

Горшков Г.С. (1974) Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Тезисы 4-ого Всесоюзного вулканологического совещания. Петропавловск-Камчатский, с.21-31

Г. С. Горшков

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).

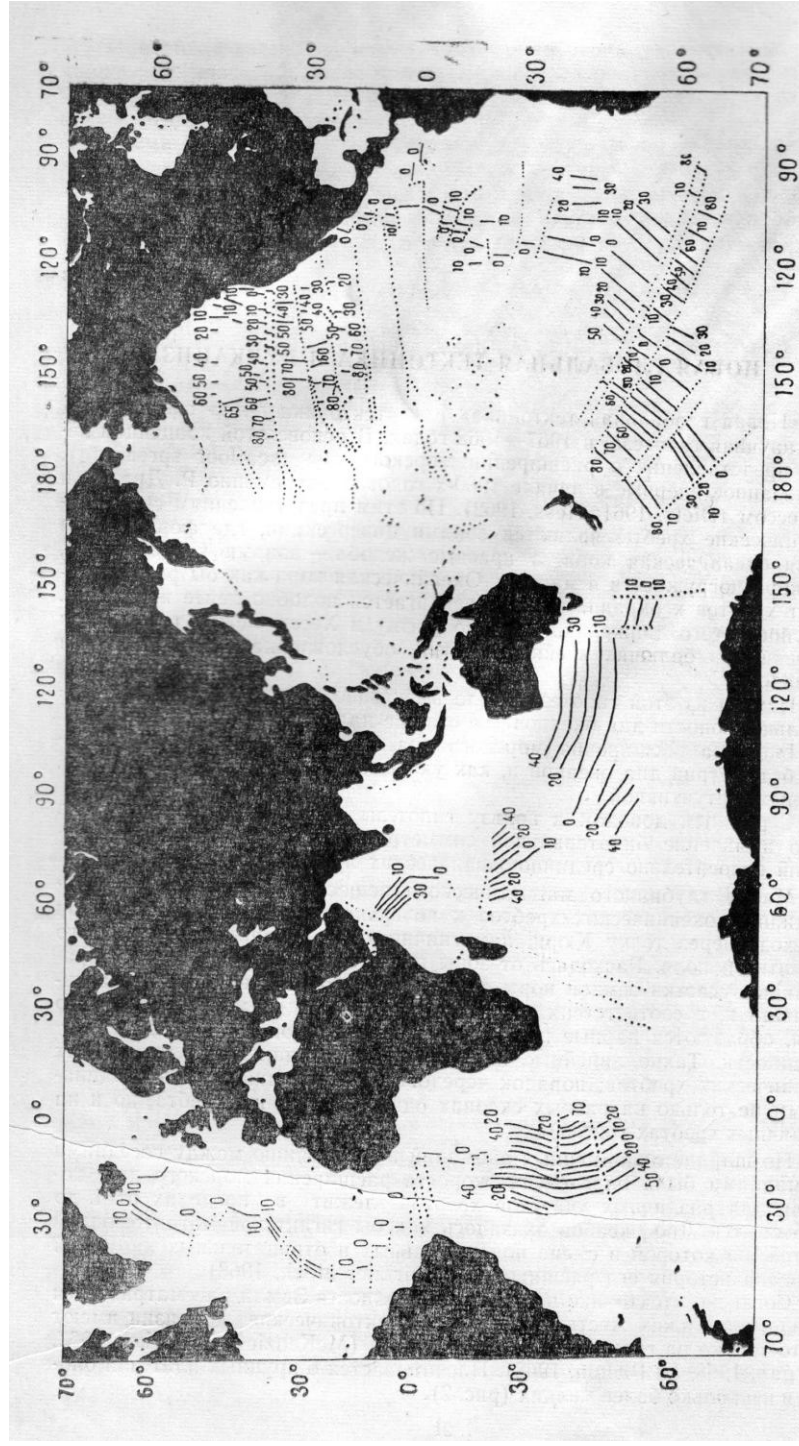


Рис. 1. Карта изохрон океанического дна, составленная по магнитным аномалиям. Цифры у изохрон дают возраст в миллионах лет. Точками показаны трансформные разломы (Heirtzler et al., 1968).

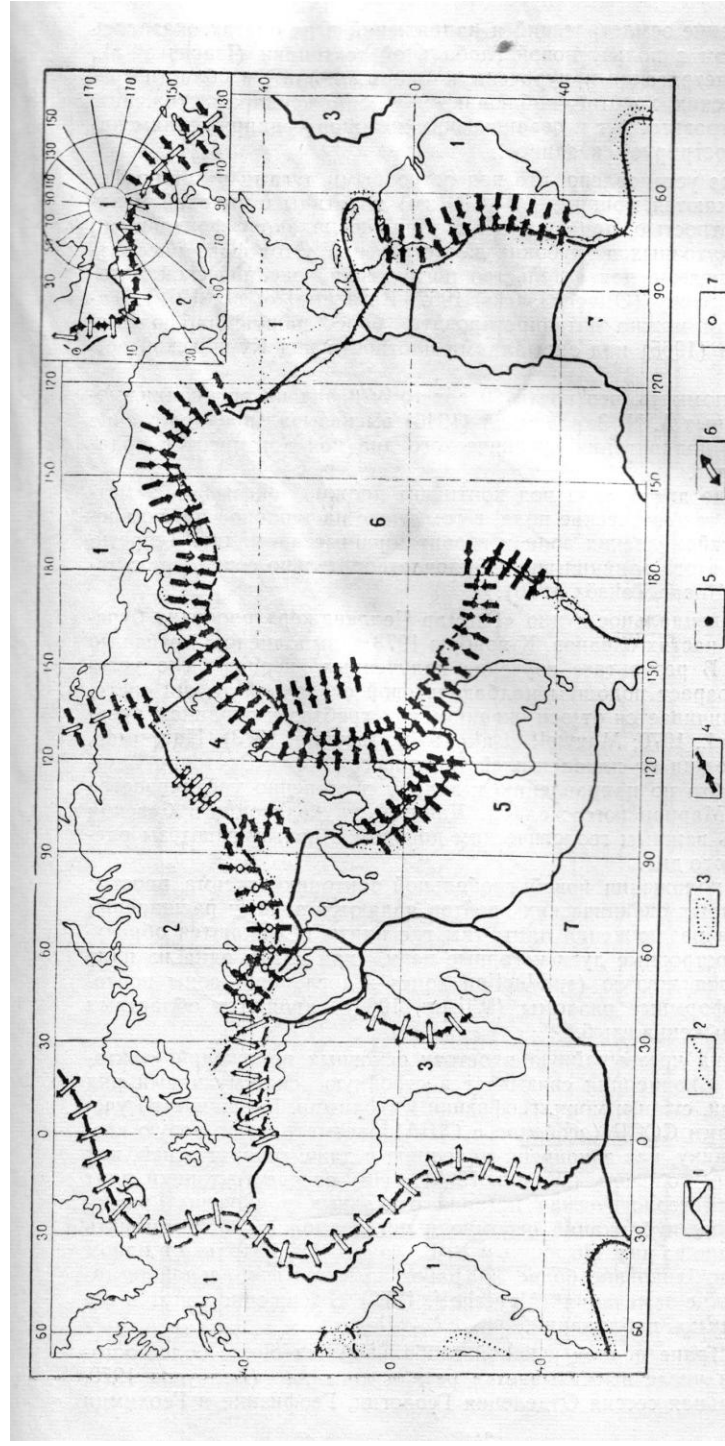


Рис. 2. Разделение земной коры на крупные плиты и ориентация главных осей напряжений в очагах землетрясений (Кропоткин, 1973).
 1 — границы плит, 2 — границы пояса альпийской складчатости, 3 — зоны формирования структур сжатия в кайнозойском складчатом поясе, 4 — оси наибольшего сжатия, ориентированные 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 — Америко-Атлантическая, 2 — Северной Евразии и Северо-Восточной Атлантики, 3 — Африканская, включающая часть Индийского и Атлантического океанов, 4 — Юго-Восточной Азии, 5 — Индо-Австралийская, 6 — Гихооканская, 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 астеносферу 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; Barazangi 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 поддвижения океанического дна под континент в области островных дуг.

Поддвижение 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. Хаина (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 (Белусов 1970, 1973). Специальная сессия Отделения Геологии, Геофизики и Геохимии

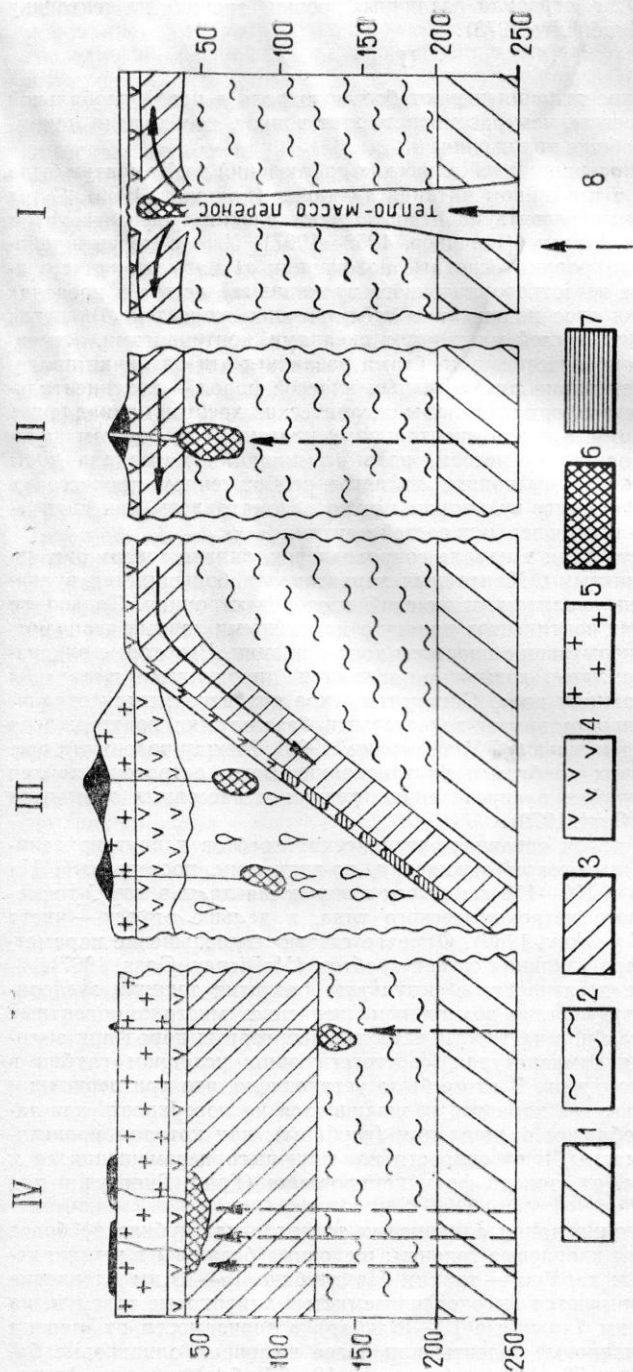


Рис. 3. Схема развития вулканизма в главных тектонических областях Земли. I — области срединно-океанических хребтов, II — внутриокеанические острова, III — островные дуги и активные края континентов, IV — внутриконтинентальные области. 1 — подастеносферные области мантии, 2 — астеносфера, 3 — надастеносферные (лигосферные) части мантии, 4 — базальт, 5 — гранит, 6 — области генерации магмы, 7 — эфлюит, 8 — дотолыный 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 «сквозькоровым» 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 (Кутюлин, 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 перidotитовом 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 плавление

перidotита 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 эглогита 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 эглогит, 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 высокоглиноземистые толеиты и даже кварцевые толеиты. Здесь формируется океаническая жора. Для этих областей характерен очень высокий тепловой поток и напряжения растягивания.

II. Весьма заманчива идея генерации известково-щелочных магм островных дуг за счет эглогитов 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 геозотерм 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 открыты 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 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 пиrolитового 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 $Sr^{87/86}$ 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 пиrolитовой 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 пиrolитовой 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. Geophys. 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.
- HEITZLER 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 comparative comparison of oceanic ridge, Hawaiian tholeiitic and

- Hawaiian alkalic basalts. Earth Planet. Sc. 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., HSU 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. R., 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. Rises 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.