

ТЕКТОНИКА ДНА МОРЕЙ, ОКЕАНОВ И ОСТРОВНЫХ ДУГ

IX СЕССИЯ
НАУЧНОГО СОВЕТА
ПО ТЕКТОНИКЕ СИБИРИ
И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

7

Южно-Сахалинск
1972

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР АКАДЕМИИ НАУК СССР
САХАЛИНСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ

191

ТЕКТОНИКА ДНА МОРЁЙ, ОКЕАНОВ И ОСТРОВНЫХ ДУГ

IX СЕССИЯ НАУЧНОГО СОВЕТА ПО ТЕКТОНИКЕ СИБИРИ
И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

23—27 мая 1972 года
ЮЖНО-САХАЛИНСК

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ
ВЫПУСК 7

Южно-Сахалинск

1972



Ответственные редакторы:

С. Л. Соловьев, Г. С. Гнибиденко.

И. С. ГУЗИЕВ
(КамГУ)

О НЕКОТОРЫХ ПРИЗНАКАХ НАПРАВЛЕННОЙ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА ВУЛКАНИЗМА В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ ОКЕАНА К КОНТИНЕНТУ

По опубликованным данным произведено статистическое изучение химизма базитов Северо-Западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Целью работ было выяснение закономерностей изменения состава базитов: 1) по мере перехода от внутренних областей океана к континенту, 2) в ходе развития тектономагматического цикла островной дуги.

Первая задача решалась на примере единого формационного типа (по Ю. А. Кузнецову — щелочная оливин-базальтовая формация), проявленного в кайнозойское время в различных геотектонических условиях. Для сравнения использовались анализы щелочно-базальтовых серий, объединенных в совокупности: 1) океанические условия — острова Гавайские и Таити (102 анализа); 2) промежуточные условия островных дуг окраины азиатского материка — Камчатка, острова Малой Курильской гряды, Сахалин и Япония (80 анализов); 3) континентальные условия — Прибайкалье (148 анализов). Согласно обобщенным геофизическим данным Р. И. Деменицкой (1967), мощность земной коры в названных районах соответственно равна: — 15 км, 25—35 км, 55—65 км. Материалом для исследований послужили анализы, опубликованные в работах: А. Н. Заварицкий (1950); И. В. Белов (1963); И. С. Гузиев (1966); Э. Н. Казакова и др. (1967); Ягик (1953); монография «Геологическое строение Японских островов» (1968).

Сравнение названных совокупностей производилось расчетом уравнений линейной регрессии, связывающих характеристики а и б Заварицкого (в интервале значений характеристики б от 35 до 0) и выяснением вероятности уровня различий между ними.

Произведенными расчетами установлено, что гипотеза о линейной связи характеристик а и б Заварицкого не опровергается. Уравнения линейной регрессии между этими величинами в щелочной оливин-базальтовой формации имеют вид: острова Гавайские и Таити а-27,1—0,625б; островные дуги на окраине азиатского материка а-23—0,52б; Прибайкалье а-20,4—0,35б. Таким образом, наблюдается прогрессирующее

обогащение щелочами более кислых дифференциатов щелочной оливин-базальтовой формации по мере перехода от континентальных областей к океаническим. При этом, различия между сериями, наиболее удаленными по условиям геотектонического проявления (океанические — континентальные) устанавливаются достаточно определенно (99-процентная вероятность). Ассоциация трахибазальтов промежуточного геотектонического положения (островных дуг на окраине Азиатского материка) занимает промежуточное положение и на диаграмме Заварицкого: вероятное ее отличие от океанических и континентальных серий менее значительно (соответственно 80 и 90 процентов).

Выяснение эволюции химизма вулканических излияний по мере развития тектоно-магматического цикла производилось на примере разновозрастных вулканических комплексов Камчатки. В пределах полуострова, представляющего основное звено Курило-Камчатской островной дуги, региональный характер имеют четыре эфузивно-пирокластических комплекса, образующих мел — современный тектоно-магматический цикл: мел — палеогеновый, ранненеогеновый, поздненеогеновый и четвертичный. Наиболее ранний, мел — палеогеновый комплекс отвечает собственно геосинклинальному и началу инвенционного этапов развития области; три последующих возрастных комплекса характеризуют орогенный этап. Отличительными особенностями состава вулканитов являются петрографическая и химическая близость орогенных комплексов, принадлежащих к единой андезитовой формации, и достаточно уверенное, без применения статистических критериев, их отличие от геосинклинальных вулканитов, имеющих более основной и щелочный характер.

Выявление тенденции изменения состава вулканизма во времени производилось в двух вариантах. Первый расчет состоял в выяснении химической эволюции вулканизма орогенного этапа развития: сопоставлялись статистические данные химизма близких по составу орогенных комплексов. Второй расчет касался выявления признаков эволюции состава вулканизма, устойчивых на всем протяжении мел — современного тектоно-магматического цикла. Этот более строгий расчет производился по единственному окислу, окислу титана в условиях следующих геологических ограничений: сравнивались содержания титана в породах четырех возрастных комплексов: мел — палеогенового, ранненеогенового, поздненеогенового и четвертичного, характеризующихся: 1) одинаковым содержанием кремнезема (47—52 процентов), 2) принадлежностью к единой Центрально-Камчатской структурно-фацальной зоне. Всего для решения поставленных задач было использовано 445 химических анализов, опубликованных в работах: «Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции» (1967); Б. А. Марковский, В. К. Ротман

(1969); Геология СССР, Т. XXXI (1964); С. Е. Апрелков (1966); В. К. Ротман, Б. А. Марковский (1965); И. К. Волчанская, Д. И. Фрих-Хар (1968).

Сопоставление результатов расчетов указывает на следующее: по мере перехода от более древних к более молодым орогенным комплексам при незакономерных изменениях содержания большинства окислов наблюдается повышение роли магния и тенденции к увеличению количества кальция при понижении роли кремнезема, то есть по мере развития орогенного этапа вулканические излияния приобретают все более основной характер. Одновременно происходит повышение степени однородности излияний.

Наиболее интересным моментом исследований было выявление направленного изменения содержания титана: по мере развития тектономагматического цикла в каждом последующих вулканических комплексах наблюдается повышение концентрации титана в идентичных по содержанию кремнезема известково-щелочных базальтах. При этом в наиболее удаленных по возрасту вулканитах (меловых и четвертичных) различия в содержании титана устанавливаются с вероятностью 99,9 процента.

Подобное поведение титана, судя по данным И. И. Абрамовича и Е. Б. Высокоостровской (1963), Д. С. Штейнберга (1968), Т. И. Фроловой (1969) наблюдается в кембрий-мезозойских эфузивах Алтас-Саянской складчатой области и палеозойских комплексах Урала и, по-видимому, характеризует не вторичное перераспределение элемента, а отражает некоторую общую закономерность эволюции вулканизма по мере развития тектономагматического цикла. Предполагая подкоровый источник базальтового вулканизма, в соответствии с концепцией Д. Грина и А. Рингвуда (1968) о принадлежности титана к «некогерентным» элементам, выявленные закономерности могут объясняться прогрессирующим возрастанием степени контаминации более молодых магматических поступлений.

Изложенное дает основание предполагать возможность повторяемости подобных явлений пространственной и временной эволюции магматизма — процессов дифференциации вещества Земли, синхронных перестройке крупных сегментов земной коры от океанического к континентальному типу.

Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ, Г. С. ХАРИН
(АО ИО АН СССР)

СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ МОРСКИХ
ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ И РИФТОГЕННЫХ ОСАДКОВ (НА ПРИМЕРЕ
СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА
И МАЛЫХ АНТИЛЬСКИХ О-ВОВ)

По данным детального изучения около 200 дночерпательных проб и колонок донных осадков, а также коренного и рассеянного каменного материала в Северной Атлантике (район вокруг острова Исландия, Малая Антильская дуга, желоб Пуэрто-Рико, хребет Рейкьянес, рифтовая долина в районе Азорских островов, впадина Романш и т. д.) выделены и оконтурены пока слабо изученные вулканокластические и рифтогенные типы осадков. Для первых из них, распространенных в основном в районах Исландии (от уреза воды до 1365 м), характерно наличие больше 10 процентов пирокластического материала и продуктов разрушения базальтов, 5—12 процентов железа, 0,7—2 процента титана. По гранулометрическому составу они соответствуют гравийным отложениям, пескам, крупным алевритам и мелкоалевритовым илам. Преобладающими минералами являются плагиоклазы, вулканическое стекло, непрозрачные пепловые частицы, моноклинные пироксены, титаномагнетит, ильменит, роговая обманка. Вулканические осадки также как и толеитовые базальты и базальтовая магма Исландии, за счет которых они образуются, заметно обогащены марганцем, фосфором, ванадием и особенно золотом (в толеитовых базальтах Исландии определено до 150 мг/т золота, в осадках — 10—50 мг/т золота).

В районе дуги Малых Антильских островов вулканокластические осадки распространены лишь в непосредственной близости от суши. Они состоят в основном из продуктов разрушения андезитов и базальтов: полевых шпатов, гиперстена, желтовато-серых глинистых агрегатов, гидрослюдисто-шамозитовых зерен, моноклинных пироксенов. На подводном склоне островной дуги обнаружены третичные осадочные породы, кластическая часть которых также состоит из вулканогенных продуктов. По минеральному составу и низким концентрациям железа, титана, марганца, фосфора и др. элементов вулканогенные осадки и осадочные породы Малой Антильской дуги резко отличаются от осадков Исландии.

Рифтогенные осадки образуются у подножий крутых обрывов рифтовой зоны хребта. Песчано-алевритовая их часть представлена полевыми шпатами, кварцем, вулканическим пеплом, оливином, ромбическими и моноклинными пироксенами, серпентином, роговой обманкой, магнети-

том и др. В отличие от вулканокластических осадков они не содержат повышенных количеств железа и титана, однако они сильно обогащены хромом, никелем, ванадием и цирконием.

На глубинах до 5—6 км рифтовые осадки обычно переслаиваются с известковыми биогенными. Глубже 6 км они лишены карбонатного материала. В осадках впадины Романш много обломков пород местного происхождения (серпентиниты, перidotиты, габбро, амфиболиты, базальты) и мало вулканического стекла и пепла.

В некоторых участках рифтовой зоны обнаружены признаки гидротермальной деятельности (скопления гидротермального кальцита, гидротермальное изменение коренных пород и т. д.). В некоторых наземных гидротермальных источниках Исландии и вулканов Малых Антильских островов установлены повышенные концентрации железа, меди, марганца, фосфора, кремния.

При сопоставлении вулканогенных и осадочных пород Атлантического и Тихого океанов (рифтовые зоны, Курилы и др.) выявлены как черты сходства, так и черты различия. В целом в Атлантическом океане процесс формирования вулканогенно-осадочных формаций протекает значительно менее интенсивно, чем в Тихом океане.

В. В. ЗДОРОВЕНИН, Б. Я. КАРП
(ИО АН СССР)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МОЩНОСТЕЙ ОСАДКОВ В ФИЛИППИНСКОМ МОРЕ

1. В 1966 г. институтом океанологии АН СССР на акватории Филиппинского моря были проведены исследования строения земной коры сейсмическим методом отраженных волн. При обработке и интерпретации сейсмических записей большое внимание уделялось изучению информативных динамических характеристик отраженных волн; широко использовались результаты расчетов динамики отраженных волн для моделей земной коры Филиппинского моря и синтетические сейсмограммы, построенные для представительных моделей осадочного слоя в океане. Этот подход к интерпретации позволил с большей уверенностью идентифицировать и прослеживать отражающие границы, повысил глубинность исследований, дал возможность судить о физических свойствах отражающих границ.

2. Основным результатом исследования является карта распределения мощностей слоя «рыхлых» осадков в Филиппинском море. Большая часть дна моря покрыта осадками незначительной и средней мощности

(0,1—0,3 км). Значительные мощности наблюдаются в депрессиях морского дна. Осадки, образуя замкнутые тела, достигают толщины 0,5—0,8 км в котловине Нампо, в депрессии между внешним и внутренним хребтами Марианских островов, в понижении дна, расположенном в восточной части Западно-Марианской котловины.

3) Изучение динамики волны, отраженной от поверхности вода—дно, позволило выделить в пределах моря две области, различающиеся характером современного осадконакопления.

Первая из них, в которой господствуют условия пелагического осадконакопления, охватывает Филиппинскую котловину, исключая зону Тайвань, и часть Западно-Марианской котловины. Во второй области, включающей возвышенности Бородино и Ансон, хребет Кюсю-Палау и зону разлома Тайвань, главную роль играют процессы терригенной и вулканогенной седиментации, приводящие к накоплению здесь осадочных масс большой мощности.

4. Особенности распределения мощностей слоя «рыхлых» осадков и известный по результатам геологического опробования (включая глубокое бурение) вещественный состав отложений позволяют заключить, что по характеру осадконакопления Филиппинская котловина занимает промежуточное положение между типичными океаническими котловинами и котловинами краевых морей Тихого океана. Обнаруженные особенности осадконакопления в Филиппинской котловине обязаны, вероятно, начавшемуся недавно (возможно в неогене) геосинклинальному этапу ее развития.

В. В. ЗДОРОВЕНИН
(ИО АН СССР)

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МОЩНОСТЕЙ ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Наиболее характерной чертой в распределении осадочного покрова в Тихом океане является наличие экваториальной зоны повышенных мощностей осадков, протягивающейся практически через весь океан в его центральной части.

Здесь отмечается ярко выраженная широтная зональность в распределении мощностей осадков. Мощности достигают наибольших значений (0,5—0,6 км) у 3° с. ш. и быстро уменьшаются к югу и к северу от этой широты, а также более плавно уменьшаются в направлении с востока на запад. В сводовой части Восточно-Тихоокеанского поднятия этот

осадочный пояс прерывается, и на значительном пространстве в обе стороны от оси поднятия склоны его практически лишены осадков.

Американские ученые (Юинг и др.) считают, что такое распределение осадков хорошо объясняется эпизодическим расширением коры в области Восточно-Тихоокеанского поднятия. Уменьшение мощности в экваториальной полосе в Центральной котловине они объясняют, например, увеличением скорости расширения дна в раннетретичное время, либо уменьшением темпов седиментации при постоянной скорости расширения. Однако данные бурения указывают на то, что если такое расширение и происходило, то существовал определенный географический предел движения коры. Состав осадков в скважине № 66, пробуренной в Центральной котловине, свидетельствует о том, что с конца мезозоя по настоящее время (80 млн. лет дно котловины не могло находиться на склонах какого-либо поднятия (в том числе и гипотетического поднятия Дарвина, возникшего, по мнению Г. Менарда (1966), в этом районе в мезозое).

Вообще, надо отметить, что все особенности распределения мощностей осадков в описываемой области лучше всего объясняются ее гидродинамической структурой, биологической продуктивностью вод и основными чертами донного рельефа. Здесь четко проявляются две зоны дивергенции — одна из них проходит по экватору, вторая — вдоль 10° с. ш. Происходящий в этих зонах подъем обогащенных питательными веществами глубинных вод вызывает бурное развитие планктона. Однако полоса наибольших мощностей биогенных осадков расположена примерно посередине между зонами дивергенций. Это связано с тем, что вследствие турбулентных явлений поднимающиеся у экватора воды устремляются к северу, перенося с собой планктонные организмы, где они затем увлекаются нисходящими водами зоны северной тропической конвергенции, положение которой примерно совпадает с осью полосы максимальных мощностей. В зоне дивергенции у 10° с. ш. также не происходит полного осаждения биогенного материала вследствие того, что дно здесь находится ниже глубины растворения карбонатов. Изменение мощностей вдоль осадочного пояса также прямо связано с изменениями интенсивности подъема глубинных вод в широтном направлении.

Характерной особенностью в распределении мощностей осадков в центральной части Тихого океана является прямолинейность северных границ экваториального осадочного тела. Она может быть объяснена прямолинейностью зон разломов, вызывающих резкое изменение глубины. Этот скачок глубины вызывает сильное изменение темпов осаждения карбонатных частиц, что в свою очередь, отражается в резком изменении мощностей осадков.

Ось экваториального осадочного тела, на большом пространстве проходящая вдоль 3° с. ш., в районе островов Лайн отклоняется к северо-

западу. Это отклонение не было отмечено на карте изопахит осадков, составленной Юингом и др. (1968), хотя данные советских сейсмических исследований на «Витязе» (1961) позволяли предполагать, что в районе островов Лайн мощности осадков могут превосходить 0,5 км. Результаты исследований методом непрерывного сейсмического профилирования в 48 рейсе «Витязя» (1970) подтверждают повышение мощности осадков у островов Лайн и свидетельствуют о том, что это связано не с осаждением продуктов сноса с островов, а скорее с усиленной биологической активностью в этом районе.

Н. Л. ЛЕОНИДОВА
(СахКНИИ ДВНЦ АН СССР)

О ВОЗНИКНОВЕНИИ ПЛОТНЫХ СУСПЕНЗИОННЫХ ПОТОКОВ В СОВРЕМЕННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ

В формировании осадков глубоководных желобов и котловин современных геосинклиналей значительная роль принадлежит суспензионным потокам. Такие потоки могут возникать от различных причин и в зависимости от генезиса обладать различными плотностями. В природе наблюдалась и в опытах воссоздавались потоки суспензий с плотностью на несколько процентов превышавшей плотность окружающей воды. Однако, такие явления, как перенос крупного терригенного материала на значительное удаление от берега, наличие градационной слоистости в донных осадках, эрозия подводных склонов, возбуждение волн цунами и др. могут быть объяснены потоками, плотность которых соизмерима с плотностью исходного материала. Задача о возможности возникновения таких потоков может быть решена с учетом деформационного поведения современных морских осадков.

Была отобрана проба грунта со склона каньона, рассекающего дно Авачинского залива Камчатка. Глубина отбора — 2820 м. Образец предоставлен алеврито-глинистым илом, влажность его — 63 процента, объемный вес — 1,65 г/см³; на частицы субколлоидной фракции приходится около 35 процентов всей массы. Высокая пористость и значительное содержание тонкодисперсного материала обеспечивает тиксотропные свойства ила. Степень их разрушения определяется двумя динамическими границами: пределом пластичности и пределом текучести. При напряжениях выше предела пластичности в таких грунтах наблюдается пластичный поток — крип. После снятия напряжения осадки упрочняются, образуя оползневые структуры с характерными изгибами и закручиванием

слойков. Породы с такими структурами характерны для присклонных фаций. При напряжениях, превышающих предел текучести, осадки переходят в жидкостное состояние и могут течь со склонов любой крутизны, подчиняясь законам гидродинамики. При тиксотропном разжижении объем осадка не меняется, и образуемый поток мутности имеет плотность исходного вещества. При напряжениях выше предельного сопротивления сдвига происходит разрыв сплошности, вязкость предельно разрушенной структуры падает до минимальной, характерной для данного состава вещества.

Испытания образца ила, выполненные в лаборатории ПНИИС Госстроя СССР показали, что при возрастании нагрузки до $28\ 000 \text{ дин}/\text{см}^2$ эффективная вязкость его падает до 66 пуз и в предельно нарушенной структуре достигает 44 пуз. При снятии напряжения первоначальная вязкость — порядка 600 пуз — постепенно восстанавливается.

Авачинский залив расположен в высокосейсмической зоне. Наиболее частым событием, в результате которого донные осадки могут испытывать напряжения, способные вызвать тиксотропное разжижение, здесь являются землетрясения. Эти напряжения зависят от плотности сейсмической энергии — E , которая определяется силой сотрясения. Пользуясь значениями E для ощущимых землетрясений и принимая предельное сопротивление сдвига P равным $28 \times 10^3 \text{ дин}/\text{см}^2$ для известного образца, оценим мощность слоя ила, который может быть разжижен при сейсмических толчках. Задаваясь завышенным значением P и не учитывая влияние уклона дна, исследуем наименее благоприятный вариант.

Таблица

Баллы	Энергия $E \cdot 10^5 \text{ эрг}/\text{см}^2$	Мощность — $E/P \text{ см}$
V	1 — 5	3 — 20
VI	5 — 30	20 — 100
VII	30 — 150	100 — 500
VIII	150 — 700	500 — 2500
IX	700 — 3500	2500 — 12500
X	3500 — 17000	12500 — 60000

Полученные цифры определяют только порядок величин и подтверждают возможность возникновения в каньонах плотных суспензионных потоков при достаточно сильных землетрясениях. Следует учитывать, что значение предела текучести морских илов меняется в зависимости от их состава, скорости накопления и условий залегания в значительных пределах.

Отметим, что Р. Дилл, находившийся во время землетрясения силой в IV балла в Скрипповском каньоне, не наблюдал разрушения осадков.

Известно, что максимальная мощность рыхлых осадков, пришедших в движение в каньоне Санами — Япония при десятибальном землетрясении в 1923 г. составила 590 м.

М. Г. ЛЕОНОВ
(ГИН АН СССР)

ФЛИШ — ОБРАЗОВАНИЕ ПОДВОДНОГО СКЛОНА

1. Проблема флиша — одна из наиболее интересных проблем геологии рассматривалась в разное время многими исследователями. Но, как ни хорошо изучены флишевые отложения, многие вопросы, связанные с их образованием, остаются неясными. Одной из таких проблем является проблема морфологии флишевых бассейнов.

2. Большой интерес в этой связи представляют сведения по современным осадкам дна морей и океанов. Среди современных отложений дна морских и океанических бассейнов известны осадки, обладающие набором характерных для флиша признаков и, прежде всего, градационной слоистостью. Исследования последних лет показали, что ритмичная градационная слоистость, столь типичная для флиша, является характерным признаком осадков подводного склона, тогда как в других зонах она или выражена очень нечетко или отсутствует совершенно. Отложения типа флиша известны во впадинах Черного и Охотского морей и в западной части Атлантического океана, примыкающей к Северной Америке от полуострова Флорида на юге до Ньюфаундленда на севере. Во впадине Черного моря и в Атлантическом океане образования флишоидного облика приурочены к области подводного склона и его подножиям и протягиваются на многие сотни километров.

3. Данные по современным осадкам и геофизике морского дна этих районов позволяют установить не только наличие флишеподобных отложений, их распределение на площади и взаимоотношение с другими типами осадков, но и форму рельефа фундамента и соотношение его с рельефом морского дна.

4. Изучение древних флишевых отложений и анализ литературного материала позволили установить достаточно большое сходство в строении зон накопления флиша в древних бассейнах и зоны подводного склона в современных водоемах. Устанавливается, что образования имеющие большое сходство с флишем, образуются в настоящее время на материковом склоне и у его подножия, а также то, что структура этой зоны бассейнов соответствует структуре, которая реконструируется в древних флишах.

вых бассейнах. Исходя из этого, делается вывод, что флиш является образованием подводного склона и его подножий. С позиции этой гипотезы дается объяснение главнейшим чертам флишевой седиментации.

5. Считая, что флиш образуется в зоне подводного склона, нужно, вероятно, отказаться от представления об узких флишевых трогах и от такого понятия, как флишевый бассейн, а следует говорить о зоне накопления флиша в водоеме, где происходило отложение и других типов осадков. Бассейны же могут соответствовать и морям котловинного типа (Черное, Охотское) и обширным океаническим впадинам.

Ю. С. ЛИПКИН, М. И. ЛИПКИНА
(ДВ ПИ, ИО АН СССР)

СОЧЕТАНИЕ ВУЛКАНИЗМА И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ОСТРОВОВ ФИДЖИ

В 1969 году, благодаря любезности П. Л. Безрукова и И. О. Мурдмаа, один из авторов настоящего сообщения получил возможность обработать серию геологических карт различного масштаба островов Фиджи. Анализ этих карт позволяет выявить историю формирования структуры островов и роль в этом процессе вулканических и седиментационных явлений. Важно, что объектом исследований являются острова, во многих отношениях типичные для переходной зоны юго-западного сектора Тихого океана.

Промежуток времени, для которого может быть установлена достаточно достоверная картина вулканического и осадочного процессов, охватывает часть палеогена (эоцен, олигоцен), весь неоген и четвертичное время. В течение этого этапа, благодаря интенсивному вулканизму, на массивном основании возникли вулканические зоны, закономерно сменяющие друг друга в пространстве. Наиболее древняя из них — группа Вайнимала (эоцен — нижний миоцен) располагается по южной и западной окраине архипелага. Она занимает южную часть острова Вити-Леву и, изгибаясь дугой, продолжается в виде цепочки островов Ясава. Эта группа в основании сложена базальтами, трахитами и риолитами общей мощностью до 5000 м. Выше залегают пирокластические породы с линзами известняков общей мощностью до 8000 м. Вулканические породы тянутся по внешнему краю острова, а толща вулканогенно-осадочных и осадочных пород находится во внутренней зоне островов, смешаясь к прогибу между островами Вити-Леву и Вануа-Леву.

Группа Сува (миоцен — плиоцен), представленная вулканическими и осадочными породами, распространена на севере острова Вити-Леву и

островах Вануа-Леву. Вулканические образования, преимущественно андезиты мощностью до 1000 м, по отношению к более древней вулканической дуге смещены к северу, во внутреннюю зону, образуя как бы внутреннюю дугу. Начинаясь на севере острова Вити-Леву, эти образования после небольшого перерыва продолжаются на островах Вануа-Леву и далее на островах Лау. Толщи осадочных пород образуют с этими вулканическими образованиями ассоциацию, заполнив впадины между вулканическими постройками и крупный прогиб между основными островами архипелага.

Следующие группы Унду и Мба (плиоцен — плейстоцен), сложенные внизу лавами и туфами риолитов, дацитов (до 500 м), а выше — сложночертежающимися и фациально сменяющими друг друга базальтами, грауваковыми песчаниками, рифовыми известняками (до 3500 м). Они занимают внутреннюю зону островов, т. е. прогиб между островами Вити-Леву и Вануа-Леву. Аналогичные же породы продолжаются к югу на островах Лау.

Современное осадконакопление в пределах архипелага отличается исключительной сложностью, охватывая седиментацию различных фацальных типов (рифовые постройки сложной формы, окаймляющие острова, мангровые леса, лагунное осадконакопление и пр.). При этом в прогибе между островами Вити-Леву и Ванау-Леву, по-видимому, происходило непрерывное осадконакопление с эоцена до современной эпохи, а в районах, примыкающих к островам, сохранились контрастные условия седиментации.

Таким образом, в распределении зон вулканизма и смежных с ними участков седиментации намечается вполне определенная закономерность. Последняя предстает в последовательной смене от внешних островов поднятия к внутреннему прогибу вулканических зон и смежных с ними поясов седиментации, причем вулканические образования выступали в морфоструктуре в виде хребтов, а пояса осадконакопления, как зоны прогибов. При этом, по мере образования молодых вулканических сооружений и их последовательного присоединения к более древним происходило разрастание первичного дугообразного поднятия на западе архипелага и образование первичных ядер роста.

В целом разновозрастные зоны вулканизма и смежных с ними поясов осадконакопления образуют спиралевидные структуры, расходящиеся от центра Фиджийского поднятия на запад, север, юг. Подобные спиралевидные вулканические зоны отмечаются и в других местах юго-западной части Тихого океана.

АНТАРКТИЧЕСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС

Антарктический вулканогенный пояс расположен в южнополярной части Тихоокеанского подвижного пояса. Это область проявления преимущественно неоген-четвертичного вулканизма, охватившего с небольшими перерывами все Тихоокеанское побережье Антарктиды. Протяженность пояса, включая дугу Скоша (Южные Сандвичевы острова), составляет около 7500 км.

Выделяются следующие крупные звенья вулканогенного пояса: 1) звено эпиплатформенного вулканизма (Земля Виктории и Земля Мэри Бэрд); 2) звено эпигеосинклинального вулканизма (Антарктический полуостров); 3) островная дуга (Южные Сандвичевы острова).

I. Звено эпиплатформенного вулканизма

Неоген-четвертичный вулканизм проявился в краевой части Антарктической платформы (Земля Виктории) и на границе Антарктической платформы с Западноантарктическим складчатым поясом, захватив участки наиболее древней (каледонской и герцинской) консолидации последнего (Земля Мэри Бэрд). Вулканические образования всего этого региона обладают ясно выраженной щелочной спецификой и условно рассматриваются в качестве единого звена эпиплатформенного вулканизма.

На Земле Виктории распространены крупные слабо расчлененные стратовулканы, приуроченные преимущественно к узкой неотектонической зоне вдоль восточного уступа глыбовых Трансантарктических гор: Мельбури, Оверлорд, Электра, Эребус, Дискавери и Морнинг. Они сложены потоками трахибазальтов, трахитов и фонолитов, переслаивающихся с пирокластами аналогичного состава. В потоках вулканов Оверлорд и Эребус встречены кениты (анортоклазовые щелочные трахиты). Продукты мелких центров извержений представлены преимущественно щелочными оливиновыми базальтами.

Вулканогенные образования Земли Мэри Бэрд прослеживаются в субширотном направлении более чем на 1500 км. Здесь находится несколько десятков крупных стратовулканов и множество мелких центров, в расположении которых устанавливается приуроченность к широтной и субмеридиональной системе разломов. Черты структурного строения и характера вулканизма этой области позволяют отнести ее к рифтовой системе, напоминающей Восточно-Африканские рифты.

Встречаются изолированные вулканы и крупные горные цепи с абсолютными высотами до 4200 м. Вдоль побережья обнажаются более низкие горизонты вулканического плато (гиалокластиты основного состава),

занимающего, по-видимому, большую часть этой территории. Состав лав колеблется от щелочных оливиновых базальтов до трахитов и фонолитов, при слабом развитии пород промежуточного состава.

Неотектонический режим Земли Мэри Бэрд и, в меньшей степени, Земли Виктории определяется неустойчивостью коры, воздыманием отдельных крупных интенсивно расчлененных блоков и опусканием других.

Петрохимические исследования свидетельствуют о щелочном типе магм: индекс Пикока равен 47—49, сериальный индекс Риттмана равен 7. В копечных щелочных дифференциатах резко возрастает роль калия.

II. Звено эпигеосинклинального вулканизма

Вулканизм в районе Антарктического полуострова имеет длительную историю и обнаруживает связь с орогенным развитием Антарктиды. Неоген-четвертичный вулканализм проявился на Южных Шетландских островах и острове Джеймс Росс, вдоль глубинных разломов. Южные Шетландские острова образуют приподнятый тектонический блок, отделенный от северо-восточной оконечности Антарктического полуострова рифтогенным грабеном пролива Брансфилд. Континентальная кора находится в процессе разрушения, мощность ее составляет здесь 15—20 км.

В группе вулканов Южных Шетландских островов находится действующий вулкан Десепшен.

Среди вулканитов преобладают оливиновые базальты, плагиобазальты, андезито-базальты, андезиты и трахиандезиты. В целом они относятся к высокоглиноземистой известково-щелочной серии (индекс Пикока равен 57, сериальный индекс Риттмана равен 1,8—3,0). Лавы вулкана Десепшен обладают ярко выраженной натриевой спецификацией.

III. Океаническая островная дуга (Южные Сандвичевые острова)

Южные Сандвичевые острова являются молодыми вулканическими постройками на океанической коре и отличаются от других вулканических областей Антарктиды повышенной сейсмичностью. Это наиболее активный участок вулканогенного пояса. В отличие от большинства Тихоокеанских островных дуг извержения имеют в основном спокойный эфузивный характер, а среди продуктов преобладают афировые базальты.

Петрохимические особенности лав Южных Сандвичевых островов (прежде всего низкое содержание щелочей) отражают толентовый характер исходной магмы. Сериальный индекс Риттмана (1,8—1,0) указывает на «сильный Тихоокеанский тип», а по индексу Пикока (64) лавы относятся к типу кальциевых.

По данным радиогенного возраста и редким флористическим остаткам, начало формирования Антарктического вулканогенного пояса, как особого

Тихоокеанского структурного элемента, относится к позднему миоцену, а некоторые его области, например, вулканическая группа острова Джеймс Росс, стали активными, вероятно, только в плиоцене-плейстоцене. Начало вулканической деятельности в пределах Антарктического материка ознаменовалось трещинными извержениями огромного количества пирокластов и лав, в результате которых на пепеллизированном доверхнегорном основании сформировалось обширное плато. Затем последовала интенсивная блоковая тектоника, а вдоль линий крупных разломов, ограничивающих блоки, сформировались (с конца плиоцена до настоящего времени) стратовулканы и многочисленные паразитические конкурсы и купола.

Е. К. МАРХИНИН
(СахКНИИ ДВНЦ АН СССР)

ВУЛКАНЫ ДНА ТИХОГО ОКЕАНА, ИХ СТРУКТУРНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ И СПЕЦИФИКА

1. Г. У. Менард пришел к выводу, что в океане вулканизм проявился «буквально всюду» и природа его иная чем на суше (1966). По его мнению на дне Тихого океана существует около 10 000 вулканов высотой выше 1 км. Он считает, что почти все, а может быть и все, подводные горы представляют собой вулканы. Так считать есть два основания. Во-первых, обломки коренных пород, взятые с подводных гор, почти всегда оказывались базальтами. Во-вторых, очертания гор похожи именно на вулканы, а не на какие-либо другие формы рельефа. В Тихом океане острова типа Гавайских, Галапагоса и Самоа — это торчащие из воды вершины самых крупных океанических вулканов. Доказано, что коралловые атоллы в основании вулканы. Результаты бурения и сейсмических исследований на Фунафути, Эниветоке, Бикини, Кваджалейне и Нукуфетау показали, что мощность коралловой толщи колеблется от 338 м на Фунафути до 2 000 м на Бикини, а под нею залегает базальт. Поскольку колонии кораллов живут на глубинах до 100 м, естественно сделать вывод, что они поселились на вершинах подводных вулканов, испытавших в дальнейшем погружение. Любопытно, что этот вывод, в качестве преположения, был высказан еще Ч. Дарвином (1896).

Другим типом погрузившихся вулканов являются открытые Хессом (1946) так называемые «гайоты» или «гюйю» — подводные горы с широкими почти плоскими вершинами. Считают, что они представляют со-



бой бывшие вулканические острова, вершины которых были срезаны на уровне моря, а потом претерпели опускание на глубину 1—2 км.

2. Как же расположены вулканы на дне Тихого океана? Несмотря на то, что вулканализм проявился «буквально всюду», вулканы распределены довольно неравномерно. Естественно, они контролируются зонами разломов. Благодаря этому они часто образуют цепочки. Однако самые крупные зоны разломов в Тихом океане фиксируются не столько линейным расположением вулканов, сколько уступами дна типа грабенов, протягивающихся иногда на многие тысячи километров. Таковы в восточной части Тихого океана субширотные разломы Мендосино, Пайонир, Меррей, Молокан, Клиппертон и другие. Расположение вулканов между этими разломами очень неравномерно. Г. У. Менард (1966) предполагает, что в западной части Тихого океана подобного рода разломы скрыты массивами больших вулканов. Он отмечает, что и зона разлома Кларион в восточной части фиксируется цепью подводных вулканов и вулканических островов, которая на западе переходит в узкий грабен длиной в несколько тысяч километров не перекрытый массивами вулканов.

Цепи вулканов достигают 1 000—2 000 км и распространены в различных частях океана. Возможно, вулканические хребты, подобные Гавайскому, маскируют собой бывшие грабены типа Мендосино-Кларион. Ориентировку и очертания отдельных вулканов согласно Стирнсу (1946) на Гавайских островах обусловливают поперечные разломы. Г. У. Менард рисует следующую схему развития вулканических хребтов в Тихом океане: цепь изолированных вулканических гор превращается в цепь вулканов, слившихся своими основаниями, общий цоколь перерастет в основание хребта, хребет становится доминирующей формой рельефа. Например, цепь Безлунных гор, вытянутая параллельно гребену Мёррей в 100 км от него, — это изолированные вулканы высотой 2—3 км, не соприкасающиеся своими основаниями. У более крупных вулканов цепи Пратт-Уэлкер, основания немного перекрываются, образуя общий цоколь. У Маркизских островов общий цоколь развит еще больше. А Галапагосские и Гавайские острова представляют собой уже крупные вулканические хребты, осложненные многочисленными, близко расположенными кратерами.

Вынос из-под океанической коры материала, который идет на сооружение тяжелых вулканических построек, давление этих построек на океаническую кору приводит к прогибанию коры и образованию вокруг цепей вулканов рвов и валов. Валы и рвы обнаружены, в частности, вокруг Гавайских островов, островов группы Лайн, Императорских подводных гор. Гребень вала обычно отстоит от вулканов на расстоянии 150—240 км. Он бывает осложнен разломами, располагающимися так, что они образуют структуру «пера», стержнем которого служит ось вулканов.

Разность высот между гребнем вала и дном рва составляет обычно 0,5—1,5 км. Отмечается, что в пределах цепи вулканов или вулканического хребта центр активного вулканизма перемещается вдоль оси. Примерами могут служить острова Гавайские, Общества, Самоа, Каролинские, Ревилья-Хихедо. На одном конце цепей сосредоточены атоллы, на другом — действующие вулканы.

Интересные данные приводит Г. Макдональд о возрасте вулканических островов Гавайского архипелага. Если двигаться вдоль цепи островов с северо-запада на юго-восток, то будешь попадать на все более и более молодые острова. Так возраст острова Кауаи — 5600 тыс. лет; возраст острова Оаху — 3400 тыс. лет; острова Молокай — 1800 тыс. лет; острова Мауи — 1300 тыс. лет; острова Гавайи — не более 800 тыс. лет. Действующие вулканы расположены на острове Гавайи. Г. У. Менард предполагает, что очередной вулкан образуется на пересечении разлома, над которым сформировалась цепочка вулканов, с гребнем вала и отмечает, как непонятное явление, что развитие цепи вулканов, удлинение разломов, на которые они насыжены, происходит лишь в одном направлении. Как было показано нами (Е. К. Мархинин, Д. С. Стратула, 1971) такого рода явление имеет место и для цепей вулканов островных дуг. Развитие структур проседания и их заполнение лавой приводит к прогибу поверхности мантии и формированию утолщенных линз коры под вулканическими хребтами океанов.

3. Специфика вулканических извержений в океане обуславливается различиями в строении мантии под океанами от мантии под континентами, связью с относительно неглубокими (до нескольких десятков километров) разломами, преимущественно базальтовым составом продуктов извержений и тем обстоятельством, что извержения происходят нередко под толстым слоем океанской воды. Последнее особенно сильно сказывается на динамике извержений. Внутреннее давление растворенных в магме газов в общем меньше, чем гидростатическое давление столба воды высотой 4—5 км. Благодаря этому на больших океанических глубинах в изливающейся лаве затруднено образование газовых пузырьков, она лишена возможности вскипать и взрываться. Другими словами, на больших глубинах маловероятно образование пирокластических продуктов, столь характерное для извержений наземных вулканов и существенно определяющее и тип извержений, и тип вулканической постройки. Второй характерной чертой извержений на дне океанов должно быть частое образование силлов и лакколитов, так как плотность насыщенных водой рыхлых придонных осадков близка к плотности воды. Наиболее благоприятной для внедрения лав границей раздела будет, по-видимому, граница между базальтами и вышележащими рыхлыми придонными осадками, а не граница между этими последними и водой.

4. Представляется очевидным, что проблемы морской геологии и геофизики существенно сводятся к вулканологическим проблемам.

В. М. МОРАЛЕВ, А. А. ЕЛЬЯНОВ
(НИИЗарубежгеология)

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ—ЩЕЛОЧНЫЕ И ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ, КАК ПОКАЗАТЕЛИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ОКЕАНОВ

1. Гипербазитовые альпинотипные) и щелочно-ультраосновные интрузии являются представителями формаций — антиподов, характерных для резко отличных магмоконтролирующих тектонических структур континентов: геосинклинальных (подвижных) и платформенных (стабильных). Несмотря на многообразие формационных типов интрузий щелочных пород на континентах все они остаются характерными лишь для стабильных областей (платформенных или складчатых, находящихся в стадии субплатформенного развития).

2. В пределах океанов в настоящее время обнаружены интрузии обоих типов. Гипербазиты известны в составе офиолитовых комплексов срединных хребтов, причем наблюдаются случаи прямой пространственной связи гипербазитовых поясов эвгеосинклиналей континентов со срединными хребтами (Белуджистанский и Загросский пояса и хребет Карлсберг). Массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов известны на нескольких островах, часть которых, как предполагают, находится в пределах опущенных окраин континентов (острова Зеленого Мыса), однако другие (Тристан-да-Куния) являются типично океаническими, расположеными на склонах срединных хребтов.

3. Массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов в океанах принадлежат, по-видимому, к щелочно-ультраосновной и щелочно-габбройдной формациям. Породы этих формаций приурочены к зонам растяжения в пределах стабильных областей континентов и нет оснований предполагать иные тектонические условия их появления в океанах.

4. Выявление в океанах магматических комплексов, являющихся производными типичных эвгеосинклинальных и «внегеосинклинальных» магм, свидетельствует о тектонической неоднородности океанических впадин, сопоставимой с разделением континентов на платформенные и геосинклинальные области. Контрастность этих типов структур в океанах, видимо, несколько ослаблена, по сравнению с фиксируемой для континентов, а тектонический контроль характера магматизма, в частности щелочного, ювенильного по своей природе, возможно является менее чет-

ким. Тем не менее, наличие в океанах интрузий ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов свидетельствует о достаточной стабильности земной коры талассократонов, а приуроченность альпинотипных гипербазитов к осевым зонам срединных хребтов указывает на сходство последних с эвгеосинклиналями материков.

И. О. МУРДМАА
(ИО АН СССР)

СОВРЕМЕННЫЕ МОРСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ТИХООКЕАНСКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПОЯСА

В современных геосинклинальных областях Тихого океана происходит накопление вулканогенно-осадочных отложений разного типа, генетически связанных с вулканизмом андезитового пояса. Вулканогенно-осадочный процесс литогенеза сочетается с морским осадочным, имеющим климатически-зональный характер. В образующихся формациях участвуют как вулканогенно-осадочные, так и осадочные члены.

Выделяется ряд структурно-фациальных зон, сменяющих друг друга вкрест простирации геосинклинального пояса. Каждой из зон соответствует свой тип вулканогенно-осадочных формаций, а в совокупности они образуют латеральные ряды формаций. Состав отложений в однотипных формациях зависит от положения региона в системе климатической и циркумконтинентальной зональности, от характера и интенсивности вулканизма, от развития орогенеза в геоантеклинальной зоне.

В качестве примера рассматриваются вулканогенно-осадочные отложения районов Курильской дуги, Филиппинской котловины, дуги Тонга-Кермадек.

Современные вулканогенно-осадочные отложения находят аналогов среди мезокайнозойских геосинклинальных формаций Тихоокеанского пояса. Они сопоставимы также с вулканогенно-осадочными породами, обнажающимися на склонах глубоководных желобов.

А. П. ОСИПОВ
(СВКНИИ ДВНЦ АН СССР)

МАГМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ — КРИТЕРИЙ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНРОВАНИЯ ДНА ОКРАИННЫХ МОРЁЙ ТИХОГО ОКЕАНА

1. В строении вулканогенных поясов передко отмечается зональность, фиксирующаяся по смене магматических формаций, по различию в глубинном строении и т. п. Магматическая зональность отмечается в строении Охотско-Чукотского, Сихотэ-Алинского, Средне-Казахстанского, Северо-Американского и других вулканогенных поясов.

На протяжении всей геологической истории Земли вулканизм развивался в связи с закономерной последовательностью эволюции магм. В сочетании с факторами пространственного развития магматизма и тектонической дислоцированности вулканогенных толщ это дает возможность судить о строении пограничных с вулканогенными поясами территорий. Строение вулканогенных поясов прибрежных частей окраинных морей Тихого океана можно использовать как критерии при тектоническом районировании шельфовых зон.

2. По отношению к Тихому океану в строении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на значительных по протяженности участках выделяется внешняя и внутренняя магматические зоны. На новейших геологических и тектонических картах Северо-Востока СССР видно, что продольно-зональное строение пояса обусловлено составом и возрастом вулканитов, а также вулкано-плутонических ассоциаций. Одна из зон пояса сложена преимущественно раннемеловыми, вторая — позднемеловыми и палеогеновыми вулканитами. На отдельных участках, преимущественно в пределах развития секущих пояс крупных разломов, зональность не проявлена или выражена слабо. Зональное строение пояса свидетельствует о постепенном смещении позднемелового вулканизма в пространстве.

В северном отрезке пояса, занимающем промежуточное положение между мезозоидами и кайнозоидами, порядок размещения магматических зон свидетельствует о миграции центров вулканизма от Чукотских мезозоид в направлении молодой Корякско-Камчатской складчатой системы. Порядок формирования зон чукотского отрезка пояса вписывается в общую последовательность «смещения» вулканических зон от позднегеосинклинальной мезозойской до позднегеосинклинальной кайнозойской. Продольная зональность чукотского отрезка пояса отражает пространственное смещение вулканизма от консолидированных складчатых систем в сторону развивавшейся кайнозойской геосинклинали. В Сихотэ-Алин-

ском вулканогенном поясе продольные магматические зоны также смещались в направлении кайнозойской геосинклинали.

В южной части Охотско-Чукотского пояса пространственное размещение продольных зон характеризуется по отношению к мезозоидам Янэ-Колымской складчатой системы иным порядком. Здесь зона позднегеосинклинальных мезозойских вулканитов фиксируется вдоль северного побережья Охотского моря, а зона позднемеловых вулканитов, следующая за зоной вулканогенных образований раннего мела, занимает наиболее удаленное от береговой линии положение. В этой части пояса зональность подчеркивается вулкано-плутоническими ассоциациями.

Направление миграции вулканогенных зон в северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса отражает взаимодействие между поздними тектоническими движениями в области завершенной складчатости и ранним геантеклинальным структурообразованием в пределах формировавшихся геосинклиналей.

Обратная по отношению к мезозоидам последовательность магматических зон южного отрезка обусловлена развитием в пределах прибрежной полосы Охотского моря зоны тектонической активизации. Эта зона сыграла в развитии южного отрезка пояса роль своеобразного эквивалента кайнозойской геосинклинали и обусловила соответствующее латеральное развитие магматизма.

Данные о характере магматической зональности Охотско-Чукотского пояса подтверждают точку зрения авторов, отрицающих развитие кайнозоя в акватории северной части Охотского моря.

3. Современный вулканизм дает возможность исследовать не только магматические продукты извержений, но и изучать динамику процессов. Кроме, буквально «на глазах» формирующихся вулкано-тектонических структур, характеризующих, в основном, вертикальные перемещения земной коры, в вулканических областях получены также данные о латеральных движениях земной коры, скорость которых значительно превышает скорость расползания коры под толщей океана (1—4 см в год), установленную в последние годы экспедицией по глубоководному бурению с борта «Гломар Челленджер».

Еще в 1937 г. на 17-ом Международном геологическом конгрессе Ван Беммелен сообщал о том, что по данным точных наблюдений на Яве установлено движение вулканов со скоростью 24—40 см в год. Эти данные показывают, что горизонтальная миграция вулканических центров в геологические отрезки времени могла достигать значительных величин.

4. Эволюция вулканизма Охотско-Чукотского пояса характеризуется обычным для многих вулканических провинций мира направлением. Это устанавливается по эфузивам основного состава начального и конечного этапов развития и по вулканитам кислого состава среднего этапа.

Верхнемеловой сиалический вулканизм пояса по условиям формирования полностью соответствует представлениям Г. Штилле о субсеквентном магматизме. Об этом наряду с другими факторами позволяет судить складчатая дислоцированность вулканогенных толщ, сформированных до сенонского века, и практически горизонтальное залегание более поздних толщ.

Направление латеральной миграции центров вулканизма определяет положение подвижных областей (зон складчатости и тектонической активизации). Зоны активизации подчеркиваются, как отмечали Горжевский и Козеренко, интенсивным интрузивным магматизмом.

М. А. РЕПЕЧКА
(ИО АН СССР)

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И СОСТАВ ПЕПЛОВЫХ ПРОСЛОЕВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЯПОНСКОГО МОРЯ И СЕВЕРО- ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

В результате изучения колонок донных отложений установлено, что пирокластический материал в осадочной толще находится в рассеянном виде и образует обогащенные участки (горизонты) и пепловые прослои. Последние на 90—99 процентов представлены вулканогенными стеклами светло-серой и водянопрозрачной разновидности и только в некоторых случаях содержание генетически связанных минералов, представленных в основном плагиоклазами, достигает 45 процентов крупноалевритовой фракции, количество которых увеличивается к нижнему контакту прослоя.

По химическому составу пирокластический материал пепловых прослоев соответствует щелочному ряду пород, представленных от щелочных трахитов до трахиадактов и производным толеитовой магмы, представленными дацитами и риолитами. В Японском море преобладают продукты, соответствующие щелочным разновидностям пород, а в северо-западной части Тихого океана — производным толеитовой магмы. Среди пепловых прослоев почти не встречаются известково-щелочные разновидности, широко распространенные на окружающих исследуемые акватории островах.

По гранулометрическому составу пепловые прослои резко отличаются от вмещающего их алевритово-пелитового и пелитового ила мелкоалевритовым, реже крупноалевритовым и песчанистым размером частиц со слабо выраженной градационной текстурой. Наиболее широко распространен

пирокластический материал мелкоалевритовой размерности, относительное погружение которого отмечается в районах отдельных гор и возвышенностей, а также в удаленных от островных дуг областях. Общие закономерности распределения пирокластического материала по гранулометрическому составу не подчиняются вертикальной зональности, свойственной терригенному, а также изменению диаметра пирокластических частиц наземных вулканов, что указывает на отсутствие связи пепловых прослоев с окружающей сушей.

Пепловые прослои распространены в глубоководной части Японского моря и северо-западной части Тихого океана восточнее глубоководных желобов. Максимальное их количество тяготеет к отдельным подводным горам, вероятно являющимися подводными вулканами.

Мощность пепловых прослоев по всей площади их распространения меняется от нескольких миллиметров до 25 см. Колонки донных отложений с наиболее мощными прослойями распространены локально. Повышенные значения средней мощности прослоев соответствуют максимальному их количеству и наблюдаются в глубоководной котловине Японского моря и в области восточнее вала Зенкевича в северо-западной части Тихого океана.

Рассматривая осадочную толщу в целом можно сказать, что пироскалистический материал, сосредоточенный в пепловых прослоях, составляет 1,7—1,8 процента всего осадочного материала.

В западной части северо-западной котловины Тихого океана пепловые прослои сосредоточены, в основном, в донных отложениях, накопившихся в период от раннего вюрма до настоящего времени, а в восточном направлении они относятся к более древним горизонтам четвертичного периода, что вероятно, указывает на постепенное уменьшение активности вулканов, поставляющих пепловый материал, при переходе с запада на восток.

Исходя из продолжительности четвертичных ледниковых и межледниковых эпох и средней мощности пепловых прослоев для каждой из них, можно сказать, что интенсивность накопления пепловых прослоев в различных эпохах четвертичного времени менялась незначительно. Относительно повышенные ее значения отмечаются в эпоху Русского оледенения и начиная с раннего вюрма до настоящего времени (0,63 и 0,68 мм за 1 000 лет).

Пепловые прослои обнаружены в глубоководных отложениях Дальневосточных морей и практически на всей оклоконтинентальной части Тихого океана, но до последнего времени не обнаружены в центральных его частях. Это указывает на то, что пепловые прослои являются характер-

ными для глубоководных отложений зоны перехода от материка к океану, которая включает в себя окраинные моря и прилегающие к материкам части океана.

Локальная изменчивость мощности, количества, гранулометрического состава пепловых прослоев, а также градационная текстура и химический состав пирокластического материала указывают на их генетическую связь с подводной вулканической деятельностью.

Г. Б. РУДНИК, В. И. ЧЕРНЫШЕВА
(ИО АН СССР)

О СВЯЗИ ОКЕАНСКОГО ВУЛКАНИЗМА С ТЕНТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ ДНА

Петрохимическое изучение океанических толеитовых базальтов, полученных за последние годы во многих областях Мирового океана, показывает, что они не столь однородны, как это предполагалось ранее. Наряду с высокоглиноземистыми низкокалиевыми разностями, часто фигурирующими в литературе как «типичные океанические толеиты», в океанах отмечаются области распространения низкокалиевых толеитовых базальтов с умеренным содержанием глинозема, толеитовых базальтов с повышенной щелочностью и других разностей. В Индийском океане, в срединном хребте, состоящем из трех структурно неоднородных ветвей: северной (Аравийско-Индийский хребет), юго-западной (Западно-Индийский хребет) и юго-восточной (Центрально-Индийский хребет) устанавливается тесная корреляция особенностей состава продуктов базальтоидного вулканизма с особенностями строения той или иной структуры. В соответствии с этим выделяются три подгруппы толеитовых базальтов:

1) Подгруппа нормальных низкокалиевых толеитовых базальтов Аравийско-Индийского и Западно-Индийского хребтов. Область распространения базальтов этой подгруппы отличается наличием в срединном хребте четко выраженного центрального поднятия и системы рифтовых впадин. Сейсмический разрез характеризуется отсутствием в рифтовой зоне «базальтового слоя» со скоростями 6,7 км/сек. Наряду со свежими толеитовыми базальтами в этой области известны выходы метаморфизованных ультрабазитов и основных интрузивных и эфузивных пород. Толеитовые базальты характеризуются средними значениями содержаний глинозема и окиси титана.

2) Подгруппа низкокалиевых высокоглиноземистых толеитовых базальтов Центрально-Индийского хребта. Область распространения базаль-

тв этого типа — Центрально-Индийский хребет — структурно и морфологически несколько отличается от Аравийско-Индийского и Западно-Индийского хребтов. Здесь отсутствует четко выраженные в двух других хребтах высоконапряженная центральная зона и срединный грабен, под осевой зоной отсутствует сейсмический слой 7,5—7,8 км/сек в пределах хребта до сего времени неизвестны выходы ультрабазитов и метаморфизованных пород. Толентовые базальты характеризуются высоким содержанием глинозема, понижением — окиси титана и рядом других свойственных только этой группе особенностей.

3) Подгруппа слабодифференцированных толентовых базальтов вулканических островов и подводных вулканов. Эти породы обладают рядом особенностей, позволяющих считать их переходными от типичных океанических толеитов к щелочным базальтам островов. Они характеризуются повышенными содержаниями калия — при постоянном содержании натрия, повышенным содержанием титана и пониженным — глинозема. Значительная дифференцированность пород и наличие широкого спектра переходных по составу разностей от толеитов к щелочным базальтам заставляет считать их продуктами кристаллизационной дифференциации толентовой магмы.

Тесная корреляционная связь трех подгрупп толентовых базальтов с определенными структурами океанического дна дает основание полагать, что петрохимические особенности пород этих подгрупп определяются различиями в режиме тектонического развития земной коры района их формирования, глубиной генерации магмы и скоростью ее поступления в верхние структурные этажи. Есть все основания полагать, что в океане существуют определенные петрографические провинции.

Е. А. СОКОЛОВА
(ГИН АН СССР)

МАРГАНЦЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

1) Для Тихоокеанского пояса весьма характерны марганценосные вулканогенно-осадочные серии, занимающие разное стратиграфическое положение, но характеризующиеся многими общими чертами состава, строения и металлогении. Подобные серии представлены в береговых хребтах Калифорний, в Новой Зеландии, Японии, Новой Кaledонии и на некоторых других островах Тихого океана.

2) Марганценосные серии Тихоокеанского пояса характеризуются следующими основными чертами. Их обязательными членами являются терригенные породы, главным образом грауваковые песчаники, вулканиче-

ские образования (эффузивы, реже их пирокластические производные), имеющие преимущественно основной состав, кремнистые породы, а также железо-марганцевые руды. Терригенные породы составляют фон серии, тогда как вулканические и кремнистые образования группируются среди них в виде отдельных, обычно пространственно разобщенных тел. Рудные концентрации парагенетически связаны с кремнистыми породами и вулканитами и локализуются исключительно в составе ассоциации с кремнеземом, что является указанием на единый источник рудных соединений и кремнезема, связанный с подводными излияниями лав.

3) Рассматриваемые марганценосные серии характеризуются идентичным вещественным составом, одними и теми же главными членами слагающих их сообществ пород и близким внутренним строением. Неоднократная повторяемость в пространстве и во времени подобных однотипных сообществ пород говорит о том, что мы имеем дело не с их случайными наборами, а с ассоциациями, отдельные члены которых парагенетически связаны друг с другом. То есть, рассматриваемые серии пород по своей сущности отвечают геологическим формациям, причем формациям одного типа, который мы называем Калифорнийским.

4) Марганценосные вулканогенно-осадочные формации Калифорнийского типа являются принадлежностью Тихоокеанского пояса. Марганценосные формации развитые за его пределами (формации вулканогенно-карбонатного ряда) характеризуются принципиально иными парагенезами пород: более кислым родоначальным вулканизмом, наличием большого количества карбонатных пород и так далее. Представляется вероятным, что возникновение рассматриваемых формаций связано с развитием коры океанического типа.

М. Ю. ХОТИН, М. С. МАРКОВ
(ГИН АН СССР)

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ НА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКЕ

1) Интерес большого круга геологов и геофизиков к проблемам строения ложа Тихого океана усилился в последнее время в связи с развитием работ по глубоководному драгированию и бурению.

2) Во время последнего рейса (1971) американского исследовательского судна «Гломар Челенджер» было проведено глубоководное бурение по профилю 19 вдоль Алеутской островной дуги от берегов полуострова Аляска до берегов Камчатки, несколько южнее Командорских островов. Этими работами вблизи Камчатки примерно на широте полуострова Кам-

чатского Мыса были пробурены и подняты со дна океана позднемеловые отложения, представленные мелом и известковыми глинами с примесью алевритов и песков и залегающие на пироксен-плагиоклазовых диабазовых базальтах океанического ложа.

3) На полуострове Камчатского Мыса широко развиты отложения верхнего мела, представленные эфузивно-туфово-кремнистой и терригенной формациями. Общая мощность осадков около 2 000 м. Они резко несогласно залегают на породах базальт-габбро-гипербазитового комплекса, представляющего собой фундамент осадочных образований. Комплекс пород фундамента отвечает по составу и строению геофизическому базальтовому слою земной коры и сходен с комплексами фундамента некоторых островных дуг Тихого океана.

4) Эфузивно-туфово-кремнистая формация верхнего мела, непосредственно залегающая на породах фундамента, сложена, в основном, тонкообломочными (пелиты, алевриты, псаммиты) пирокластогенными образованиями с широким развитием туфосилицитов. Примерно 1/3 объема формации слагают базальты и диабазы толеитовой и высокоглиноземистой океанических серий и связано с ними генетически вулканогенные железистые аргиллиты и хемогенные яшмы и известняки.

Петрографическое и петрохимическое изучение отложений формации показало, что образование ее происходило в весьма глубоководных условиях (4 000—5 000 м), в результате трещинных излияний толеитовых базальтов и привноса пирокластического материала, отвечающего по составу субщелочным базальтам и андезитам из весьма удаленных центров активной (скорее всего надводной) вулканической деятельности. В результате подводной вулканической деятельности, коэффициент эксплозии которой равен нулю, образовалась ассоциация эфузивов — железистых аргиллитов — яшм-известняков. В результате поступления в бассейн тонкой пирокластики сформирована ассоциация туфов — туффитов-туфосилицитов. Породные ассоциации генетически разнородны.

5) Терригенная формация, согласно перекрывающая эфузивно-туфово-кремнистую, сложена хорошо отсортированными мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами субаркозового состава. Источником обломочного материала формации возможно служили размывающиеся метаморфические толщи кислого и среднего состава, расположенные вероятно в верхнем мелу к северо-востоку от современной береговой линии Камчатки.

6) По литологическим и петрохимическим особенностям, а также по условиям формирования, эфузивно-аргиллитово-яшмово-известняковая ассоциация отложений нижней формации полуострова Камчатского Мыса чрезвычайно сходна с эфузивно-яшмово-аргиллитовой частью широко

известной францисканской формации Калифорнии. Терригенная формация сходна по составу с граувакками Францискана.

Вероятно, позднемеловые формации полуострова Камчатского Мыса и францисканская формация сформировались в сходных геологических условиях на древнем океаническом ложе в непосредственной близости от границы континента и океана.

7) О широком площадном развитии аналогичных океанических отложений позднего мела в акватории Берингова моря свидетельствуют: 1) наличие характерных яшмово-карбонатных и карбонатно-песчаных ксенолитов в палеогеновых лавах на полуострове Озерном (Восточная Камчатка); 2) присутствие весьма характерных для эфузивно-туфово-кремнистой формации красных сферолитовых яшм в гальке эоценовых базальных (?) конгломератов на Командорских островах, а также 3) существование позднемеловых неконсолидированных карбонатно-терригенных осадков на океанском ложе южнее Командорских островов.

8) Детальное литологическое изучение древних вулканогенно-осадочных формаций, обнаженных во внутренней части Тихоокеанского подвижного пояса по краю современного континента, способствует накоплению знаний о геологической истории Тихого океана.

В. И. ЧАЙНИКОВ
(ИО АН СССР)

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПЕПЕЛ В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНИЗМА

Многочисленные экспедиционные работы в Японском море и северо-западной части Тихого океана показали, что среди донных отложений широко развиты прослои пирокластического материала. Они встречаются приблизительно в половине из общего числа грунтовых колонок. Пирокластика этих прослоев на 90—95 процентов состоит из обломков вулканического стекла, соответствующего по своему гранулометрическому составу мелкоалевритовому илу и мелкому алевриту. По содержанию основных компонентов пеплы относятся к представителям пород щелочной и толеитовой сериям. Разновидности щелочного типа наиболее полно проявлены в Японском море. Представители толеитового ряда встречаются в обоих бассейнах. Обращает внимание, что среди пирокластического материала отсутствуют обломки известково-щелочных пород, являющихся типичными для островных дуг. Этот факт свидетельствует о том, что источником пирокластики в глубоководных осадках не могли быть вулканические извержения на островах, обрамляющих Тихий океан. По-види-

мому, ее появление связано с подводными эксплозиями. Подтверждение этому служит локальность распределения пеплов и особенности их гранулометрии. Последняя выражается в наличие в каждой пробе пепловых частиц размера песка; крупного, мелкого алеврита и пелита. Такой состав не согласуется с существующими представлениями о механизме осаждения обломочного материала в водной среде при условии, если пепел поступал с суши.

Механизм подводных эксплозий принципиально отличается от наземных извержений подобного типа тем, что возникает множество пунктов источников пеплового материала, равномерно распределенных на сравнительно небольшом пространстве водной толщи близи поверхности дна.

В. С. ШЕЙМОВИЧ
(КамГУ)

ЗОНЫ АРЕАЛЬНОГО БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА КАМЧАТКИ И ИХ СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Современные зоны ареального базальтового вулканализма полуострова приурочены к двум типам вулкано-тектонических структур. Преобладают трещинные зоны растяжения, представленные системой кулисообразно расположенных разрывов, фиксируемых на поверхности цепями шлаковых конусов. С ними тесно сопряжены и являются подчиненными этим зонам (структуры второго порядка) локальные зоны ареального вулканализма.

На Камчатке выделяются три основные голоценовые зоны ареального вулканализма — зоны наиболее активных растяжений: 1) Южно-Камчатская зона; 2) Кимитинско-Быстринская зона; 3) Тигильско-Еловская зона. Все зоны имеют северо-восточное простиранье, грубо параллельное простиранию неоструктур Камчатки.

Южно-Камчатская зона прослеживается от гор Детинка на юге до р. Карымшина на севере. Длина ее — 100—200 км, ширина — 10—30 км. Зона является пограничной — ограничивает на этом участке с запада Восточный пояс стратовулканов.

Кимитинско-Быстринская зона протягивается вдоль восточного склона Срединного хребта на расстояние 50—60 км. Зона представлена разреженной цепью конусов. Ширина ее 5—10 км.

Тигильско-Еловская зона прослеживается широкой (до 40 км) полосой полей интенсивного ареального вулканализма от подножья вулкана

Ича до бассейна р. Еловки на расстояние 140—160 км. Эта зона по отношению к Центрально-Камчатскому поясу четвертичных стратовулканов является секущей и наложенной.

Среди локальных зон ареального вулканизма можно указать Толмачев Дол на юге полуострова и кальдеру в истоках р. Малый Тигиль в Центральной Камчатке. Локальные зоны занимают днища и склоны вулкано-тектонических депрессий.

Зоны ареального вулканизма в отличие от поясов стратовулканов не прослеживаются вдоль всего региона, что обусловлено неоднородным геодинамическим режимом полуострова в голоцене и кратковременностью рассматриваемого периода.

Анализ положения зон ареального вулканизма позволяет сделать вывод о том, что они находятся в тыловой части блоков, вероятно, испытывающих максимальное горизонтальное перемещение в голоцене. Это перемещение блока и создает зону растяжения, используемую глубинным базальтовым расплавом. Длина и простирание зон ареального вулканизма примерно соответствуют длине и простиранию перемещающихся блоков. Окончания зон в таком случае должны «упираться» в поперечные разломы, по которым происходит смещение. Для Южно-Камчатской зоны таким пограничным разломом на юге является нарушение, выраженное долинами рек Голыгино и Вестник; на севере перемещающийся блок ограничивается Малкино-Петропавловской зоной дислокаций (р. Карымшина — р. Мутная). Для Тигильско-Еловской зоны пограничными разломами, по предварительным соображениям, могут являться разлом рек Хайрюзова-Кроноцкая на юго и разлом рек Воямполка-Озерная на севере.

Таким образом, зоны ареального вулканизма являются четкими индикаторами позднейших горизонтальных перемещений и, по-видимому, изучение их структуры даст возможность количественно оценить величину этих перемещений. Горизонтальное движение блоков несомненно сказывается на геологических особенностях смежных к востоку территориях Камчатки и на строении дна прилегающего участка Тихого океана.

Учитывая то, что зоны ареального вулканизма секут и ограничивают пояса четвертичных стратовулканов, можно предположить, что магматизм последних заставил участки глубинных разломов, к которым они приурочены, и в настоящее время оба крыла этих разломов спаяны в монолитные блоки. Новейшие глубинные расколы проходят в стороне от разломов, фиксируемых поясами стратовулканов. В связи с этим, перемещающийся блок рассматривается как относительно единое тело.

(ИО АН СССР)

Г. В. АГАПОВА, Г. Б. УДИНЦЕВ

ЗОНЫ РАЗЛОМОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КОТЛОВИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

На основании новых геоморфологических и геофизических данных проведен анализ зон разломов северо-западной котловины. Выявлено восемь зон разломов с преобладающим простиранием с юго-запада на северо-восток. Зоны отчетливо выражены морфологически, прослеживаются на значительные расстояния в виде линейных систем, простирание которых большей частью совпадает с простиранием аномалий магнитного поля. Немногочисленные данные сейсмического зондирования подтверждают наличие нарушений типа разломов. Возможно, что в западной части Тихого океана в формировании разломов значительную роль сыграли краевые деформации плит океанической литосферы, пододвигаемые под окраины материковых плит.

С О Д Е Р Ж А Н И Е

И. С. ГУЗИЕВ. О некоторых признаках направленной эволюции состава вулканизма в зоне перехода от океана к континенту	3
Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ, Г. С. ХАРИН. Состав и особенности образования морских вулканокластических и рифтогенных осадков (на примере Срединно-Атлантического хребта и Малых Антильских островов)	6
В. В. ЗДОРОВЕНИН, Б. Я. КАРП. Распределение мощностей осадков в Филиппинском море	7
В. В. ЗДОРОВЕНИН. Особенности распределения мощностей осадочного покрова в центральной части Тихого океана	8
Н. Л. ЛЕОНИДОВА. О возникновении плотных суспензионных потоков в современных геосинклиналях	10
М. Г. ЛЕОНОВ. Флиш — образование подводного склона	12
Ю. С. ЛИПКИН, М. И. ЛИПКИНА. Сочетание вулканизма и осадконакопления при формировании островов Фиджи	13
Б. Г. ЛОПАТИН, М. М. ПОЛЯКОВ. Антарктический вулканогенный пояс	15
Е. К. МАРХИНИН. Вулканы дна Тихого океана, их структурная поверхность и специфика	17
В. М. МОРАЛЕВ, А. А. ЕЛЬЯНОВ. Ультраосновные-щелочные и гипербазитовые интрузии, как показатели тектонической неоднородности океанов	20
И. О. МУРДМАА. Современные морские вулканогенно-осадочные формации Тихоокеанского геосинклинального пояса	21
А. П. ОСИПОВ. Магматическая зональность вулканогенных поясов — критерий тектонического районирования дна окраинных морей Тихого океана	22
М. А. РЕПЕЧКА. Распространение и состав пепловых прослоев в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана	24
Г. Б. РУДНИК, В. И. ЧЕРНЫШЕВА. О связи океанского вулканизма с тектоническими структурами дна	26
Е. А. СОКОЛОВА. Марганценосные формации Тихоокеанского пояса	27

М. Ю. ХОТИН, М. С. МАРКОВ. Верхнемеловые океанические формации на Восточной Камчатке	28
В. И. ЧАЙНИКОВ. Вулканический пепел в современных осадках в связи с проблемой подводного вулканализма	30
В. С. ШЕЙМОВИЧ. Зоны ареального базальтового вулканализма Камчатки и их структурное положение	31
Г. В. АГАПОВА, Г. Б. УДИНЦЕВ. Зоны разломов северо-западной котловины Тихого океана	33

ВМ 00484. Подписано к печати 22/III-1972 г. Объем 2¹/₈ п. л.
Заказ № 1437. Тираж 600 экз. Цена 20 коп.

Долинская типография Управления по печати Сахоблисполкома

Цена 20 коп.