления альбита и диопсида.— Геохимия, 1973. (в печати).
- КАДИК А. А., ЛЕБЕДЕВ Е. Б., ХИТАРОВ Н. И. Вода в магматических расплавах. М., изд-во «Наука», 1971.
- МАРАКУШЕВ А. А. Термодинамика метаморфической дегидратации минералов. «Наука», 1968.
- МАРАКУШЕВ А. А., ПЕРЧУК Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических растворов. В трудах I Международного геохимического конгресса. Москва, 1971, изд-во «Наука», 1972.
- МАСУРЕНКОВ Ю. П., СЕЛЯНГИН О. Б. Роль газовой фазы и легкорастворимых соединений в образовании перidotитовых и пироксенитовых ксенолитов вулкана Авача. В сб. «Ксенолиты и гомеогенные включения», М., изд-во «Наука», 1969.
- НАУМОВ В. Б., ПОЛЯКОВ А. И. Термобарометрическое исследование включений в минералах вулканических пород Западной рифтовой зоны Африки. Геохимия, № 4, 1971.
- НАУМОВ В. Б., ПОЛЯКОВ А. И., РОМАНЧЕВ Б. П. Условия кристаллизации вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки по данным термобарометрических исследований. Геохимия, № 6, 1972.
- РОНОВ А. Б., ЯРОШЕВСКИЙ А. А. Химическое строение земной коры Геохимия, № 11, 1967.
- СОБОЛЕВ В. С. Строение верхней мантии и способ образования магм. Чтения им. В. И. Вернадского XIII, изд-во «Наука», М., 1973.
- СОБОЛЕВ В. С., БАКУМЕНКО И. Т., ДОБРЕЦОВ Н. Л., СОБОЛЕВ Н. В., ХЛЕСТОВ В. В. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. Геология и геофизика № 4, 1970.
- ТОМИЛЕНКО А. А., ЧУПИН В. П. Изучение включений в кварце мигматитов и гранитов верхнеалданской свиты иенгрекской серии.— Сб. материалов Симпозиума «Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии». Издосибирск, 1971.
- ХИТАРОВ Н. И., ПУГИН В. А. Зависимость температуры начала оплавления песчано-сланцевых образований от давления. Геохимия, № 4, 1962.
- BOETTCHER A. L. Volcanism and orogenic belts — the origin of andesites.— Tectonophysics, 17 (3), pp. 223—240, 1973.
- BOETTCHER A. L. and WYLLIE P. I. Melting of granite with excess water to 30 kilobars pressure.— Journ. Geology, 76, pp. 235—244, 1968.
- FORSTER R. W. and TAYLOR H. R., Jr. Oxygen and hydrogen isotope data on the interaction of meteoritic and ground waters with gabbro-diorite stock, San Juan Mountains, Colorado.— International Geological Congress, XXIX Session, section 10, Canada, pp. 254—263, 1972.
- GREEN D. H. Contrasted melting relations in a pyrolyte upper mantle under mid-oceanic ridge, stable crust and island arc environments.— Tectonophysics, 17 (3), pp. 285—297, 1973.
- HAMILTON D. Z. and ANDERSON G. M. Effects of water and oxygen pressure on

- the crystallization of basaltic magmas.—Basalt: Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, v. 1, 1967.
- HEALD E. F., NAUGHTON J. J. and BARNES I. L. The chemistry of volcanic gases, use of equilibrium calculations in the interpretation of volcanic gas samples.—*Journ. Geophys. Res.*, 68, pp. 545—557, 1963.
- HILL R. E. T. and VOETTCHEER A. L. Water in the earth's mantle: melting curves of basalt-water and basalt-water-carbon dioxide.—*Science*, v. 167, pp. 980—981, 1970.
- HOLLOWAY I. R. and BURNHAM C. W. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure.—*Journ. Petrology*, v. 13, N. 1, pp. 1—29, 1972.
- KADIK A. A. and KHITAROV N. I. Influence of water on melting of silicates at high pressure.—*Phys. Earth. Planet. Inter.*, v. 3, 1970.
- KADIK A. A. and YAROSHEVSKY A. A. A physical model of planetary magmatism.—*Geothermics*, v. 1, N 3, 1972.
- KHITAROV N. I., KADIK A. A. Water and carbon dioxide in magmatic melts and peculiarities of the melting process.—*Contr. Mineral. and Petrol.*, 41, pp. 205—215, 1973.
- KUSHIRO I. S. Origin of some magmas in oceanic and circum-oceanic regions.—*Tectonophysics*, 17 (3), pp. 211—222, 1973.
- KUSHIRO I. S. and AKIMOTO S. Melting of peridotite nodule at high pressures and high water pressures.—*Journ. Geophys. Res.*, v. 73 pp. 6023—6029, 1968.
- LAMBERT I. B. and WYLLIE P. I. Melting in the deep crust and upper mantle and nature of the low velocity layer.—*Phys Earth. Planet. Inter.*, v. 3, pp. 316—322, 1970.
- LAMBERT I. B. and WYLLIE P. I. Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kilobars, with geological applications.—*Journ. Geology*, v. 80, pp. 693—708, 1972.
- MILLHOLLEN G. Z. Melting of nepheline syenite with H₂O and H₂O+CO₂ and the effect of dilution of the aqueous phase on the beginning of melting.—*Amer. Journ. Sci.* v. 270, pp. 244—254, 1971.
- NORDLIE B. F. Composition of the magmatic das of Kilauea and its behaviour in the near surface environment.—*Amer Journ. Sci.*, v. 271, 1971.
- OSBORN E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma.—*Amer. Journ. Sci.*, v. 257, pp. 609—647, 1959.
- ROEDDER E. Liquid SO₂ inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts.—*Amer. Mineral.*, v. 50, pp. 1746—1782, 1965.
- SOBOLEV V. S., BASAROVA T. and BAKUMENKO I. T. Crystallization temperature and gas phase composition of alkaline effusives as indicated by primary melt.—*Bull. Volcanologiu*, t. 35, N. 2, pp. 479—496, 1972.
- TOURET I. Le facies granulite en Norvege meridionale, 11; Les inclusions fluides.—*Lithos*, 4, pp. 423—36, 1971.
- WYLLIE P. I. The role of water in magma generation and initiation of diapiric uprise in the mentle.—*Journ. Geophys. Res.*, v. 76, pp. 1328—1338, 1971.
- WYLLIE P. I. Experimental petrology and global tectonics — a preview.—*Tectonophysics*, 17, N 3, 189—209, 1973.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ДИНАМИКИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Содержание термина «вулканический процесс» включает в себя не только непосредственно наблюдаемую картину вулканической активности, но и комплекс глубинных процессов, ее порождающих. Общий интерес представляет раскрытие сущности именно этих глубинных процессов. Поскольку вулканический процесс сопряжен с интенсивным перемещением значительных количеств энергии и вещества, представляется немаловажным изучение его динамики. Под исследованием динамики вулканического процесса подразумевается установление величины и природы сил, управляющих процессом, а также изучение конкретных способов их действия.

В настоящее время мы рассматриваем в качестве объекта исследования отдельный вулкан в течение ограниченного периода его жизни. Схематизация и ограничения имеют свою положительную сторону, состоящую в том, что для описания явления можно использовать минимальный набор параметров, требующих количественной оценки. Такими являются, прежде всего, масса изверженных продуктов и тепловой эффект (тепловая энергия) извержения. Отношение массы изверженных продуктов к определенному отрезку времени дает другую существенную характеристику вулканического процесса — среднюю скорость излияния на данном интервале времени и, соответственно, средний темп тепловой разгрузки недр, величину, имеющую размерность теплового потока, кал/сек.

Важное качество вулканического процесса — его направленность, необратимость, о чем свидетельствует диссипация энергии, сопутствующая вулканической активности. В соответствии с общими термодинамическими положениями такой процесс можно описывать как поток. Движущие силы процесса выражаются через разность потенциалов потока, а конкретные способы их действия определяются характером проводимости среды.

В действительности в вулканическом процессе участвует множество различного рода потоков. Двигается тепло при кондуктивном переносе, перемещаются массы расплавов, мигрируют летучие компоненты. Все это потоки, каждому из которых присущи свои механизмы переноса, свои потенциалы и проводимости. Потоки сложным образом взаимодействуют между собой. Сейчас мы не можем реально рассматривать каждый из них, так как неизвестны соответствующие потенциалы и проводимость. Но поскольку основной эффект вулканизма сводится к выносу на земную поверхность массы разогретого материала, имеет смысл представить все взаимодействующие между собой потоки как некоторый эффективный тепловой поток. Это упрощение оказывается полезным, так как при многоступенчатом процессе, когда на разных его этапах работают различные механизмы переноса, только эффективный тепловой поток сохраняет непрерывность, связывая между собой все этапы.

Представления о потоке привлекались многими исследователями для объяснения таких эндогенных процессов, как магмообразование, метасоматоз, рудообразование, гидротермальная деятельность и др. (Кузнецов, Изох, 1969; Коржинский, 1968, Поспелов, 1969, Аверьев, 1966 и др.). В приложении к вулканизму эти представления согласуются с общими идеями о термодинамической неравновесности Земли и лежат в рамках концепции А. П. Виноградова (1962) о планетарной дегазации Земли как ведущем процессе формирования геоболочек.

Заметим, что при данной постановке вопроса нет необходимости заниматься поисками специфических источников «вулканического тепла». Характер взаимоотношений вулканизма и тектоники в глобальном масштабе позволяет считать «изначальной» причиной процесса потенциал верхней мантии Земли или, возможно, еще более глубоких оболочек планеты. Отсюда, однако, вовсе не следует, что предполагается наличие непосредственной гидравлической связи вулканов с мантийными глубинами. Скорее всего эта связь опосредствованная и осуществляется различными механизмами переноса.

Масса изверженных пород (и соответствующее ей количество тепла), отнесенная к длительности определенного периода вулканической активности, дает мощность вулканизма в данный период. Поскольку эта величина зависит от пространственных масштабов явления, она мало пригодна для качественной характеристики глубинного процесса. Для выявления физической сущности механизмов переноса необходимо знать интенсивность переноса. Мерой интенсивности является плотность потока. Чтобы найти величину интенсивности вулканического процесса, надо вычислить плотность эффективного теплового потока, обсудив предварительно два условия — выбор геометрии процесса и временного интервала усреднения, которые, вообще говоря, являются взаимосвязанными.

Узко локальная тепловая разгрузка вулканов указывает на существование под ними вертикально протяженных областей интенсивного переноса, которые можно трактовать как зоны повышенной проводимости. По своим физическим свойствам такие зоны должны заметно отличаться от окружающей среды. Реальность существования под вулканами подобных зон подтверждается геофизическими работами. Так, например, на основании анализа сейсмологических данных установлено наличие под Авачинско-Корякской группой вулканов аномальной зоны, уходящей на глубину порядка 100 км (Федотов, Фарберов, 1966).

Плотность потока получим, если разделим величину среднего эффективного потока на площадь горизонтального сечения зоны проводимости. При этом усреднение теплового эффекта последовательности извержений правомерно для таких этапов эволюции вулкана, на которых геометрия зон проводимости остается практически неизменной. Условию относительно неизменной геометрии процесса лучше всего удовлетворяют современные (голоценовые) базальтовые и андезитово-базальтовые стратовулканы, которым в данном случае и отдается предпочтение при выборе объекта исследования.

По существующим оценкам, объем расплава, заполняющего очаг, имеет величину порядка 10^3 км³. В то же время объем изверженных пород, слагающих «средний» стратовулкан, составляет несколько десятков км³, т. е. первые проценты от объема очага. Рост вулкана происходит при наличии устойчивого канала, связывающего очаг с поверхностью. Поэтому мы считаем возможным говорить о постоянстве геометрии процесса.

На практике для определения площадей горизонтального сечения зон проводимости нами используется тот факт, что эти зоны могут быть морфологически выражены на земной поверхности в виде вулкано-тек-

тонических депрессий, в частности, кальдер проседания. Предположение о том, что отрицательные формы рельефа, развивающиеся в процессе вулканической деятельности, являются как бы проекцией на земную поверхность магматических очагов, высказывалось неоднократно различными авторами. Результаты геофизических работ последних лет могут служить частичным подтверждением этого предположения. Например, размеры гравитационных аномалий, выявленных под вулканами Карымским, Крашенинникова, Малым Семейником в общем совпадают с размерами соответствующих кальдер, оконтуренных кольцевыми разломами (Зубин и др., 1971, Горшков, 1973).

Интегральный тепловой эффект вычислялся при следующих условиях. Средняя плотность слагающих вулкан пород принималась равной $2,5 \text{ г/см}^3$ для базальтовых и $2,2 \text{ г/см}^3$ для андезито-базальтовых вулканов, а теплосодержание изверженного материала $0,35 \text{ ккал/г}$ и $0,30 \text{ ккал/г}$ соответственно. При отсутствии сведений об абсолютном возрасте вулканической постройки период роста голоценовых стратовулканов принимался равным 10^4 лет (Мелекесцев, 1965).

Как было показано ранее, полученные таким способом значения плотности потока тепловой энергии вулканов оказываются весьма близкими (Ковалев, 1971). Однако, учитывая, что ошибки в определении исходных данных велики, нельзя говорить о их значимом различии, так же как и о их равенстве. Распределение результатов вычислений плотности потока для 16 вулканов близко к нормальному. Величина среднего арифметического $10^{-4} \text{ ккал/см}^2 \text{ сек.}$, среднее квадратичное отклонение $0,48 \cdot 10^{-4} \text{ ккал/см}^2 \text{ сек.}$ При вычислении плотности потока предполагалось соответствие размеров зон проводимости размерам морфологически выраженных структур либо геофизических аномалий, что, однако, не является однозначно установленным фактом. Проверкой справедливости этого предположения могут быть сами результаты вычислений. Крайние значения величины средних эффективных потоков, полученные из независимых данных, отличаются более чем в 1000 раз, но при пересчете на площадь соответствующей структуры (или геофизической аномалии) крайние значения плотности потока отличаются уже всего в 10 раз, ощутимо стягиваясь к средней величине. Такое уменьшение разброса данных говорит о существовании прямой связи между величиной среднего потока и площадью, взятой в качестве поперечного сечения зоны проводимости.

Необходимо отметить, что в вулканических областях выделяется целый ряд структур различных порядков, укладывающихся в определенную иерархию пространственных масштабов и связанных с ними характерных времен развития (Василевский, 1973). Можно предположить, что возникновение каждой структуры есть результат процессов, протекающих в соответствующей глубинной аномальной зоне. При этом более крупные и долгоживущие структуры должны быть связаны с более обширными и глубоко расположенными зонами, имеющими к тому же и более древнее заложение.

Вообще говоря, каждому структурному уровню может соответствовать своя величина плотности потока. Мы пока имеем дело с последним, самым верхним ярусом, ибо лишь о нем можно получить информацию, изучая деятельность отдельного вулкана. Плотность эффективного потока, равная $10^{-4} \text{ ккал/см}^2 \text{ сек.}$, относится к процессам переноса именно в этом верхнем ярусе и с такой оговоркой может рассматриваться как численная оценка интенсивности современного вулканического процесса, выраженной в тепловых единицах.

Мы нашли величину интенсивности современного вулканического процесса, оперируя понятием эффективного теплового потока, который получается усреднением ряда тепловых импульсов — извержений. По-

ток задается потенциалом мантии, величиной, почти неизменной на столь коротких промежутках времени, как наши интервалы усреднения. Отсюда следует, что, во-первых, величина среднего эффективного потока может отражать реальное постоянство интенсивности процессов переноса на достаточно больших глубинах и, во-вторых, что на пути потока существуют участки, где происходит преобразование непрерывного потока в пульсирующий. Сходная мысль высказывалась И. В. Лучицким (1971). Обсуждая ритмичность в деятельности Везувия, он пришел к заключению, что в ее основе лежат какие-то непрерывные глубинные процессы, сами по себе не являющиеся ритмичными.

Э. Н. Эрлих и И. В. Мелекесцев (1973), анализируя развитие четвертичного вулканизма Западной части Тихоокеанского кольца, выделяет периоды повсеместного усиления и ослабления вулканической деятельности, которые можно рассматривать как пульсации глобального масштаба, отражающие крупнейшие фазы вулканического процесса в его связи с периодами активизации тектонических преобразований. Проявление различной ритмичности у двух соседних однотипных вулканов говорит о том, что в данном случае причины, поражающие пульсации, имеют уже не глобальный, а сугубо локальный характер.

Общая картина вулканизма представляет собой результат суперпозиции множества пульсаций самого различного масштаба. Видимо, и причины их столь же неодинаковы. Можно выделить по крайней мере следующие основные виды пульсаций: 1) крупные этапы или циклы вулканизма, определяющие развитие целых регионов, связанные с закономерным изменением химизма продуктов и общего характера вулканизма; 2) рождение, развитие и отмирание отдельных вулканических аппаратов; 3) периоды усиления и ослабления активности вулкана; 4) чередование извержений и периодов покоя; 5) неравномерности в процессе отдельного извержения.

Возникновение пульсаций в непрерывном потоке должно быть связано с существованием механизмов задержки потока. В самых общих чертах действие механизма задержки выражается в том, что на некотором участке зоны проводимости развиваются процессы, повышающие потенциал этого участка. Образуется своего рода «потенциальная плотина», запирающая поток. Очевидно, что на всем пути потока от верхней мантии до поверхности не может возникнуть состояния с потенциалом выше, чем потенциал мантии. Очевидно также, что запирающие участки должны обладать свойством, имеющим смысл емкости, делающим возможным накопление здесь в каком-то виде энергии. Накопление идет до определенного предела, превышение которого разрушает «потенциальную плотину» и дает одну пульсацию.

Естественно предположить, что каждому из перечисленных выше видов пульсаций соответствует свой механизм задержки, обусловленный вполне определенным состоянием и свойствами вещества, а также конкретными механизмами переноса. В потоке пульсирует его конвективная составляющая. Нет никаких данных о том, чтобы в кондуктивном теплопотоке были отмечены нерегулярности того же порядка, что и интервалы между извержениями. В то же время в вулканогенных гидротермальных системах, завершающих определенные этапы вулканизма и характеризующихся примерно такой же плотностью эффективно-го теплового потока энергия переносится преимущественно конвекцией, но пульсации не возникают. Следовательно, условия формирования импульсов при конвективном механизме переноса не постоянны, они могут возникать и исчезать. В настоящее время наиболее доступны для исследования их физической природы пульсации, выражающиеся в попеременном усилении и ослаблении активности стратовулкана. В дальней-

шем термином «пульсация» мы будем обозначать только эту группу явлений.

В некоторых случаях следующие один за другим «циклы» вулканической активности разграничены более или менее регулярно повторяющимися сильными, пароксизмальными извержениями. Подобную картину дают, например, Ключевской вулкан (Пийп, 1956) и Везувий (Лучицкий, 1971). Однако не всегда в ряду извержений можно выделить пароксизмальные. Сам этот термин точно не определен и может в значительной мере отражать субъективное восприятие явления наблюдателями.

При описании деятельности вулкана мы будем использовать, как и выше, количественную меру его активности — тепловой эффект (тепловую энергию) извержения. Обработка данных по количественной реконструкции истории вулканов, которые имеются в литературе, показывает, что совокупность интервалов между извержениями, взятых вне их связи с тепловым эффектом, как правило, подчиняется нормальному закону распределения. Это означает, что сам по себе каждый интервал представляет собой величину случайную, зависящую от неконтролируемых факторов. В течение периодов покоя, разделяющих извержения, происходит накопление энергии вулкана. Приближенной мерой для оценки скорости накопления может служить величина среднего эффективного потока, так что ее произведение на длительность периода покоя дает величину образовавшегося запаса энергии. Если этот запас потом расходуется при извержении, то можно было бы ожидать, что тепловой эффект последнего будет прямо пропорциональным длительности периода покоя.

Однако в действительности ожидаемой пропорциональности не наблюдается. При введении в известной мере гипотетического процесса накопления энергии вулканические извержения приобретают новое дополнительное качество и могут быть рассортированы по следующим признакам: тепловой эффект одних меньше произведения потока на продолжительность периода покоя, других — больше. Оказывается, что извержения двух групп распределяются во времени вполне закономерно. Можно выделить периоды с преобладанием процесса накопления над разрядкой. Идет рост внутренней энергии вулкана, продолжающийся до некоторого предела. Затем наступает период, когда происходит сброс энергии вулкана до первоначального уровня путем пароксизмального извержения, либо серии следующих друг за другом с относительно небольшими перерывами извержений умеренной мощности. Далее снова наступает период накопления и процесс повторяется.

На графиках в координатах «тепловая энергия — время» отчетливо видно, что на фоне случайно распределенных во времени извержений проявляется закономерное периодическое изменение внутренней энергии вулкана (Ковалев, Калашникова, Слезин, 1971). Неожиданным оказался результат сравнения ширины полосы между нижним и верхним пределами изменения внутренней энергии для различных по размерам и мощности вулканов, таких как Ключевской, О-шима, Мауна-Лоа, Каймон-Даке. Амплитуда изменения внутренней энергии у перечисленных вулканов почти одинакова, в тепловых единицах составляет около 10^{18} кал. Последняя величина есть сумма тепловых эффектов извержений, завершающих цикл активности стратовулкана. В предельном случае это тепловая энергия извержения максимальной мощности, которое может произойти без существенного изменения внутри геометрии вулкана.

Максимальный тепловой эффект вулканического цикла независимо от числа, мощности и последовательности отдельных извержений, его слагающих, имеет один и тот же порядок величины и, следовательно, не

зависит (или почти не зависит) от условий тепловой разгрузки вулкана (условий истечения лав, прочности закупоривающей жерло пробки и т. д.), отражая, по-видимому, существенные черты динамики более глубоких областей зоны проводимости. Заметим, что без использования величины теплового эффекта извержения и среднего потока, основываясь только на хронологии извержений, описанные пульсации заметить трудно, так как их могут маскировать извержения, происходящие в период преимущественного накопления энергии.

Появление извержений на фоне общего роста внутренней энергии вулкана может быть истолковано как свидетельство несостоятельности предположения о накоплении и последующей разрядке энергии магматического очага. Действительно, если подразумевать модель, согласно которой очаг реагирует на внешнее возмущение как единое целое и любое возмущение распространяется на весь объем расплава, то этот факт трудно объяснить. Но в то же время он может просто указывать на сложность динамической картины в очаге и на необходимость привлечения для ее описания дополнительных характеристик системы. Возможно, что процессы накопления и расходования энергии до известной степени независимы, а на поверхности наблюдается их суммарный результат. Видимо, подъем активной магмы, способной к извержению, может происходить отдельными порциями, которые выбрасываются на земную поверхность в один или несколько приемов.

Вообще говоря, сработать в качестве механизма задержки, приостановить на некоторое время поток, в состоянии такой процесс, при котором возникают противодействующие силы одного порядка величины с движущими силами потока. Другое дело те возмущения, которые лишь способствуют разрушению, устранению причин, задерживающих поток. Такие возмущения могут иметь разную природу и не обязательно должны быть связаны с действием сил, соизмеримых с движущими силами процесса. Они, как правило, не влияют на общее направление и интенсивность процесса, но изменяют его режим на коротких отрезках времени. Разнообразие механизмов их действия привносит элемент беспорядка в закономерный ход процесса.

Так, например, сейсмический толчок может, ослабив прочность кровли, быть непосредственной причиной начала единичного извержения, но не повлияет существенно на ход эволюции магматического очага в целом. С другой стороны, относительно медленные тектонические движения регионального масштаба вряд ли определяют моменты отдельных извержений, так как соответствующие деформации намного перекрываются деформациями вулканической постройки в периоды, предшествующие извержениям. Но те же деформации, обусловленные региональной тектонической активностью, могут оказаться решающим фактором, контролирующим направление длительного процесса эволюции глубинных расплавов. Можно представить себе вероятные ситуации, когда тектонические движения в свою очередь играют роль «первичного толчка», но уже по отношению к процессам более крупных пространственно-временных масштабов, чем развитие отдельно взятого вулкана. Было бы полезно выработать общие критерии, позволяющие очертить круг явлений, способных оказать влияние на течение процесса в каждом конкретном случае. При этом должны, вероятно, учитываться как динамические особенности, так и соотношения характерных времен взаимодействующих процессов.

Подчеркнем следующее обстоятельство. Рассматриваемые нами относительно короткопериодные пульсации (не более 10^3 лет) не могут зарождаться в глубинной, подстилающей расплав, части зоны проводимости, где перенос осуществляется в твердой среде, так как инерционность протекающих здесь процессов велика. Причиной таких регуляр-

ных пульсаций не могут быть и внешние условия разгрузки вулкана, так как в течение одной пульсации они многократно и нерегулярно изменяются от извержения к извержению. Значит, у самого расплава, заполняющего очаг, должно быть свойство, обуславливающее существование механизма задержки потока.

Интересно, что этот вывод следует из одного лишь рассмотрения вулканических ритмов как пульсаций потока. Экспериментальное изучение деформации магмы подтверждает сделанный вывод, указывая на конкретное свойство — предел текучести, обнаруженный Шоу с сотрудниками при измерениях на лавовом озере кратера Макаопухи (Shaw *et al.*, 1968).

Магматический очаг вулкана согласно имеющимся геологическим и геофизическим данным (Штейнберг и др., 1966; Балеста, 1970) представляет собой занятую расплавом изометричную (в первом приближении) полость размером порядка 10 км, верхняя кромка которой расположена на глубине от нескольких километров до нескольких десятков километров. Подобный резервуар часто называют периферическим очагом, предполагая его связь при помощи достаточно узкого канала — магмовода с неким первичным глубинным очагом. Надо отметить, что, хотя наличие глубинного питания таких «периферических» очагов несомненно, часто принимаемая конкретная схема питания их расплавом по магмоводу из обширного, находящегося глубоко в мантии первичного бассейна не является ни доказанной, ни необходимой.

Вопросы уровня глубинности зарождения расплава, масштабов явления и информативности «индикаторов», используемых как источник сведений о процессах магмообразования, неоднократно обсуждались в литературе (см. например, Волохов, 1972), но полная ясность в этом вопросе пока не достигнута. Очевидно, что при изучении динамики глубинного вулканического процесса на данном этапе желательно в возможно меньшей степени использовать такие пока неопределенные характеристики, как глубина заложения очага и конкретный способ его питания.

Мы рассматриваем магматический очаг как одно из звеньев области питания вулкана, в которой происходит перенос энергии из недр к поверхности Земли. Поток тепловой энергии и связанного с ней вещества поступает в очаг через его нижнюю границу, которая отделяет расплав от более глубоких, находящихся в существенно твердом состоянии, частей области питания, и покидает его через верхнюю. Достоверно известно, что покидает очаг силикатный расплав, содержащий растворенные газы. Относительно питания очага можно сказать лишь то, что поступающий в него из более глубоких частей зоны переноса агент способен привести к повышению его энергетического и, в частности, механического потенциала.

Основным механизмом переноса в магматическом очаге вулкана является свободная конвекция. Нетрудно показать, что если величина теплового потока через слой магмы, ограниченный горизонтальными плоскостями, равна 10^{-4} кал/см² сек., то даже при вязкости 10^8 пуаз толщина слоя, соответствующая порогу конвективной неустойчивости, будет всего около 10 метров. Условия конвективной неустойчивости магмы исследовались в ряде работ (Кадик, Хитаров, 1968; и др.) для различных условий геометрий, которые могут иметь место в земной коре или верхней мантии, и во всех случаях критический размер конвектирующего объема не превышал нескольких сотен метров.

Из всех упомянутых работ следует, что конвекция должна быть стационарной при любых разумных значениях плотности потока. Однако это заключение не столько отражает особенности реального процесса, сколько является следствием принятой авторами физической модели

магмы, согласно которой магма рассматривалась как ньютоновская жидкость. Такая модель представляет собой довольно грубое приближение. Магма — это среда сложного состава, макро- и микродисперсная, содержащая как взвешенные твердые частицы, так и полимерные макромолекулы различных конфигураций. Поведение такой среды при механических деформациях должно существенно отличаться от поведения ньютоновской жидкости. Наличие у магмы предела текучести позволяет аппроксимировать ее телом Бингама, что и было сделано Шоу в упоминавшейся выше работе. В дальнейшем оказалось, что для объяснения некоторых динамических закономерностей, проявляющихся в извержениях вулканов лучше подходит более сложная реологическая модель магмы, представляющая собой комбинацию тел Вингама и Максвелла. В ней предел текучести определяет касательные напряжения, при которых осуществляется переход из одного режима течения в другой с эффективной вязкостью, отличающейся на несколько порядков (Слезин, 1972). Пульсации, очевидно, отражают нестационарный характер конвекции в очаге. Возникновение нерегулярностей в потоке связано с изменением переносных свойств субстрата (рабочего вещества), причем для возникновения в однородной среде крупных пульсаций, распределенных неслучайным образом, необходимо наличие положительной обратной связи между интенсивностью процесса и проводимостью.

Для структурно-вязких пластично-дисперсных тел, подобных магме, такая связь может заключаться в следующем. Когда касательные напряжения достигают величины предела текучести, начинается процесс разрушения внутренней структуры материала, следствием которого является резкое уменьшение эффективной вязкости. Уменьшение вязкости приводит к увеличению скорости деформации, которое, в свою очередь ускоряет разрушение внутренней структуры. Поскольку процесс протекает в ограниченном объеме, достаточно быстро происходит выравнивание потенциалов, приводящее к замедлению процесса. Здесь вступает в действие «тормозящая» обратная связь — восстановление разрушенной структуры при уменьшении напряжений и скорости деформации. При этом полному протеканию процесса способствует зашаздывание восстановления разрушенной внутренней структуры (наличие у магмы тиксотропных свойств также отмечалось Шоу).

Вероятная картина нестационарной конвекции в магматическом очаге выглядит как периодическое всплывание от нижней границы очага к верхней некоторого активного, разуплотненного поступающим из более глубоких частей области питания агентом, объема. Запас энергии всплывшего объема частично реализуется затем в виде серии извержений, представляющей собой один цикл. Очевидно, что режим пульсирующей конвекции может установиться, если плотность питающего потока не превышает некоторой критической величины, определяемой механическими свойствами конвектирующей среды.

Наблюдаемое заметное отличие циклов друг от друга, отсутствие строгой периодичности может быть связано с двумя факторами. Это, с одной стороны, влияние случайных событий на темп внешней разгрузки вулкана и интерференция последовательных всплывающих объемов, а с другой стороны, медленное направленное изменение свойств материала очага.

Правдоподобность предполагаемого механизма конвекции в настоящее время может быть проверена лишь путем весьма приближенных оценок. Полагая относительное разуплотнение на нижней границе расплава в пределах 10^{-5} — 10^{-4} , при значении предела текучести 10^3 дин/см² получаем критическую величину разуплотненного объема, при которой начинается всплывание, от 200 до 0,2 кубических километров соответ-

ственно. Указанные разуплотнения могут быть достигнуты за счет термического расширения расплава, если по каким-либо причинам его температура повышается на $0,1-1^{\circ}\text{C}$. Тот же эффект даст увеличение концентрации летучих в расплаве на $0,1\%$. Как видим, полученные результаты выглядят вполне разумными.

Здесь легко усмотреть аналогию с целым рядом моделей, привлекавшихся для объяснения тектонических процессов и подъема глубинной магмы сквозь твердый субстрат земной коры (Белоусов, 1966, Рамберг, 1970), но эта аналогия далеко не полная. Разница состоит в том, что мы рассматриваем внутреннюю динамику расплава в очаге вулкана, то есть процессы с характерным временем до 10^3 лет, протекающие в области с характерным линейным размером в первые десятки километров, в то время как процессы, изучавшиеся упомянутыми авторами, имеют характерное время и линейные параметры на несколько порядков больше.

К проблеме влияния механических свойств магм на их динамику примыкает и вопрос о причинах прекращения извержений, который не столь тривиален, как это может показаться на первый взгляд. Действительно, допустим, что постоянный поток энергии, питающий очаг, приводит к непрерывному равномерному повышению давления в нем, которое, в конце концов, приводит к взламыванию кровли к началу извержения. В дальнейшем глубинное питание очага не прерывается и пробка отсутствует, так что, вообще говоря, извержение должно продолжаться с интенсивностью, соответствующей средней мощности вулкана, сколь угодно долго.

Прекращение извержения часто связывают с интенсивной дегазацией, взрывным опустошением канала вулкана и последующим обрушением его стенок. Однако такой механизм не годится для многих существенно лавовых вулканов, последние стадии извержения которых представляют собой спокойное излияние. Например, совершенно спокойным излиянием с постепенным снижением расхода лавы завершилось извержение побочного кратера Ключевской сопки в 1966 году (прорыв Пийпа) или извержение вулкана Алаид в 1972 году.

Разумное объяснение этих фактов можно дать, если привлечь упомянутые выше реологические модели магмы. Тогда момент прекращения извержения соответствует снижению напряжений в материале очага до величины, равной пределу текучести. Остановке течения способствует прогрессирующее восстановление внутренней структуры магмы при уменьшении скорости деформации.

Предложенные динамические схемы, использующие усложненные реологические модели магмы, безусловно являются гипотетическими и не исчерпывающими. Тем не менее ясно, что наблюдаемая пестрая картина чередования извержений не может найти объяснения, если считать, что магма в очаге реагирует на внешние воздействия как ньютоновская жидкость, то есть изменение давления распределяется равномерно по всему ее объему.

Существование предела текучести приводит к локализации результатов отдельных воздействий, к периодическому разобщению областей глубинного питания очага и его разгрузки. Не исключено, что многие пока не понятные динамические особенности наблюдаемой вулканической деятельности связаны с интерференцией в очаге возмущений, порожденных, с одной стороны, глубинным потоком и, с другой стороны, извержениями.

В настоящее время мы ограничиваемся исследованием пульсаций потока в системе «очаг — канал», где основным механизмом переноса тепловой энергии и вещества является конвекция расплава. Вероятно, что в дальнейшем, при достаточном накоплении фактического материа-

да, можно будет построить удовлетворительную динамическую модель системы. Однако это лишь часть более сложной задачи анализа пульсаций в переменной геометрии, отражающих эволюцию как отдельных вулканов в течение всего периода их жизни, так и целых вулканических комплексов.

Последовательное применение концепции потока открывает возможность количественного подхода к изучению динамики вулканического процесса. Полученные на основании этой концепции результаты — оценка плотности потока. Вероятные причины пульсаций потока, амплитуда изменения внутренней энергии стратовулкана — согласуются между собой и не противоречат ни общим физическим законам, ни геологическим фактам. Поэтому дальнейшее развитие представлений о вулканическом процессе как о потоке можно считать перспективным. Наибольший интерес заключается во всестороннем исследовании природы пульсаций потока, которые могут явиться мощным инструментом для изучения глубинных процессов переноса энергии и вещества.

ЛИТЕРАТУРА

- АВЕРЬЕВ В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. Сб. «Современный вулканизм» т. I. «Наука», М., 1966.
- БАЛЕСТА С. Т. Диффракция сейсмических волн на очаге, строение и состояние вещества магматического очага Авачинского вулкана. Бюлл. вулк. ст. № 46, 1970.
- БЕЛОУСОВ В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. «Наука», М., 1966.
- ВАСИЛЕВСКИЙ М. М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. «Недра», М., 1973.
- ВИНОГРАДОВ А. П. Происхождение оболочек Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1962.
- ВОЛОХОВ И. М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах — родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии? Труды Ин-та геологии и геофизики, вып. 150, «Наука», Новосибирск, 1972.
- ГОРШКОВ А. П. Глубинное строение вулкана Малый Семьячик на Камчатке по гравиметрическим данным. Геология и геофизика, № 4, 1973.
- ЗУБИН М. И., МЕЛЕКЕСЦЕВ И. В., ТАРАКАНОВСКИЙ А. А., ЭРЛИХ Э. Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. Сб. Вулканизм и глубины Земли, «Наука», М., 1971.
- КАДИК А. А., ХИТАРОВ Н. И. Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла и вещества. «Геохимия», № 6, 1968.
- КОВАЛЕВ Г. Н. К вопросу об энергетике активного вулканизма. Сб. Вулканизм и глубины Земли. «Наука», М., 1971.
- КОВАЛЕВ Г. Н., КАЛАШНИКОВА Л. В., СЛЕЗИН Ю. Б. О связи между энергией извержений и периодами покоя современных действующих вулканов. «Геология и геофизика», № 3, 1971.
- КОРЖИНСКИЙ Д. С. Трансмагматические потоки растворов подкарпового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. Сб. Кора и верхняя мантия, «Наука», М., 1968.
- КУЗНЕЦОВ Ю. А., ИЗОХ Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования. Сб. посвящ. 60-летию акад. В. С. Соболева, 1969.
- ЛУЧНИЦКИЙ И. В. Основы палеовулканологии, т. 1, стр. 110—115, 1971.
- МЕЛЕКЕСЦЕВ И. В. Четвертичное оледенение и проблема возраста вулканов Ключевской группы. Сб. Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. «Наука», М., 1965.
- ТИШИ Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 годах и в прошлом. Тр. лабор. вулканол., вып. 11, изд. АН СССР, М., 1956.
- ПОСПЕЛОВ Г. Л. Проблемы эндогенной динамической флюидитологии. «Геология и геофизика», № 11, 1969.
- РАМБЕРГ Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. «Мир», М., 1970.
- СЛЕЗИН Ю. Б. О возможной связи динамики вулканического очага с реологическими свойствами магмы. «Геология и геофизика», № 10, 1972.
- ФЕДОТОВ С. А., ФАРБЕРОВ А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге и верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. Сб. Вулканизм и глубинное строение Земли. «Наука», М., 1966.
- ШТЕЙНБЕРГ Г. С., БАЛЕСТА С. Т., ЗУБИН М. И., ТАРАКАНОВСКИЙ А. А. Гео-

логическое строение Авачинского вулкана по геофизическим данным. В сб. Вулканизм и глубинное строение Земли. «Наука», М., 1966.

ЭРЛИХ Э. Н., МЕЛЕКЕСЦЕВ И. В. Основные этапы вулканизма и тектонических преобразований четвертичного времени в Западной части тихоокеанского кольца. Бюлл. Московского общества испытателей природы, отд. геол., т. 48 (3), 1973.

BARTLETT R. W. Magma convection, temperature distribution and differentiation. Am. Journ. of Science, vol. 267, No. 9, 1969.

SHAW H. R., WRIGHT T. R., PECK S. L., OKAMURA R. The viscosity of basaltic magma: analysis of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii.— Amer. Journ. of Science, v. 266, No. 4, 1968.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие

5

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ПРОЯВЛЕНИЙ РАЗНЫХ ТИПОВ ВУЛКАНИЗМА

- | | | |
|--------------|--|----|
| | С. А. Федотов. О связи вулканов с тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов | 9 |
| Г. С. | Горшков. Новая глобальная тектоника и вулканизм | 21 |
| | Е. Е. Милановский. Геодинамика и вулканизм орогенных поясов | 32 |
| | М. М. Василевский, Е. А. Вакин, Ф. Ш. Кутыев, В. В. Пономарев, К. Н. Рудич. Принципы геодинамического соответствия возраста и глубинности в вулканических, plutонических, метаморфических и рудообразующих процессах | 51 |

ДИНАМИКА ПРОЦЕССОВ В КОРЕ И МАНТИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

- | | | |
|--|---|----|
| | А. И. Фарберов. Магматические очаги, корни вулканов и геофизические поля | 60 |
| | С. Т. Балеста, В. К. Утнасин, Г. И. Аносов. Строение земной коры под вулканами в различных геоструктурных зонах по геофизическим данным | 76 |

ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА И ПРОБЛЕМА ЦИКЛИЧНОСТИ

- | | | |
|--|--|-----|
| | И. В. Лучицкий. Эволюция вулканизма в истории Земли | 82 |
| | Е. Ф. Малеев. Вопросы планетарной эволюции вулканизма | 91 |
| | Э. Н. Эрлих, И. В. Мелекесцев. Проблема ритмичности и синхронности вулканизма в кайнозое | 104 |
| | Г. М. Фремд. Вулкано-тектонические структуры, вулкано-тектонические системы | 124 |
| | В. И. Володавец. Вулканическая деятельность в цифрах и некоторые выводы | 134 |
| | В. П. Петров. Специфика кислого вулканизма | 146 |

ВУЛКАНИЗМ И СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

- | | | |
|--|--|-----|
| | С. И. Набоко. Современные гидротермальные процессы и их связь с тектоно-магматической активностью | 155 |
| | М. М. Василевский, Т. В. Тарасенко, Ю. И. Харченко, Ф. Ш. Кутыев. Вулканы, как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров (принципы металлогенического анализа и районирования) | 167 |
| | Я. Б. Смирнов, В. М. Сугробов, Н. Г. Сугрובה. Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей кайнозойского вулканизма | 175 |

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

- | | | |
|--|---|-----|
| | Ю. П. Масуренков. Минеральные ассоциации и вещество коры и мантии в орогенных вулканитах | 199 |
| | А. Ф. Белоусов. Проблема генезиса базитовых магм | 223 |
| | К. Н. Рудич, О. Н. Вольнец, В. А. Ермаков, А. В. Колосков. Многообразие вулканических пород Камчатки и проблемы их генезиса | 235 |
| | П. И. Хитаров, В. А. Пугин. Проблема происхождения базальтовых магм (в свете экспериментальных данных) | 250 |
| | А. А. Кадик. Роль воды и углекислоты в образовании и дегазации основных магм | 272 |
| | Г. Н. Ковалев, Ю. Б. Слезин. Некоторые вопросы динамики вулканического процесса | 287 |

CONTENTS

Preface	5
---------	---

VOLCANISM AND GEODYNAMICS

GEODYNAMIS ENVIRONMENT OF MANIFESTATIONS OF DEFFERENT TYPES OF VOLCANISM

S. A. Fedotov. On the connection of volcanoes to Pacific focal bed and on mechanism of lifting of magma and about possible position of mantle areas for the feeding of volcanoes.	9
G. S. Gorshkov. New global tectonics and volcanism.	21
E. E. Milanovsky. Geodynamics and volcanism of orogenic belts.	32
M. M. Vasilevsky, E. A. Vakin, F. Sh. Kutyev, V. V. Ponomaryov, K. N. Rudich. Principles of geodynamic conformity of age and depth on volcanic, plutonic, metamorphic and ore-forming processes.	51

DYNAMICS OF PROCESSES WITHIN THE CRUST AND MANTLE IN VOLCANIC AREAS FROM GEOPHYSICAL DATA

A. I Farberov. Magmatic nidi, roots of volcanoes and geophysical fields.	60
S. T. Balesta, V. K. Utnasin, G. I. Anosov. Structure of Earthly crust under volcanoes in different geostructural zones on the deophysical data.	76

EVOLUTION OF VOLCANISM AND THE PROBLEMS OF ITS CYCLITY

I. V. Luchitsky. Evolution of volcanism in the history of Earth.	82
E. F. Maleev. Questions of the planetary evolution of volcanism.	91
E. N. Erlikh, I. V. Melestsev. Problem of rhythm and of synchronics of Kenozoic volcanism.	104
G. M. Fremd. Volcano-tectonic structures and volcano-tectonics systems.	124
V. I. Vlodavets. Volcanic activity in figures and some conclusion.	134
V. P. Petrov. Specificity of acid volcanism.	146

VOLCANISM AND CONTEMPORARY HYDROTHERMAL PROCESSES

S. I. Naboko. Contemporary hydrothermal processes and their connection with tectono-magmatic activity.	155
M. M. Vasilevsky, T. V. Tarasenko, Yu. I. Kharchenko, F. Sh. Kutyev. Volcanoes as indicators of the long-live magmatic and metallogenic centers (the principles of metallogenic analysis an division within districts)	167
Y. B. Smirnov, V. M. Sugrobov, N. G. Sugrobova. Heat flow, Hydrothermal activity and the dynamics of development of deep-seated zones within Cenozoic volcanic areas.	175

GENESIS AND EVOLUTION OF MAGMAHTIC MELTS AND ITS AFFECT ON VOLCANIS PROCESSES

Yu. P. Masyrenkov. Mineral assotiations within crust and mahle substance in orogenic volcanites	199
A. F. Belousov. Problem of genesis of basitic magma.	223
K. N. Rudich, O. N. Volunets, V. A. Ermakov, A. V. Koloskov. Variety of volcanic rocks of Kamchatka and problem its genesis.	235
N. I. Khitarov, V. A. Problem of genesis of basalt magmas (on the experimental data).	250
A. A. Kadik. The role of water and carbon dioxide in the formation and degassing of basic magmas.	272
G. N. Kovalyov, Yu. B. Slyozin. Some duestions of dynamics of volcanic processes	287

ГЕОДИНАМИКА, МАГМООБРАЗОВАНИЕ И ВУЛКАНИЗМ

Техн. редактор Ю. Ефимов
Корректор В. Поцелуева

ВД 14218. Подписано к печати 19/VII-74 г. Формат 70x108/16. Усл. печ. л. 18,75.
Тираж 1000. Цена 2 р. 98 к. Заказ 9079. Приморский полиграфкомбинат.
Владивосток, Океанский пр., 69.

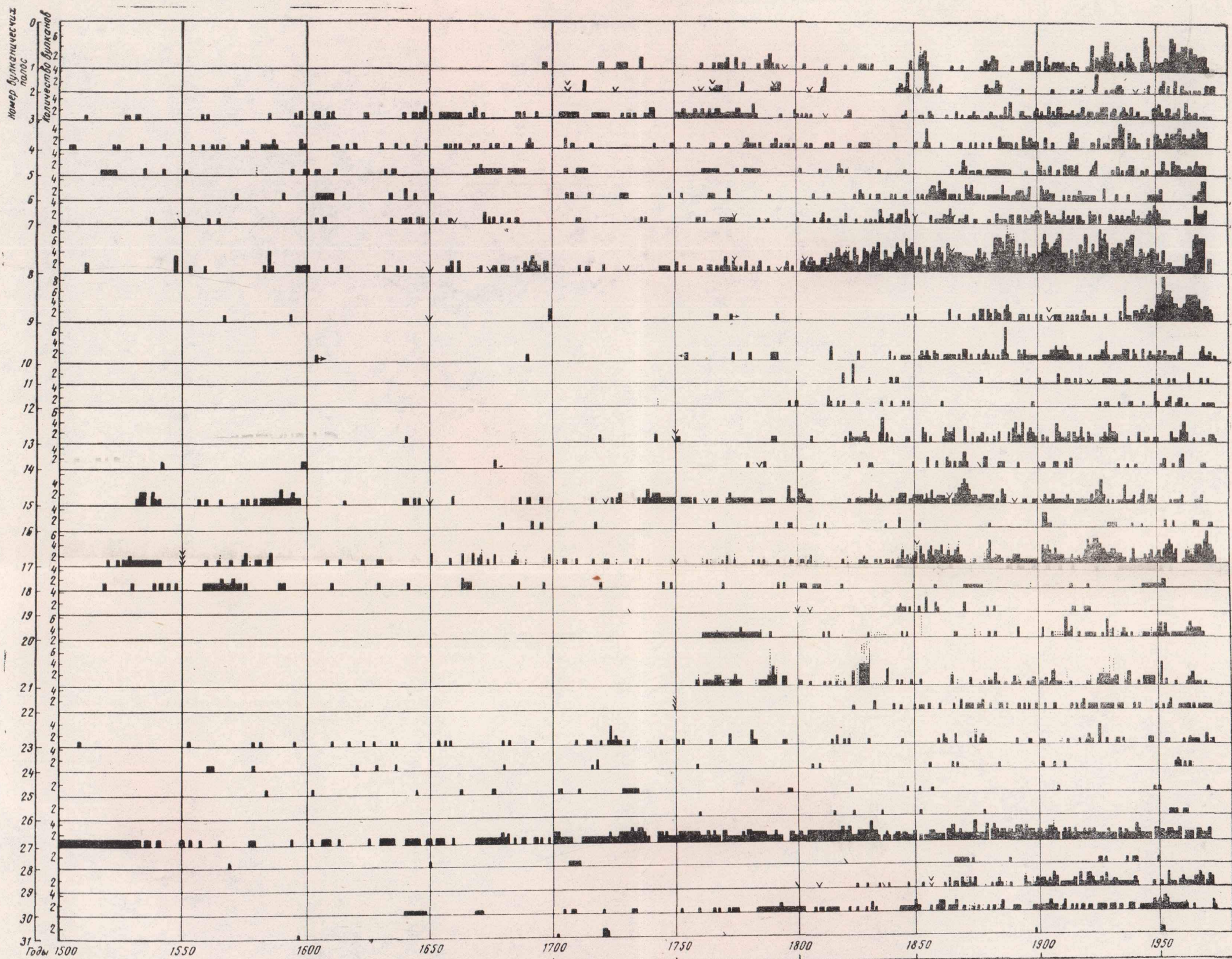


Рис. 1. Количество извержений с 1500 по 1973 г. 1 — Камчатка; 2 — Курильские о-ва; 3 — о-ов Хоккайдо и северо-восток о-ва Хонсю; 4 — о-ва Кюсю и Рюкю и море у восточного берега о. Тайвань; 5 — Изу-Марианские о-ва; 6 — Филиппинский архипелаг и Южно-Китайское море; 7 — о-ва Сангихе, Целебес и Хальмахера; 8 — море Банда, Малые Зондские о-ва, Ява и Суматра; 9 — Меланезия; 10 — о-ва Самоа, Тонга, Кермадек и Новая Зеландия, 11 — Антарктика и Южные Сандвичевы о-ва; 12 — о-ва Хуан Фернандес и Галапагосские; 13 — Южная Америка (южная часть); 14 — Южная Америка (средняя часть); 15 — Южная Америка (северная часть); 16 — Малые Антильские о-ва; 17 — Центральная Америка; 18 — Северная часть Центральной Америки; 19 — Северная Америка; 20 — п-ов Аляска; 21 — Алеутские о-ва; 22 — Гавайские о-ва; 23 — о-ва Исландия и Ян-Майен; 24 — Северная Атлантика и Азорские о-ва; 25 — о-ва Канарские и Зеленого мыса; 26 — Экваториальная и Южная Атлантика; 27 — Апеннинский п-ов и о-ва Липарские и Сицилия; 28 — Эгейское море и Аравийский п-ов; 29 — Африка; 30 — Индийский океан; 31 — Континентальная Азия. На диаграмме: столбики и полоски — количества извержений, ряды точек — сомнительные извержения; одна наклонная черточка — извержение произошло около отмеченного на диаграмме года; две расходящиеся черточки — среднее значение времени извержения, происшедшего в пределах от 10 до 50 лет в одну и другую сторону.

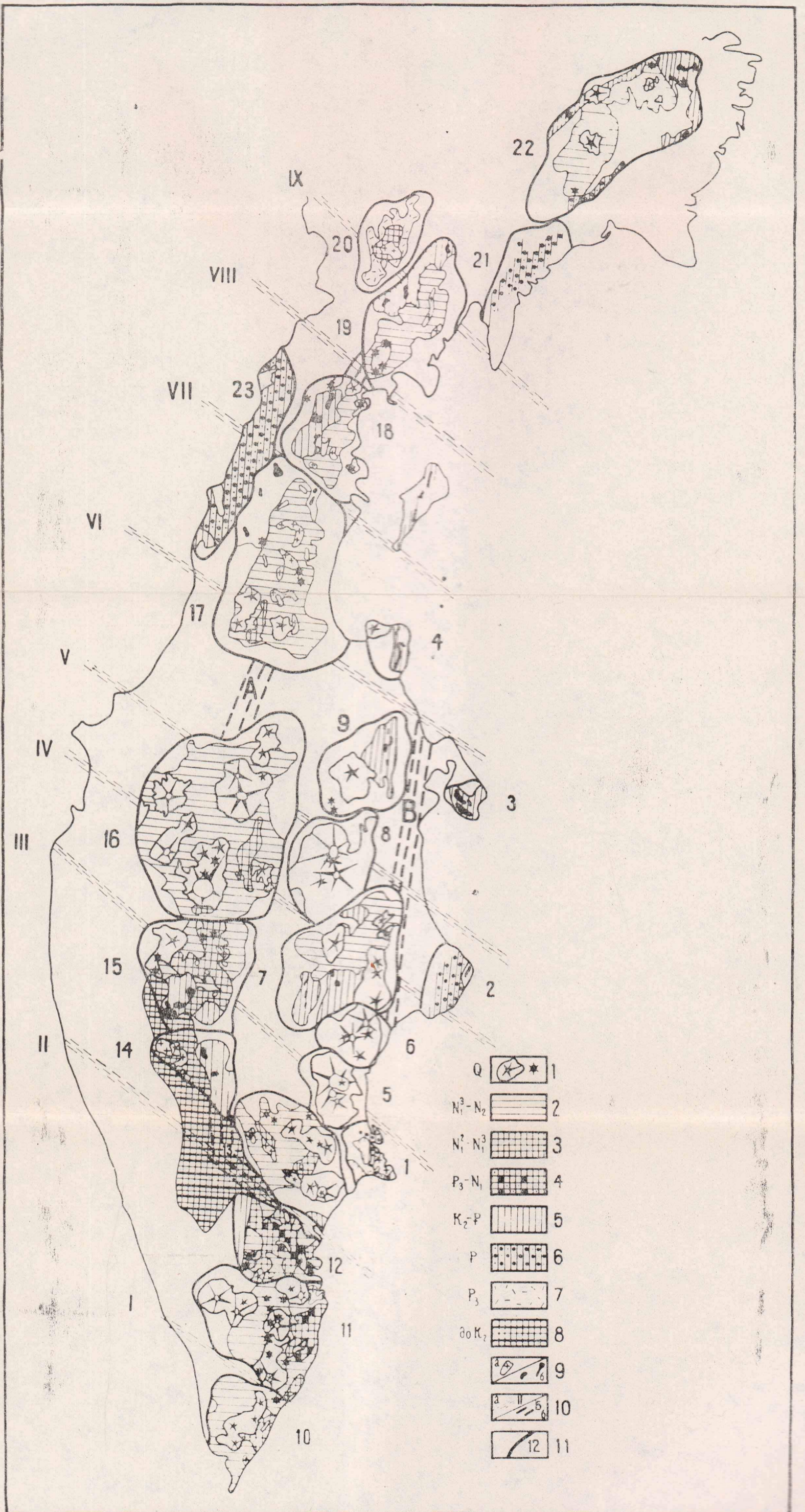


Рис. 1. Схема размещения долгоживущих магматических центров Камчатки. 1 — крупнейшие вулканические постройки и вулканы четвертичного возраста, 2 — вулканические образования верхнего структурного яруса ($N_1^3 - N_2$), 3 — вулканогенные образования верхнего структурного яруса ($N_1^2 - N_1^3$), 4 — вулканогенные образования нижнего структурного яруса ($P_3 - N_1$), 5 — вулканогенные образования нижнего структурного яруса ($K_2 - P$), 6 — вулканогенно-терригенные образования верхнего структурного яруса (Pg), 7 — существенно кислые вулканогенные формы, прилегающие к Океану Шумера (структурно-формационная зона P_3), 8 — кристаллический фундамент, 9 — вулканические образования, прилегающие к Океану Шумера (структурно-формационная зона P_3), 10 — вулканические образования, прилегающие к Океану Шумера (структурно-формационная зона P_3), 11 — вулканические образования, прилегающие к Океану Шумера (структурно-формационная зона P_3), 12 — вулканические образования, прилегающие к Океану Шумера (структурно-формационная зона P_3).

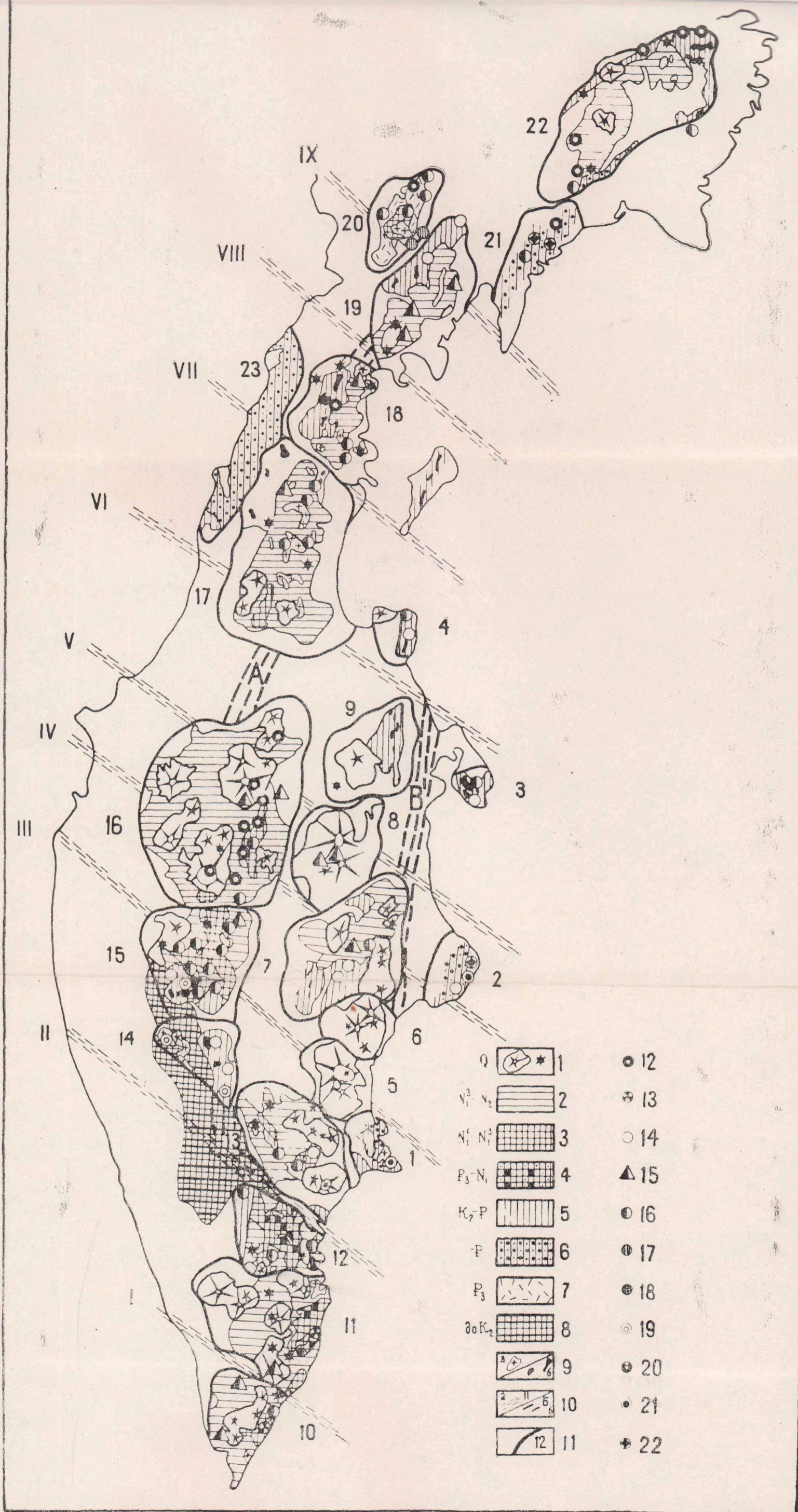


Рис. 2. Вулканогенно-рудные центры Камчатки. 1 — четвертичные вулканические постройки, 2 — области проявления поздне-палеогеновой рудной минерализации и их границы, 3 — области проявления рудной минерализации в верхах среднего структурного яруса и их границы, 4 — области проявления рудной минерализации в низах среднего структурного яруса и их границы, 5 — области проявления рудной минерализации нижнего структурного яруса и их границы, 6 — области проявления рудной минерализации в верхах нижнего структурного яруса, 7 — области проявления рудной минерализации в существенно кислых вулканогеенных формациях Охотско-Чукотской структурно-формационной зоны, 8 — кристаллический фундамент, 9 — интрузии: а) миоценовые, б) мел-палеогеновые, 10 — зоны тектонических нарушений (по геофизическим данным), 11 — границы долгоживущих вулканогенно-рудных центров и их номера *, полезные ископаемые: 12 — ртуть, 13 — свинец+цинк, 14 — медь, 15 — сера, 16 — золото, 17 — олово, 18 — вольфрам, 19 — медь+молибден, 20 — сурьма, 21 — медь-никель, 22 — хром.

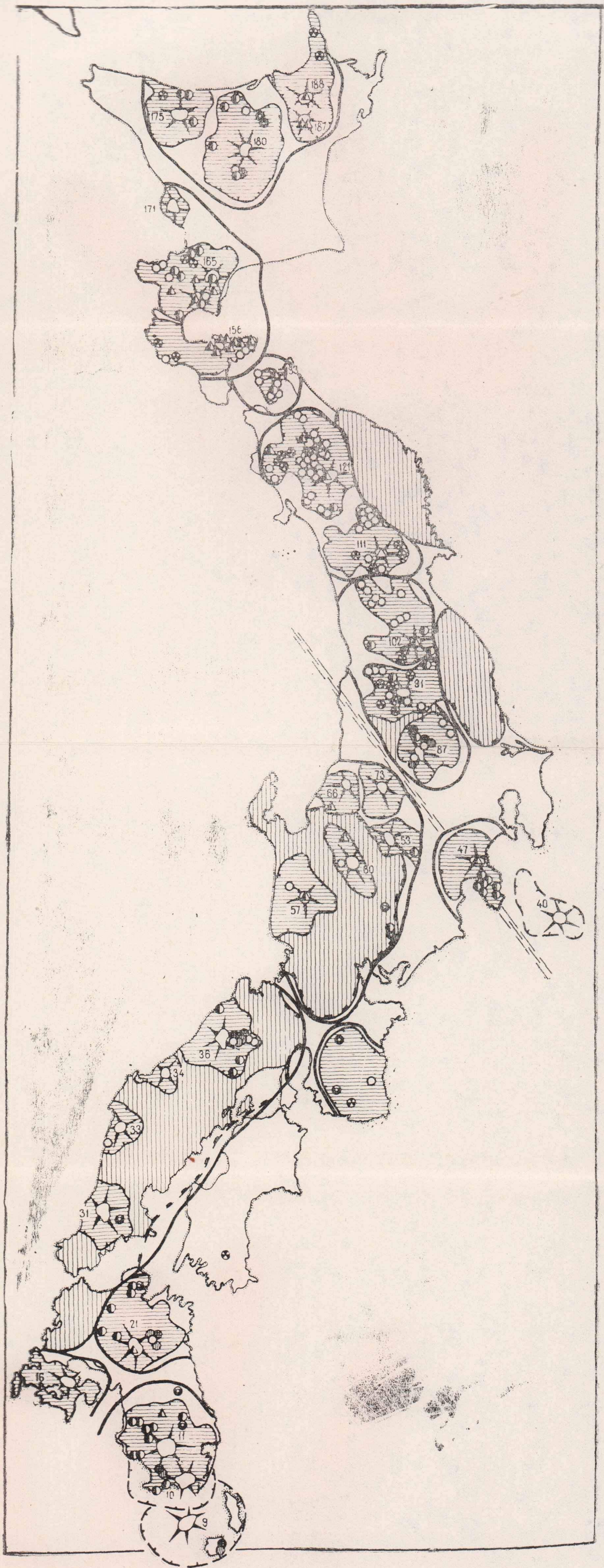


Рис. 3. Вулканогенно-рудные центры Японии. Условные обозначения те же, что и на рис. 2.

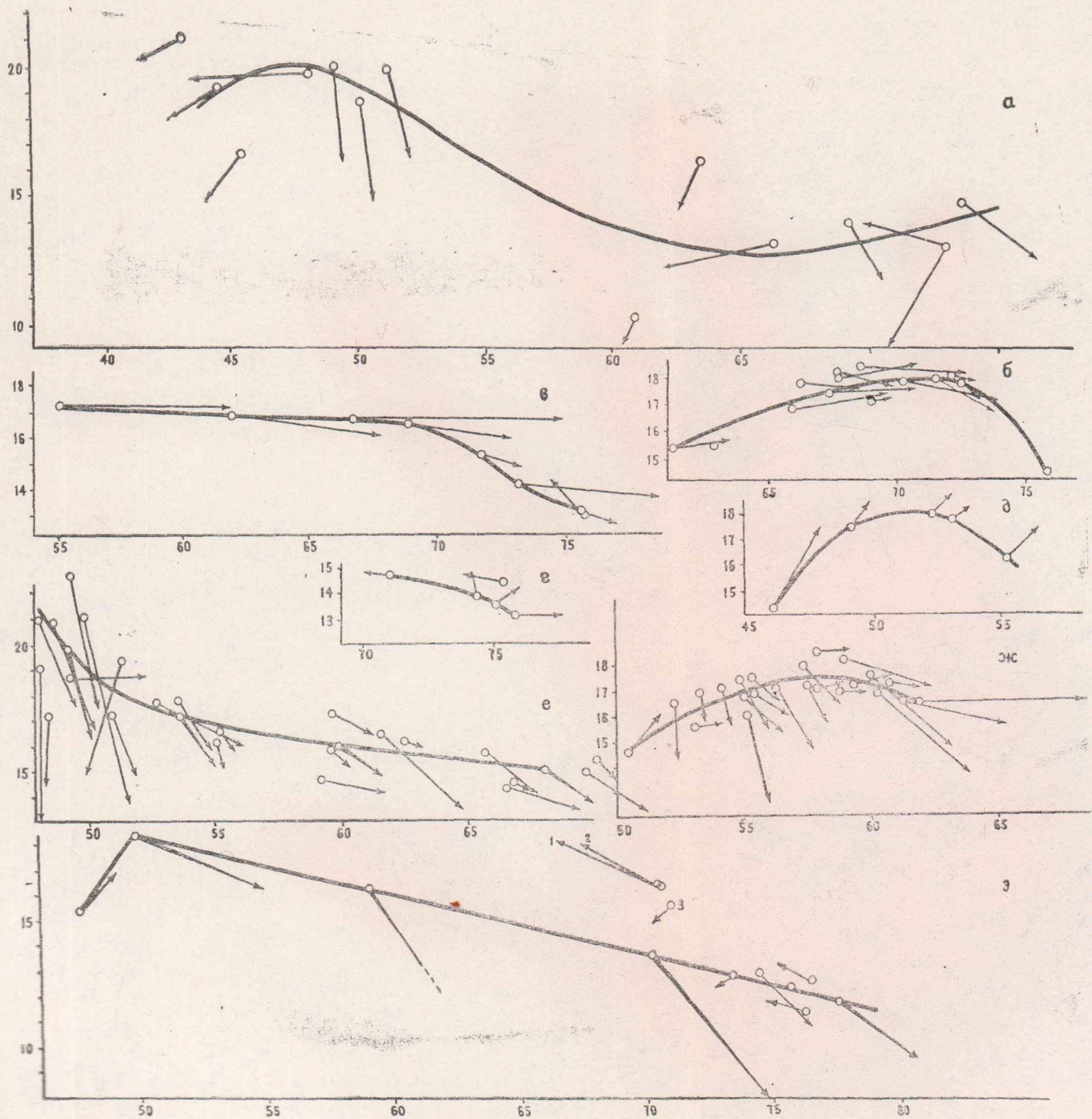


Рис. 2. Изменение состава вулканитов в сериях и парах «вал — стекловатый остаток». Ось абсцисс — SiO₂, ось ординат — Al₂O₃. Пояснения в тексте.

К статье Ю. П. Масуренкова (стр. 206)

5073