

А.Е.СВЯТЛОВСКИЙ

СТРУКТУРНАЯ ВУЛКАНОЛОГИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» МОСКВА

1971 УДК 551.311.7
СТРУКТУРНАЯ ВУЛКАНОЛОГИЯ

Святловский А. Е. М., изд-во «Недра», 1971. 232 стр.

Структурная вулканология возникла как раздел вулканологии в процессе дифференциации наук о Земле — геологии, геофизики, геохимии. Она развивается под влиянием типичного для современных наук синтеза. Изучая проблемы взаимосвязи вулканизма и тектоники, она участвует в создании общей теории развития Земли.

Будучи явлением космического порядка, вулканизм стал играть структурообразующую роль на планетарной стадии дифференциации и дегазации оболочек Земли. Вулканическая деятельность рассматривается как часть единого тектono-магматического процесса, формирующего земную поверхность в результате поднятия и излияния магмы одновременно с перемещениями глыб земной коры.

Во всех тектонических зонах Земли вулкано-тектонические структуры образуются из сочетания линейных и кольцевых форм. Изучение структур современных вулканических областей проведено в соответствии с общепринятыми представлениями о генетической преемственности и неравномерном развитии геотектонических регионов.

Основным содержанием структурной вулканологии является описание структур вулканических сооружений и их фундамента, возникающих сопряженно друг с другом. Наряду с морфологией этих структур рассматриваются кинематические условия их формирования и некоторые энергетические проблемы. Книга рассчитана на широкий круг читателей — специалистов в различных областях наук о Земле.

Иллюстраций 57, библиография — 86 названий.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая работа посвящена структурной вулканологии — важнейшему разделу вулканологии, тесно связанному с другими разделами и содержащему описание структуры вулканических областей и вулканов, принимаемое за основу при изучении геологической роли вулканизма.

Поскольку вулканология входит в систему наук о Земле и тесно связана с геологическими науками, описание структур, образованных вулканическими телами, отчасти относится к задачам структурной геологии, изучающей формы залегания горных пород. Однако лишь в некоторых руководствах по структурной геологии мы встречаем описание структур, возникающих в результате взаимодействия магматических пород с фундаментом (кольцевые и конические интрузии, дайки, лакколиты).

Рассмотрение вопросов образования структур магматических тел обычно ограничено лишь тектоническими дислокациями магматических пород, а первичные структурные формы вулканических образований, возникающие при активном проявлении вулканизма, почти не обсуждаются. Это дает право полагать, что изучение структур вулканических сооружений и их фундамента составляет основное содержание структурной вулканологии.

В результате исследования районов новейшего вулканизма, включающих современные вулканические области, проведена систематизация региональных вулканических структур на генетической основе. Описание региональных вулканических поясов и областей служит предпосылкой для изучения локальных вулканических структур.

Локальные структуры описаны в генетической и исторической последовательности их развития с учетом кинематических, пространственных и временных связей вулканических и тектонических процессов. При этом кинематические схемы образования вулканических структур отражают последовательность вулканических процессов, вызванных действием вулкана как тепловой машины, передающей через систему теплоносителей глубинную энергию и созидающей вулканическую постройку. Временные связи этого процесса выражаются в этапности проявления различных типов вулканических извержений.

Во многих случаях тектонические процессы во вмещающих вулканические сооружения подвижных поясах трудно рассматривать отдельно от вулканизма. Возникшие в результате наложения этих процессов синтетические структуры рассматриваются как вулкано-тектонические. Вулканические и вулкано-тектонические структуры описываются от общего к частному: от крупных региональных вулканических поясов до локальных структур, образующих генетические ряды вулканов, характеризующие каждый регион. Описание формы и типов структур с приведением их относительных размеров и использование общепринятой терминологии дают возможность выделять структурные элементы вулканических построек.

Перед описанием структурных позиций вулканизма в рамках геотектонических зон приводится общий очерк тектонического строения Земли. Структуры активных вулканических областей рассматриваются в соответствии с общепринятыми представлениями о формировании платформ из геосинклинальных поясов, возникающих на границе континентов и океанов, с последующей активизацией путем рифтообразования и орогенеза. Если данные процессы образования региональных структур в общих чертах уже исследованы, то вулкано-тектонические взаимосвязи системы *континент — океан*, лежащие на определенных стадиях вне вышеотмеченного ряда эволюции структурных областей, далеко не так ясны.

Исследования вулканических структур на площадях, занятых океанами, еще не достаточны для того, чтобы судить о последовательности вулкано-тектонического структурообразования при возникновении молодых океанов. Эта проблема обсуждается лишь в рамках гипотез. Отсутствие современных площадных вулканических излияний на континентальных и океанических платформах затрудняет реалистическую оценку этих гипотез.

В специальной литературе последних лет широко обсуждаются вопросы картирования вулканических формаций. Описание связей вулканических структур с геологическими структурами фундамента является методической основой для такого картирования. Без ясного понимания структурообразующей роли вулканизма в геологических процессах трудно отразить на карте структурные условия залегания вулканических образований и включающих их вулканических формаций.

Ввиду небольшого объема книги в ней не смогли быть изложены методические основы съемки и диагностирования вулканических структур. Основные методы изучения форм залегания горных пород освещаются в пособиях по геокартированию.

Для получения достаточно полной картины формирования структуры вулканических образований структурная вулканология должна привлекать микроструктурный анализ с использованием петрографических методов исследования. Методы такого микроструктурного анализа изложены в руководствах по структурной петрологии.

Следует повторить, что структурная вулканология является одним из разделов вулканологии, относящейся к фундаментальным наукам о Земле. Круг вопросов, рассматриваемых структурной вулканологией, еще не уточнен. Данное исследование является первой попыткой обсуждения проблем структурной вулканологии с целью освещения ее современного состояния и теоретических основ. Любые критические замечания будут способствовать решению этой задачи.

ВВЕДЕНИЕ

Вулканология изучает основные проблемы вулканизма. Она исследует строение вулканических областей, закономерности образования вулканов и их структуру, вулканические породы и полезные ископаемые, источники энергии, порождающие вулканические извержения, генезис и глубину образования магмы, питающей вулканы, связь вулканов с горообразовательными процессами, а также их морфологию и географическое расположение. Все эти вопросы решаются различными разделами вулканологии.

Морфологическая вулканология — занимается описанием вулканических построек с учетом геоморфологического развития земной поверхности, а также рассматривает географическое положение вулканических ландшафтов и их роль в геоморфологических циклах.

Петрографическая вулканология и петрохимия — изучают структуру и состав вулканических горных пород, генетические соотношения их с магматическими продуктами, условия кристаллизации.

Структурная вулканология (современных вулканических областей) — дает систематическое описание структур вулканических сооружений, объединенных по генетическим признакам и связанных с региональными вулканическими поясами.

Региональная вулканология — рассматривает вулканические пояса и их структурное обрамление, связанное с эволюцией главных тектонических регионов Земли на современном этапе их развития, а также геологическую роль вулканизма.

Динамическая вулканология — описывает вулканические процессы, обусловливающие возникновение вулканов и вулканических структур, типы и динамику вулканических извержений, их влияние на структуру вулканов и продукты вулканической деятельности, роль экзогенных динамических процессов (эрэзионных и ледниковых) в формировании и разрушении вулканов.

Вулкано-физика (теоретическая вулканология) — изучает энергетические причины вулканизма, источники и формы энергии, порождающей вулканизм и выделяющейся в результате вулканических процессов; рассматривает связи вулканизма с геофизическими явлениями (тепловыми, сейсмическими, гравитационными, электрическими, магнитными, акустическими), изучает физико-химические параметры вулканических процессов, условия образования вулканических очагов на разных глубинах, характер теплопереноса при вулканических извержениях и его активные агенты (флюиды, магму, газы), энергетические проблемы эксплозивной, эффузивной и экструзивной деятельности вулканов, а также пути использования вулканической энергии.

Палеовулканология — проводит сравнительное изучение вулканических структур древних и молодых вулканических областей, оценивая роль вулканических процессов на соответствующих стадиях развития регионов. Сопоставление древних вулканических структур со структурами новейших вулканических поясов позволяет определить степень интенсивности структурообразования, сопряженного с вулканизмом в древние эпохи, а также установить периоды увеличения и уменьшения роли вулканических процессов в развитии региональных структур.

Характеристика древних вулканических структур и процессов их образования может быть получена при палеовулканологических исследованиях на основе

сопоставления продуктов вулканической деятельности и созданных на аналогичных этапах вулканизма структур в современных и древних вулканических областях.

В основу данной работы по структурной вулканологии положен принцип сопряженности вулканизма и тектоники — двух ветвей динамических процессов, питающихся от общих источников глубинной энергии. Это позволяет предполагать существование поясов растяжения, возникающих в результате приближения к земной поверхности аномальных тепловых потоков, приводящих к вулканизму, и поясов сжатия, проявляющихся в виде мощных землетрясений. Эти сопряженные пояса образуют области повышенной подвижности земной коры с интенсивными дифференцированными движениями и вулканизмом. В зависимости от типов структур, на которых расположены подвижные пояса, формируются вулканические зоны разных типов.

Каждому этапу вулканизма соответствует определенное кинематическое состояние вулканического пояса и его рамы, образующих региональную вулканотектоническую структуру. В процессе изменения этого состояния и наложения других типов напряжений, возникших в результате вулканических процессов, структуры выполняют иные функции. Они становятся зонами тектонических движений и перемещений рудных растворов, образующих месторождения полезных ископаемых. Структурная вулканология описывает вулкано-тектонические структуры, раму, вулканические пояса и структуры вулканических образований.

Основной задачей структурной вулканологии является изучение первичных форм залегания геологических тел, образовавшихся при вулканической деятельности, и сопутствующих ей вулкано-тектонических процессов. Вулканология не касается древних вулканических структур, позднее преобразованных в толщи осадочных пород в результате денудации, переотложения и складкообразования; достаточно полная характеристика современных структур является основой для изучения древних вулканических формаций. В связи с тем, что глубинная структура и строение фундамента определяют строение вулканических сооружений, рассмотрение структуры рамы и фундамента вулканических областей также входит в задачи структурной вулканологии.

В последние годы усилилась разработка проблем структурной вулканологии в области познания связей региональных геологических структур и вулканических процессов благодаря применению геофизических методов для изучения природы и глубины вулканических очагов. Особенно большое внимание было уделено изучению тепловых потоков и гравитационных и магнитных аномалий.

Из глубины Земли непрерывно поднимается тепловой поток, и определенная концентрация тепла может обеспечить энергию, необходимую для вулканической деятельности. Образование структур земной коры подчинено энергетическим процессам и связано с преобразованием глубинной энергии при ее перемещении к земной поверхности. Различают два главных вида теплопереноса - кондуктивный (молекулярный) и конвективный, обусловленный перемещением теплосистем.

Структурообразующие вулканические процессы в основном связаны с конвективным тепло-массопереносом магматических расплавов, происходящим при медленных движениях земной коры, выражющихся в новейшей тектонике. Изучение глубинных структур вулканических областей выявило роль структурных позиций вулканических сооружений при процессах тепло-массопереноса, преобразования и накопления тепловой энергии в интраструктурах, где возникают периферические вулканические очаги, а также при проявлении вулканизма в более высоких ярусах земной коры.

Размещение вулканических поясов в районах современного структурообразования позволяет предположить, что геологические интраструктуры глубоких частей фундамента вулканов обладают способностью концентрировать тепло, доставлять его к корням вулканов, обеспечивая жизнь его очагам. Величина теплового потока, соответствующая выносу глубинной энергии, не остается постоянной в разных

тектонических районах. Естественно, что тепловой поток в вулканических поясах резко изменяется в пространстве в связи с различными структурными условиями тепло-переноса при вулканических процессах.

Структурные различия глубин Земли обусловливают различные типы вулканизма (ареальный, трещинный, центральный), глубину вулканических очагов, типы магм и извержений. В результате возникают особенности эфузивных пород и структур вулканических построек. Можно предположить, что в глубинах Земли существуют теплоизолирующие структуры, создающие тепловой подпор, вызывающий повышение температуры, плавление пород и образование вулканического очага в поднятиях подошвы теплоупора, куда будет устремляться перегретый флюид. Этот процесс, вероятно, близок к рассмотренному В. И. Белоусовым для гидротермальных систем (Белоусов, 1965—1967гг.).

При вулканической деятельности наиболее характерно перемещение теплоносителей в вертикальном направлении по отношению к поверхности Земли, например, по каналу вулкана, связанному с жерлом, по которому выбрасываются газообразные продукты и изливается лава. Изоляция тепловой трубы жерла от окружающих пород уменьшает тепловые потери при вертикальном перемещении теплового потока.

Наибольшей величины конвективный тепловой поток достигает в жерлах вулканов во время извержений, которые являются наиболее ярким примером быстрого конвективного тепло-массопереноса. И в этих условиях величина теплового потока колеблется в зависимости от типа теплоносителя (газообразного, гипотетической «плазмы» или нагретых в разной степени различных лав), перемещающегося в данный момент по жерлу вулкана к поверхности Земли. Однако возможны избирательные пути перемещения теплоносителей, возникающие в результате боковых проплавлений при движении магмы между слоями и по коническим разломам.

Вулканизм не зависит от поверхностных структур и их состава, а определяется глубинной интраструктурой фундамента. Под ее влиянием тепло-массоперенос создает новую субструктуру фундамента вулкана. Следовательно, для образования вулканотектонического пояса необходимы структурные условия, обеспечивающие вулканические процессы аномально высоким тепловым потоком.

Величина теплового потока в пределах вулканических поясов обычно больше, чем в горных породах, ограничивающих их рам, а в телескопированных рифтах она увеличивается по направлению к срединному рифту.

Одной из задач структурной вулканологии должно быть объяснение геологических условий, при которых происходит локальное накопление тепла, способного вызвать образование вулканических очагов или обеспечить перемещение магмы из глубин Земли в эти очаги, которые в таком случае следует считать промежуточными.

Проблемы структурной вулканологии также тесно связаны с общей теорией развития Земли как планеты.

Можно предположить, что в начальные стадии развития Земли ее поверхность обладала однородной структурой, имеющей сходство либо с устойчивой корой, либо с обширной подвижной областью. В последнем случае дальнейшее ее развитие привело к геосинклинальному состоянию, из которого возникли ядра первичных континентов. Но более вероятно, что уже в древние эпохи существования Земли ее структуры развивались неравномерно и находились на разных стадиях геологического развития. В эти периоды, вероятно, существовали устойчивые зоны — прообразы кристаллических щитов и платформ и подвижные зоны (характеризующиеся бурными и многообразными вулканическими излияниями) — прообразы орогенных поясов, где наряду с зарождением и ростом новых структур происходили процессы распада структур, ранее образованных.

Структурная неоднородность земной коры, возникшая на первых этапах геологической истории Земли, рассматривается как предпосылка для образования континентов и океанов — основных современных глобальных структур, на границах которых (в геосинклинальных областях) формировалась значительная часть континентальной земной коры. Океаническая земная кора и ее субстрат даже в межконтинентальных и регенерированных геосинклиналях вовлекались в геосинклинальный процесс. Однако динамика глубинных структур, связанных с вулканализмом, заставляет предполагать, что новое вещество поступало с глубины не более 200 км.

Представления об истории вулканической деятельности зависят от решения основных вопросов, связанных с развитием Земли как планеты. Можно предполагать, что и в далеком прошлом вулканизм был связан с контрастным развитием структур, обусловленным разогреванием недр Земли.

Независимо от источников глубинной энергии ее накопление и перенос были сопряжены со структурообразованием, сопровождавшим трансформацию энергии в процессе ее передачи к земной поверхности. Мощность энергопереноса и сопровождавшие его структурные процессы (вплоть до горообразования) определяли типы перемещения вещества в расплавленном, газообразном и твердом состоянии в вулканическом процессе, при циркуляции подземных горячих вод или излучении в пространство теплового потока разной интенсивности. Эти саморегулирующиеся процессы энергопереноса заключены в рамы вулканических поясов, гидрогеологических систем и структур с аномальным тепловым потоком.

Основной задачей структурной вулканологии является изучение структурных условий тепло-массопереноса, выражющегося в вулканических процессах.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТРУКТУРНОЙ ВУЛКАНОЛОГИИ

Тектоническое районирование вулканических областей

Изучение вулканализма как индикатора тектоники позволяет анализировать развитие отдельных структур, в которых вулканические процессы ускоряют и усложняют тектонические движения. При такой сопряженности движений создаются вулканотектонические структуры.

Тектоническое районирование современных вулканических областей основано на существовании следующих планетарных структур: 1) древних континентальных и океанических платформ, переработанных и заключенных в рамы из более молодых структур — платформ и областей завершенной и незавершенной складчатости; 2) молодых континентальных и океанических платформ; 3) геосинклинально-орогенных поясов, окраинно-континентальных, внутри- и межконтинентальных структур на разных этапах развития (геосинклинальных, орогенных); 4) платформенных континентальных и океанических (тальассократонных) орогенных поясов на разных стадиях развития.

Планетарные структуры образовались в результате циклического проявления энергетических процессов, имевших направленное развитие и сформировавших первичную неоднородную геологическую структуру Земли. Последующее развитие планеты происходило с преобладанием глубинных процессов дифференциации и гравитационного взаимодействия оболочек.

Ближайшая предыстория современных вулканических областей начинается с периода формирования молодых континентальных и океанических платформ позднего цикла истории Земли (неогей, по Штилле). Континентальные платформы расширялись за счет геосинклиналей, превращавшихся в складчатые пояса в результате тектономагматических циклов. Во внутренних частях молодых платформ сохранились древние щиты, в которых можно видеть глыбы праплатформ, созданных и распавшихся в ранние

эпохи геологической истории. В позднем палеозое—мезозое произошла крупнейшая перестройка океанических котловин и континентальных платформ Земли, частично обрушившихся вследствие нарушения гравитационного равновесия, вызванного массовыми излияниями на платформах.

В соответствии с рассматриваемой ниже гипотезой происхождения молодых океанов путем образования системы сужающихся телескопированных рифтов, океаны такого типа должны быть обрамлены побережьями деструктивного происхождения.

В Атлантическом сегменте Земли площадные вулканические излияния продолжались в течение мезозоя и палеогена. При этом масштаб их от цикла к циклу уменьшался в соответствии с сужением поясов обрушения, образующих вложенные друг в друга грабены. В это время вокруг Тихого океана продолжалось нарастание геосинклинально-орогенного кольца, а в Средиземноморье развивался межконтинентальный эпигеосинклинальный орогенез.

Эпигеосинклинальным орогенезом закончились конструктивные процессы, сформировавшие окраинно-континентальные и межконтинентальные типы структур.

Окраинно-континентальные структуры — Тихоокеанские области, где на стыке континента и талассократона неравномерное структурообразование привело к существованию геосинклинальных и орогенных районов, находящихся на разных стадиях развития.

Геосинклинальное развитие межконтинентальных (внутриконтиентальных) структур связано с формированием внутренних морей. Первые стадии их развития сопряжены с субокеанической земной корой, последующие соответствуют окраинно-континентальным геосинклиналям.

В процессе эпигеосинклинального орогенеза образуются конструктивные типы побережья океанов. В этот период развития Земли сосуществовали крупные геологические структуры: древние материковые и океанические платформы (континентальные щиты, платформы на дне Тихого океана); молодые платформы, образовавшиеся при завершении складчатости в геосинклинально-орогенных поясах, частично погруженные на дно молодых океанов, и молодые океанические платформы, ограниченные флексурами океанических побережий; геосинклинально-орогенные области на разных стадиях орогенеза (окраинно-континентальные, межконтинентальные и внутриконтинентальные).

В течение мезо-кайнозоя энергетические процессы в Атлантическом, Индийском и Тихоокеанском океанических сегментах Земли развивались параллельно двумя путями. В первых двух сегментах молодых океанов формирование телескопированных систем рифтовых долин, сопровождавшееся излияниями базальтов, завершилось образованием срединно-оceanических хребтов. В некоторых случаях эти орогены унаследовали структурные направления складчатых систем континентов, погрузившихся на океаническое дно (Херасков, 1963). Одновременно на континентальных платформах и щитах и в областях завершенной складчатости молодых платформ из систем рифтовых долин как структур, унаследованных от площадных излияний более ранних эпох мезо-кайнозоя, последовательно развивались орогенные пояса. Кайнозойские орогенические структуры континентов и океанов сомкнулись в мировую систему рифтовых долин.

Альпийский геосинклинальный орогенез проник также в тыловые части Атлантического и Индийского океанов. Его структуры соседствуют с рифтогенными. Тихоокеанское кольцо было охвачено эпигеосинклинальным орогенезом, находящимся ныне на разных стадиях развития — от геосинклинальных до поздних оро-генов.

Ложе океанов в кайнозое разделилось на устойчивые океанические платформы и подвижные зоны. К последним относятся срединно-оceanические хребты молодых океанов, океанические валы и поднятия Тихого океана. Однако орогеническая природа тихоокеанских подвижных структур не ясна, так как, выходя к побережью, они смыкаются с орогеническими геосинклинальными системами Тихоокеанского кольца. Это

ставит под сомнение их заложение на платформенных структурах. Возможно, они являются возрожденными складчатыми поясами, в прошлом развивавшимися геосинклинальным путем. Следует различать, кроме того, своеобразные сквозные подвижные пояса, проходящие как по континентальным, так и по океаническим (например, Камерунский разлом) платформам, а также подвижные зоны, развитые на недавно погруженных окраинах платформ. К ним относятся многочисленные островные вулканические группы Атлантического и Индийского океанов вблизи Африканского континента.

Типы вулканизма

Площадные излияния на платформах

Одной из сложнейших задач структурной вулканологии является изучение механизма излияний, охвативших за несколько десятков миллионов лет обширные территории континентов, ныне частично погруженные на дно океанов. Последнее обстоятельство особенно усложняет поставленную задачу, так как делает площадные излияния на платформах сопричастными образованию впадин молодых океанов. Не случайно эти два процесса близки во времени, и площадные излияния непосредственно предшествуют опусканию побережий молодых океанов.

Нам следует рассмотреть как структуру рамы и фундамента континентов, покрытых долеритовыми плато, так и котловины молодых океанов, дно которых сложено лавовыми покровами.

Континентальные лавовые плато изучены во многих районах. Основными чертами структуры их фундамента и рамы являются блоковое строение (системы горстов и грабенов) и развитие краевых поднятий, осложненных флексурами, пронизанными параллельными сериями даек. Большое количество субвулканических интрузий типично как для фундамента лавовых плато, так и для соседних районов, не покрытых лавами. Излияния базальтов, обусловленные активизацией платформ, сопряжены со структурными поднятиями, окаймленными прогибами и наложенными вулканотектоническими депрессиями.

Если континентальные вулкано-тектонические структуры уже довольно хорошо изучены, то структуры рамы и фундамента океанических котловин, часто занятых базальтовыми и долеритовыми покровами, находятся еще в стадии изучения.

Площадные вулканические излияния происходили неодновременно на всей охваченной ими территории: в большинстве районов максимальные излияния приходятся на триас—юру, местами они продолжались до верхнего мела и повсюду закончились в раннем неогене. Такое несовпадение во времени и пространстве этапов массового вулканизма соответствует разноэтапности геологического развития, характерного для крупных регионов.

В северной части земного шара область площадных базальтовых излияний охватывала территорию платформы проблематического материка Лавразии, в который входили помимо Азии и Европы Северная Америка и северная часть Атлантического океана, и Ледовитый океан. После распада Лавразии, следующего за поднятием, оледенением и вулканизмом, реликты его сохранились как современные континенты северного полушария и острова Атлантического и Ледовитого океанов.

Областью погружения можно считать континентальный массив в северной части Атлантического океана, от которого сохранились отдельные блоки — Гренландия, Шпицберген, Исландия. В южной части земного шара был расположен «суперконтинент» Гондваны, после распада которого уцелели континентальные блоки Африки (с Аравией и Мадагаскаром), Индии, Австралии (с Новой Гвинеей), Южной Америки (с Патагонией), Антарктиды и др.

Убедительным доводом в пользу единства континентальных площадей, охваченных массовым вулканизмом и в дальнейшем частично поглощенных океаном, являются колоссальный объем вулканических пород, их однообразный химический состав, одновременность извержений на разобщенных ныне территориях, оборванность площадей лавовых плато океаническими побережьями деструктивного типа, существование неглубоко погруженных в океанах континентальных по строению массивов и горных хребтов, сложенных долеритами и базальтами.

По аналогии со строением континентальных площадей, перекрытых массовыми излияниями, под которыми залегают осадочные породы палеозойского и более древнего возраста, можно представить и строение океанов.

Под слоем осадочных пород верхнемезозойского—кайнозойского возраста, более молодых по направлению к срединно-океаническим хребтам, лежат базальты эфузивного облика. Их мощность по данным геофизических исследований достигает нескольких километров.

Залегающие под базальтами более древние породы пронизаны густой сетью субвулканических образований — силлов, даек, кольцевых и конических интрузий, как это наблюдается на суше, и могут рассматриваться в качестве второго сейсмического слоя, выделенного по геофизическим данным.

В результате бурения морского дна в течение последних лет получены данные о строении дна океанов по профилям, пересекающим большие области океанов; в ближайшие годы мы узнаем еще много нового. Вначале рассмотрим имеющиеся данные о раме молодых океанов.

Уже давно существует разделение океанов на древние, или первичные, и молодые, или вторичные. К числу молодых относятся как раз те океанические котловины, берега которых носят следы обрушения и частично окаймлены лавовыми покровами, лежащими также и на дне этих океанов. Такие берега принадлежат к атлантическому или деструктивному типу. Они обладают следующими отличительными чертами.

Континентальный сбросовый уступ срезает древние складчатые структуры, выходящие к побережью, с образованием резкой границы перехода континентальной земной коры в океаническую. Вдоль этой границы отсутствуют проявления молодых эндогенных процессов: нет вулканической деятельности, повышенного теплового потока, сейсмичности, интенсивных тектонических движений.

Устойчивые окраины молодых океанов лишены крупных активных вертикальных разрывов и наклонных надвигов. В формировании побережья после его образования участвуют лишь гравитационное выравнивание и эрозионные процессы, осадконакопление идет только в прогибах у подножия континентального склона, образовавшихся после обрушения побережья (верхнемезозойские — кайнозойские парагеосинклинали). Глубоководные желоба, характерные для окраин Тихого океана, здесь отсутствуют.

В районах, где границей океана оборваны долеритовые или базальтовые покровы, наблюдаются параллельные побережью флексуры, пронизанные сериями даек основных пород (Гренландия, Индостан), по возрасту соответствующих времени образования побережья. Аналогичные флексуры окаймляют рифтовые долины Красного моря.

В пределах шельфа отмечаются магнитные аномалии, соответствующие узкому возмущающему источнику с вертикальными границами. Предполагается, что источниками аномалий являются интрузивные и эфузивные породы, заполнившие разломы и трещины флексур при опускании побережья. Такие продольные аномалии изучены вдоль восточных шельфов Северной Америки и юго-западного атлантического шельфа Африки. Вдоль восточного побережья Северной Америки крупные структурные прогибы и связанные с формированием тафрогеосинклиналей вулканические извержения происходили в среднем мезозое (верхний триас). Они образовали базальтовые покровы и силлы.

Тафрогеосинклинали (Кей, 1951) — это рифтовые долины, ограниченные крутопадающими сбросами. Главная сбросовая зона граничит с океаном, а со стороны материка расположены флексуры и прерывистые сбросы.

Возможно, краевые рифтовые геосинклинали восточной окраины Северной Америки являлись частью структур, с которыми были связаны покровные излияния, продолжавшиеся до начала неогенового периода (тулейские базальты) и завершившиеся образованием северной части Атлантического океана. При этом восточная окраина континента была в пределах мезозойских тафрогеосинклиналей частично регенерирована. В позднем мезозое произошла пенепленизация, а берега приобрели наклон по направлению к Атлантическому океану, сопровождавшийся значительным осадконакоплением вдоль континентального шельфа.

Таким образом, образование среднемезозойских тафрогеосинклиналей предшествовало обширным покровным излияниям Североатлантической базальтовой провинции. Они ограничивали с запада континентальные структуры, сохранившиеся после платформенных обрушений.

Вероятно, ареалы покровных вулканических излияний уменьшались по мере обрушения на дно океана мезозойских долеритовых и базальтовых покровов, изливавшихся на континентах, но ныне занимающих обширные пространства для современных океанов. Происходило телескопирование поясов обрушения и сужение площадей вулканических излияний к четвертичному времени, приведшее к образованию современных узких рифтовых долин срединно-океанических хребтов.

Этот путь эволюции можно рассматривать как развитие вулканического цикла, начавшегося площадными базальтовыми покровами, обрамленными тафрогеосинклиналями (являвшимися пограничными структурами этих площадей). Позднее наступило сужение площадей излияний и обрушений — стадия щитовых вулканов гавайского и исландского типов и субвулканических структур (кольцевых даек).

Областью, в которой сочетались процессы вулканизма и последующего осадконакопления на окраине Европейского континента, является южная часть европейского побережья Атлантического океана (Иберийский полуостров). Здесь позднепалеозойское поднятие сменилось небольшими трансгрессиями в начале юры и мела. Базальтовые излияния начались перед сеноном и продолжались до конца палеогена. После этого произошли продолжительные опускания, сопровождавшиеся образованием береговой флексуры, с накоплением на окраине континента толщи мезо-кайнозойских осадков мощностью 3 тыс. м. Вероятно, побережья с флексурами ограничивают часть площади тулейских излияний, ныне слагающих дно северной части Атлантического океана.

Берега деструктивного типа располагаются соответственно по обе стороны Атлантического океана подобно совпадающим по очертаниям бортам рифтовых долин (например, Красного моря). Поэтому при объяснении происхождения Атлантического океана возникло предположение о дрейфе древних континентов, расколотых вдоль этих берегов.

По отношению к деструктивному побережью континентов Срединно-Атлантический хребет занимает среднее положение, аналогичный хребет в Индийском океане — асимметричное; в Тихом: океане такой хребет отсутствует.

В формировании конструктивных побережий континентов ведущая роль принадлежит эндогенным процессам, создающим в переходной зоне между континентальной и океанической земной корой новую континентальную кору молодых орогенов. Конструктивные побережья образованы эвгеосинклиналями, островными дугами, молодыми эпигеосинклинальными орогенами и окаймлены продольными складчатыми структурами, развивающимися в сторону океана в процессе миграции геосинклиналей. Для них характерен подводный и наземный вулканизм, аномально

высокий тепловой поток и очаги землетрясений, залегающие глубоко под земной корой вдоль пограничной зоны океанической и континентальной коры.

Природное явление невозможно целиком выразить в идеальной схеме. Также не существует полностью деструктивных или конструктивных типов побережий. Атлантический океан наряду с наиболее выдержаными деструктивными берегами местами имеет побережья конструктивного типа, окаймленные альпийскими островными дугами Больших и Малых Антильских, Южных Сандвичевых островов.

Островные дуги, развиваясь с запада на восток, проникли в Атлантический океан со стороны Тихого океана в течение альпийского орогенеза. Они являются наложенными структурами на дно океана, отделившими Северную Америку от Южной и последнюю от Антарктиды.

Сложнее строение Индийского океана, для которого характерна большая протяженность деструктивных побережий вдоль Африки, Индии, Австралии и Антарктиды. Однако северо-восточное побережье океана представлено конструктивными структурами островных дуг Индонезии, проникших в Индийский океан со стороны Тихого океана.

Тихий океан окаймлен, казалось бы, идеальным конструктивным побережьем островных дуг и эпигеосинклинальных орогенных систем. Однако эпиконтинентальные моря нарушают эту гармонию деструктивными впадинами Охотского, Берингова, Японского и других морей, образовавшихся в тылу Тихоокеанских островных дуг. Деструктивные процессы образования эпиконтинентальных морей проявились на границе двух областей геосинклинального развития, в зоне, охваченной площадными базальтовыми излияниями палеоген-неогенового возраста.

Следовательно, в развитии континентов и океанов конструктивные и деструктивные процессы извечно налагаются друг на друга при непрерывной смене вблизи земной поверхности «приливов» и «отливов» глубинной энергии, форсирующей вулканизм.

Рассмотрим строение дна и земной коры океанов деструктивного типа, а также положение в их структуре срединно-оceanических хребтов.

Горные породы, полученные при бурении с океанологического судна «Гломар Челенджер», показывают, что по меньшей мере 150 млн. лет назад, т. е. в ранней юре, в районе Багамских островов было море. Это является дополнительным доводом в пользу мезозойского возраста континентального уступа Северной Америки. Одновременно с этим установлено континентальное происхождение ряда подводных поднятий и цоколей островов Атлантического океана (банки Роккол, Исландия) и так называемых микроконтинентов Индийского океана (о. Мадагаскар, Сейшельские острова, Сокотра и др.).

Уменьшение мощности осадков на дне деструктивных океанов — по направлению к срединно-оceanическим хребтам и более молодой их возраст позволяют получить представление о продолжительности осадкообразования. В рифтах у оси Срединно-Атлантического хребта возраст осадков составляет 100—700 тыс. лет, а в нескольких сотнях километров от оси осадконакопление продолжается около 10 млн. лет. Как известно, во впадинах у берегов Северной Америки этот процесс длится с середины мезозоя — более 150 млн. лет. При этом осадки в прогибах парагеосинклиналей подверглись умеренной складчатости, под влиянием вертикальных напряжений, о чем свидетельствуют диапировые структуры.

Сейсмоакустические исследования позволили обнаружить под толщей осадков на абиссальных равнинах Атлантического океана и на склонах Срединно-Атлантического хребта уступы грядового рельефа, аналогичные рельефу самого хребта, образованного рифтами и окаймляющими их гребнями.

Возраст продуктов вулканической деятельности (в основном базальтов) к центральной части океанов, т. е. к срединным хребтам, становится все более молодым. В

строении срединных хребтов участвуют две формации: верхнемеловая—палеогеновая (ги-пербазитовая) и плиоцен-четвертичная (базальтова). Отмечается сходство структуры деструктивных побережий океанов и бортов рифтовых долин Восточной Африки, Исландии (флексуры, серии даек, сейсмичность). Молодой рифтогенез Африки по возрасту соответствует рифтогенезу срединно-океанических хребтов. Типы и структуры вулканов континентальной платформы Африки и дна Атлантического и Индийского океанов вне срединно-океанических хребтов близки.

Рифтовые долины, рассекающие осевую часть Срединно-Атлантического хребта, образуют цепочку, звенья которой эшелонирование смешены по трансокеаническим субширотным (в центральной части океана) разломам. Установлено, что глубина ущельев, образующихся при пересечении срединно-океанических хребтов трансокеаническими разломами, достигает более 5 км, в то время как ущелья рифтовых долин имеют глубину до 4 км.

Землетрясения с неглубокими очагами приурочены к пересечениям субмеридиональных и поперечных разломов. В очагах землетрясений рифтовых разломов происходит растяжение, в очагах землетрясений трансатлантических разломов — сдвиг.

Таким образом, трансатлантические разломы, будучи более древними, чем рифтовые, становятся активными в зоне рифтогенеза. При этом рифтовые долины хребта при сдвигах по поперечным разломам изогнуты в соответствии с контуром побережья Атлантического океана. В результате сохраняется срединное положение океанических хребтов, симметричное по отношению к обрамляющим океан континентам.

Глубинное строение Срединно-Атлантического хребта отличается в центральной части увеличением мощности земной коры, приобретающей промежуточные свойства между океанической земной корой и верхней мантией. В противоположность этому в осевой части Тихоокеанского поднятия, иногда сопоставляемого со срединно-океаническими хребтами, имеется сводообразное вздутие верхней мантии. Строение срединно-океанических хребтов горизонтально слоистое, с залеганием более молодых слоев на древних и соответственно с выходами на склонах все более древних слоев по мере удаления от оси хребта.

Океанические котловины между срединно-океаническими хребтами (тектонически активными) и побережьями сохраняют спокойные поля силы тяжести (гравитационная уравновешенность с континентами) и спокойное, как на континентальных платформах, магнитное поле. Отмечено также равенство тепловых потоков континентальных и океанических платформ. Это противоречит представлению о мощном конвекционном потоке, перемещающемся от срединных хребтов к окраине океана и переносящем на своей поверхности земную кору. Такой процесс, даже в меньшем масштабе, должен был бы вызвать активные тектонические движения, площадной вулканизм и сейсмичность у деструктивного побережья континентов, которое фактически асейсмично и лишено молодых эндогенных процессов.

Магнитные аномалии, протягивающиеся полосами иногда симметрично по обе стороны срединно-океанического хребта, отражают распределение эпох прямого и обратного магнитного поля, установленного при измерении направления остаточного намагничивания в стратиграфических разрезах лавовых толщ.

Магнитные аномалии прослеживаются по периферии океанов и образуют несколько параллельных зон, сходящихся симметрично к срединно-океаническому хребту. В последнем случае они характеризуют наиболее молодые породы. Кроме того, имеются полосы магнитных аномалий, не связанных со срединными хребтами и поэтому необъяснимых с точки зрения гипотезы раздвигания материков.

Ширина срединно-океанических хребтов, занимающих более 1/3 ширины океана (иногда всю его ширину), зависит от возраста зоны рифтообразования. В тех участках, где рифтообразование началось в мезозойское время, рифтовые системы, телескопированные

вплоть до срединно-океанических хребтов, у окраины континента оказались скрытыми под мощным слоем осадков.

Для телескопированных рифтов, развитие которых в различных районах земного шара продолжалось до четвертичного времени, характерно параллельное расположение внутренних рифтовых долин по отношению к рамам более древних рифтов. Этим объясняется современный рисунок Срединно-Атлантического хребта, повторяющий контуры его древних побережий. Рифтовые долины формируются в пределах отдельных ячеек, ограниченных трансокеаническими разломами, внутри которых действуют куполообразующие напряжения. Рифтообразование в этих ячейках происходит независимо от соседних ячеек.

Перемещение отдельных глыб срединно-океанического хребта (например, Исландской) в горизонтальном направлении (по сдвигам трансокеанических разломов) происходит в соответствии с конфигурацией рамы древних уступов рифта и, очевидно, является унаследованным процессом. Поэтому современные рифтовые долины срединных хребтов симметричны в своих контурах деструктивному побережью океанов, сформировавшемуся в ранние этапы рифтообразования. Эта закономерность, вероятно, заложена в самом процессе образования телескопированных рифтов.

Структура подводящих каналов излияний траппов Индии, Сибири и других районов исключает возможность предположения площадных излияний из одной трещины в центре трапповой провинции. Установлено наличие многочисленных трещин, связанных с системой горстов и грабенов и рассекающих фундамент области площадных излияний. Следовательно, предположения об излияниях базальтовых покровов на дне океанов из разлома, проходящего вдоль срединно-океанического хребта, лишены реальных оснований. Здесь также возможно наличие сложной системы тектонических нарушений, а поскольку установлена разновозрастность излияний, древнейшие из которых отмечаются близ континентов, а более молодые в центральных частях океанов, надо полагать, что в таком же направлении смешались во времени и тектонические движения на дне океанов.

Тихий океан с конструктивными побережьями не имеет симметрично расположенных срединно-океанических структур, но Тихоокеанские поднятия (восточное из них — самое крупное), как и хребты деструктивных океанов, разорваны трансокеаническими разломами, сместившими горизонтально участки поднятия. Крупнейшим вулканическим сооружением наряду с Гавайским хребтом, расположенным параллельно этим разломам, является Дарвиновское поднятие — область площадных вулканических излияний, ныне погруженная на дно океана, но в позднем мезозое охваченная мощным вулканализмом. Эти области площадных и линейных излияний у окраин океана смыкаются с вулканическими островными дугами, где происходит мощный современный вулканализм. Таким образом, вулканический процесс в Тихом океане проявляется у его периферии и смещается к центру синхронно с миграцией геосинклиналей.

Образование океанов процесс очень сложный и существует много гипотез, объясняющих его. Вулканализм, широко проявлявшийся в связи с формированием океана, должен получить при изучении механизма этого процесса соответственную оценку. Рассмотрим главные гипотезы. Одни из них опираются на преобладание вертикальных движений в геологических процессах и исходят из вероятности образования океана в результате вертикальных перемещений земной коры; другие предполагают существование крупных горизонтальных движений и объясняют изменения в положении океанических бассейнов и континентов дрейфом континентов. При этом предполагается наличие ряда гипотетических процессов: конвекционные потоки, конвейерное перемещение земной коры, растекание базальтовых покровов из рифтовой долины срединных хребтов.

В настоящее время разработаны два варианта гипотезы дрейфа континентов: один предполагает «плавание» континентов вместе с океанической земной корой под влиянием гипотетических конвекционных течений, другой — смещение континентов при увеличении объема земного шара.

Раздвигание океанического дна под действием конвекционных потоков, поднимающихся к поверхности по рифту срединно-океанических хребтов, заполненному базальтами, вызывает образование новой трещины, повторно заполняющейся лавой и вновь расширяющейся, и так в течение многих десятков миллионов лет. Сторонники этой гипотезы полагают, что такой механизм может объяснить полосное расположение магнитных аномалий, окаймляющих срединно-океанические хребты.

Предполагается, что под влиянием внедрения в рифтовую зону срединно-океанического хребта новых порций магмы континенты, расположенные по обе стороны океана, раздвигаются в разные стороны. При этом допускается возможность расширения зоны разлома вследствие серпентинизации ультраосновных пород.

Таким образом, дно океана непрерывно обновляется в результате излияния лавы из трещины в срединном хребте и перемещается, подобно ленте конвейера, к окраинам океана, где опускается в глубины Земли с нисходящим конвекционным потоком.

Даже такие умозрительные гипотезы вынуждены считаться с существованием на дне океанов системы уступов подводных плато и возвышенностей, возникшей вследствие рифтообразования, при котором сохраняется симметрия океанических побережий с уступами этих телескопированных рифтов.

Согласно гипотезе, выдвинутой Б. Хизеном, срединно-океанический рифт под действием конвекционных потоков, направленных в стороны континентов, раздвигался, при этом в его центральной части образовывалась новая трещина; при определенной ширине этой трещины в ней возникала новая и т. д. «Критическая» ширина такого повторного рифтообразования — 100—160 км. И здесь телескопированное рифтообразование сопровождает расширение океанического дна, но объясняется это умозрительными построениями.

Существует ли реальный процесс, при котором телескопированное рифтообразование в пределах молодых океанов происходило бы в той же последовательности, которая наблюдается в геосинклинально-орогенных областях, от широкого древнего рифта к вложенному в него молодому узкому рифту?

Одним из ведущих процессов вулкано-тектонического рифтогенеза является структурное поднятие (свод), обычно сопровождаемое площадными базальтовыми излияниями. Рифт образуется как реакция свода на потерю поддержки при опустошении подкоровых магматических очагов. Это одно из общепринятых объяснений данного процесса. Последующий тепловой напор и поднятие магматических расплавов вызывает новое сводовое поднятие внутри рифта, отступление теплового фронта влечет обрушение и т. д.

Таким образом, куполообразование может служить причиной рифтогенеза с нормальной последовательностью формирования телескопированных рифтов на обширных площадях.

Представления В. Беммелена о «мегаундациях» могут служить отправным пунктом для развития гипотезы, объясняющей рифтообразование в пределах молодых океанов деструктивного типа. На сводах таких крупных поднятий формируются грабены, внутри которых возникают новые поднятия меньшего размера и т. п. Этот направленный циклический процесс завершается формированием в центральной полосе телескопированных рифтов срединного орогена, подобного орогенам на континентальных платформах. Такая структура рифтов, возможно, соответствует симметричному расположению полос магнитных аномалий на дне океана по обе стороны от срединно-океанического хребта (рис. 1).

Симметричное расположение более древних уступов рифтовых долин по отношению к молодому рифту срединно-океанического

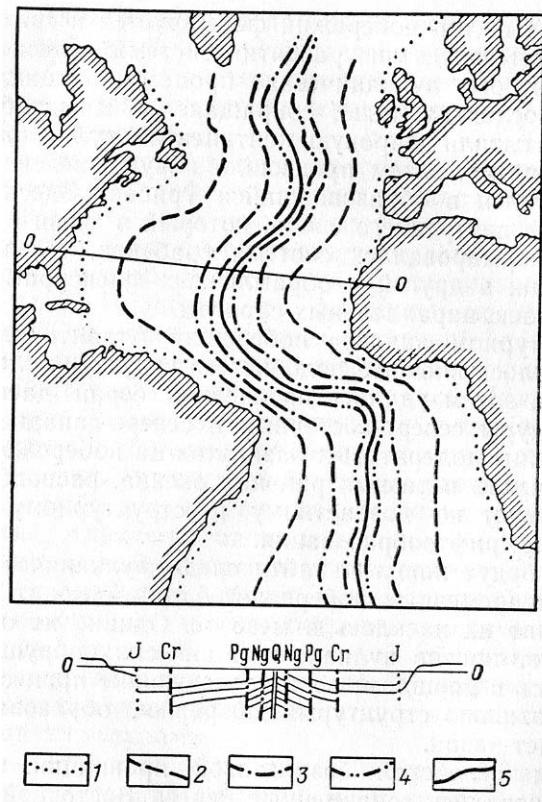


Рис. 1. Схема гипотетической структуры телескопированных рифтов Атлантического океана

Возраст уступов телескопированных рифтов: 1 — юрский, 2 — меловой, 3 - палеогеновый 4 — неогеновый, 5 — плиоцен-четвертичный

хребта согласуется с фактическими данными о выходе все более древних пород по направлению к побережьям океана.

Если с точки зрения мобилистов рифтовые долины срединно-океанических хребтов являлись исходной трещиной, от которой ачалось расширение океанического дна и дрейф континентов, то на основе представлений о вулкано-тектоническом происхождении молодых океанов в срединно-океанических хребтах завершается телескопированный рифтогенез, приводящий к заключительной стадии орогенеза на талассократоне.

Деструктивный тип побережий формируется в связи с обрушениями платформ вследствие развития системы телескопированных грабенов, в которых вулканические процессы от цикла к циклу развивались последовательно, сокращаясь в масштабах; вначале излияния охватывали широкую континентальную площадь сводообразного поднятия, затем произошло обрушение свода и вулканизм переместился в образовавшийся грабен. Здесь вновь возникло поднятие внутреннего свода, который в связи с излияниями просел. Так формировалась система грабенов, телескопированно вложенных один в другой и обрамленных флексурами с сериями базальтовых даек, параллельных сбросам.

При структурном анализе побережий Атлантического океана вначале выявилось внешнее подобие его структур телескопирован-ным грабенам, затем удалось проследить серии даек, сопровождающих флексуры северо-восточных и северо-западных его побережий, и останцы долеритовых базальтов на побережьях, островах и подводных плато в разных районах океана, расположение которых соответствует по возрастному и структурному положению указанной схеме рифтообразования.

Напрасны будут попытки найти следы вулканической деятельности вдоль современных побережий Атлантического океана там, где образование их началось в мезозое. Однако их отсутствие не свидетельствует против вулкано-тектонических

обрушений, происходивших здесь в прошлом; ведь последующие процессы способствовали уничтожению структуры побережья, образовавшегося более 150 млн. лет назад.

Обрушения Тулейской базальтовой провинции, в результате которых образовались современные берега Восточной Гренландии и Западной Ирландии, произошли в палеогене. Береговые флексуры здесь сохранились, и вдоль побережья наблюдаются серии параллельных базальтовых даек.

Под влиянием изостатического выравнивания берегов, испытавших обрушение и воздействие эрозионных процессов, значительные площади побережий более древнего происхождения погрузились ниже уровня океана. Для северо-восточных побережий Северной Америки об этом можно судить по структуре океанического склона и шельфов, сложенных мощной толщей мезо-кайно-зойских отложений. Следует учитывать, что в районах мезозойских платформенных излияний базальтовые силлы, дайки и другие субвулканические тела развиты на более значительных площадях, чем лавовые плато. Континентальная кора, утяжеленная этими глубинными базальтовыми внедрениями, испытывала обрушение на площади, выходящей за пределы лавовых плато. Поэтому отсутствие на побережьях океана останцов лавовых плато еще не доказывает, что вулканотектонические обрушения непричастны к образованию побережий.

Срединно-океанические хребты прорезаны вдоль свода системой эшелонированных рифтовых долин, выходящих на континентальные платформы в виде аналогичных рифтов, но находящихся на ранних стадиях эпиконтинентального орогенеза. Рифты сопровождаются продольными флексурами, пронизанными сериями параллельных даек. Подобные же флексуры, но более древние, соответствующие времени массовых излияний долеритовых базальтов, обрамляют деструктивные побережья в районах долеритовых плато Восточной Гренландии, Западной Ирландии, Индии, Южной Америки. Флексуры океанических побережий субпараллельны срединно-океаническим хребтам, что дает основание говорить о подобии деструктивных побережий молодых океанов, заложенных в мезо-кайнозое, и рам кайнозойских рифтовых долин.

Тихий океан отличается от молодых океанов конструктивным типом побережья и иным ходом развития его котловины. С азиатской стороны он окаймлен поясами геосинклиналей и ранних оро-генов, охватывающими своими островными дугами обширные площади океана. Восточная часть океана обрамляется орогеном Анд и Кордильер Америки. Структура вулканического кольца, прижатого к континентам, сопоставляется с кольцевыми вулкано-тектоническими структурами.

Главной особенностью образования побережий такого типа является приток глубинной энергии, форсирующей динамическое развитие геосинклинально-орогенных структур. Это — области эпи-геосинклинального плутонического орогенеза, в основе которого лежит формирование континентальной земной коры под влиянием тепломассопереноса из глубин Земли. Образуясь на границе континентальной и океанической коры, где структуры асимметричны, геосинклинальная область мигрирует в сторону океана, уменьшая его площадь.

Ниже описывается схема тектонического развития конструктивных границ континентов и океанов.

Геосинклинали — колыбели орогенических поясов, в них развиваются подводные орогены — островные дуги. Поднимаясь над поверхностью океана, система островных дуг образует ранний ороген. Поздний ороген — это уже высокие альпийские горы, обрамляющие континенты. По мере припаивания к континенту и замирания тектонических движений орогены превращаются в пояса завершенной складчатости. В дальнейшем, в процессе денудации и консолидации они могут стать частью платформы или испытать новую активизацию. Этот, казалось бы, последовательно развивающийся процесс осложняется регенерацией структур.

Большинство геосинклинальных областей, если не все, возникли на месте древних континентов. Это относится не только к внутриконтинентальным и межконтинентальным

геосинклиналям, но и к геосинклиналям, развивающимся на океанической земной коре. Например, многие современные тихоокеанские островные дуги — это этапы подводного орогенеза геосинклинальных областей, регенерированных на месте палеозойских континентов.

Начиная с поздней перми или триаса площадь Тихого океана уменьшалась вследствие наращивания побережий. Геосинклинальные пояса с мощным вулканизмом намечаются в конце юры — начале мела (Охотско-Чукотский), в позднем мелу (Восточно-Сихо-тэалинский), в кайнозое (Курило-Камчатский и Алеутский). Аналогичная последовательность геосинклинальных поясов отмечается и для американского побережья. Следовательно, обрушения (даже деструктивного типа), связанные с геосинклинальным процессом, проходили сквозь всю историю конструктивного развития и характеризовали отдельные стадии образования геосинклинальных бассейнов. Они не являлись поворотными этапами в расширении океанов за счет континентов, как это происходило при деструктивном формировании океанических берегов.

Не предваряя вопроса о возрасте Тихого океана, следует отметить, что в пределах его современной впадины, вероятно, существуют участки, где океанические условия сохраняются с древнейших времен. Вулканизм играл огромную роль в создании структуры Тихоокеанской котловины в мезо-кайнозое; широко проявляется он и в настоящее время.

Центральную часть восточной половины океана занимает Дарвиновское поднятие — огромный вулкано-тектонический свод земной коры с приподнятой кровлей верхней мантии. Верхнемеловой вулканизм здесь сопровождался разломами, параллельными оси поднятия, и серией грабенов и горстов. Объем излияний в несколько десятков раз превышал объем излияний Деканского плато. В палеогене площадные излияния сменились образованием вулканов центрального типа.

Затухание вулканизма сопровождалось погружением всей площади. Возраст погружения определяется по эоценовым коралловым постройкам в нижних слоях отложений на вулканах, погруженных на дно. Опускание было дифференцированным и сопровождалось поднятием в соседнем районе другого крупнейшего вулкано-тектонического сооружения — Восточно-Тихоокеанского краевого поднятия, примыкающего у Калифорнии к побережью Америки. В основании этой структуры кровля верхней мантии (скорости сейсмических волн 8,3 км/сек) приподнимается, образуя свод. Это отличает Восточно-Тихоокеанское поднятие от срединно-океанических хребтов молодых океанов. Несмотря на сложную систему продольных и поперечных разломов, рифтовая структура вдоль свода поднятия отсутствует. Очаги неглубоких землетрясений расположены вдоль его оси.

Отмечается, что аномальные поля повышенного теплового потока образуют две узкие полосы вдоль свода с резким перепадом значений на расстоянии 500—700 км от гребня. Это позволяет предполагать, что Восточно-Тихоокеанское поднятие генетически связано с геосинклинально-орогенными структурами и не входит в систему телескопированных рифтов молодых срединно-океанических хребтов. В отличие от последних близ свода поднятия наблюдается утонение земной коры.

В южной части Океании структуры типа срединно-океанических хребтов известны в 1100 км к юго-востоку от Новой Зеландии, где в связи с молодым вулканизмом образовался сейсмически активный хребет Макуори. В этом хребте развиты интрузии ультраосновных и основных пород, пересеченные дайками долеритов. Здесь прослежены линейные магнитные аномалии и грабен вдоль оси хребта.

Индийский океан имеет черты строения Атлантического и Тихого океанов. В западной части океана конструкция его котловины определяется рифтогенезом, в результате которого возникли микроконтиненты — Мадагаскар, Сейшельские и другие острова, с системой глыбовых хребтов Чагос — Лаккадивы. Восточная часть котловины окаймлена системой островных дуг и ранних орогенов. Обрушение значительных

площадей долеритовых плато произошло по системе разломов и флексур, особенно хорошо прослеживающихся у побережий Индостана и в Аравийском море.

В истории вулканизма Земли выделены эпохи площадных вулканических излияний, охватывающие огромные территории, соизмеримые с континентами, и эпохи вулканизма, связанного с узкими орогеническими поясами.

Площадные излияния на платформах значительно превосходили по масштабу вулканической деятельности и выделению тепловой энергии вулканизм в узких орогенических поясах, и вряд ли они могут рассматриваться как следствие активизации платформ в результате орогенеза, что также маловероятно, так как платформенный вулканизм мезо-кайнозойского времени предшествовал орогенезу.

Ближайшие к нашему времени долеритовые излияния главным образом пермо-триасового и юрского возраста, а образования базальтовых лавовых плато — позднемезозойского и кайнозойского. Излияния долеритов охватили обширные территории Южного континента в эпоху поднятия Гондваны, свodoобразования, рифтообразования и распада на отдельные глыбы. Образование вулканических покровов (деканские траппы, бразильские и африканские долеритовые покровы, тулейские плато-базальты) происходило в эпохи преобладания континентального режима, предшествовавшие постепенному распаду Гондваны и Лавразии и образованию молодых океанов.

Площадной континентальный вулканизм, сопровождавшийся массовыми излияниями недифференцированной толеитовой магмы, сопутствовал развитию обширных сводовых поднятий. Излияния сопровождались дифференцированными движениями глыбового типа и рифтообразованием, сформировавшим сложную систему нарушений фундамента. В результате этих массовых излияний в мезо-кайнозое было нарушено гравитационное равновесие в глубинах Земли, и обширные площади континентов испытали обрушение в рамках современных побережий молодых океанов.

По мере затухания площадной вулканической деятельности увеличивалось общее погружение ее районов, и возникали деструктивные разломы, определявшие конфигурацию океанов с берегами атлантического типа. Система вложенных друг в друга грабенов ограничивала площади излияний, уменьшавшиеся соответственно сужению площадей обрушения в течение мела—неогена.

После распада Гондваны и Лавразии площадной вулканизм на платформах постепенно сменился вулканизмом в поясах орогенеза, усилившегося в течение позднего мезозоя и в кайнозое.

В плиоцене—плейстоцене вулканическая деятельность сосредоточилась в орогеническом поясе срединно-океанических хребтов, прорезанных рифтовыми долинами. Такая стадийность вулканизма и структурообразования в телескопированных грабенах типична как для платформенных областей, где мощное проявление вулканизма в мезозое сопровождало образование молодых океанов, так и для кайнозойских вулканических поясов геосинклинального и платформенного типов.

Излияния в вулканических поясах

В позднеальпийскую эпоху вулканизм развивается в вулканических поясах, приуроченных к зонам горообразования, охватившего не только геосинклинальные области, но также континентальные и океанические платформы.

Вулканический пояс следует рассматривать как часть активизированного пояса земной коры, органически связанную с ним и отличающуюся на каждой стадии его развития характерными наложенными, в значительной степени независимыми, чертами геоморфологии, тектоники, магматизма, осадкообразования и глубинного строения. Вулканическому поясу свойственны определенные геофизические признаки и в первую очередь тепловые аномалии, обусловливающие вулканизм.

В то же время вулканическая область является частью саморегулирующейся энергетической системы, выделяющей энергию, способную вывести на поверхность Земли расплавленные силикатные породы или другие продукты вулканизма.

Наложенность вулканических поясов и общность их энергетических черт сближает вулканические пояса различных регионов земного шара. Структуры фундамента оказывают решающее влияние на характер тепло-массопереноса в вулканическом поясе и обуславливают формирование разных типов вулканических излияний (ареальные, трещинные, центральные).

От масштаба энергопереноса через вулканический пояс зависит вулканическая активность региона. На разных этапах развития вулканических поясов формируются определенные генетические типы вулканических образований. При этом возникают вулкано-тектонические структуры, обусловленные как прогрессивным (поднятие теплового фронта), так и регressiveм (опускание теплового фронта) тепло-массопереносом.

В вулканическом поясе вулканическая деятельность сопряжена с формированием одновозрастных с нею тектонических структур. При этом характерна четкая связь вулканических поясов со стадиями развития тектонической структуры региона (например, вулканические пояса островных дуг и геосинклинальный процесс, вулканические пояса платформ и рифтогенез и т. п.).

Современные вулканы образовались в вулканических поясах, характеризующихся глубинными движениями, формирующими структуры геосинклинально-орогенных, платформенных и переходных между ними типов.

Вулканические пояса геосинклинально-орогенной стадии наложены на подвижные альпийские области орогенеза. В областях с резко контрастными тектоническими движениями выделяются различные типы вулканизма: эвгеосинклинальный, островных дуг, раннего и позднего орогена, соответствующие этапам развития подвижной зоны.

Эвгеосинклинальный вуланизм типичен для вулканических поясов, проявляющих деятельность в подводных условиях, при своеобразном геосинклинальном характере тектонических движений, отличающихся контрастностью с преобладанием опускания.

Геосинклинальные формации отражают характерные черты структурных вулкано-плутонических и палеогеографических условий их образования. Они накапливаются в глубоких прогибах, параллельных простиранию геосинклинального пояса, имеют очень большую мощность. К древнейшим геосинклинальным вулканическим формациям относятся ультрабазиты, амфиболиты и толеи-тавые базальты.

Главной вулканической геосинклинальной формацией является зеленокаменная, или спилито-кератофировая, формация, которая содержит в различных сочетаниях отличающиеся по типу вулканизма толщи: диабазо-спилитовую, яшмо-кремнистую, спилито-ке-ратофоровую, образовавшиеся при подводных вулканических и субаэральных извержениях.

Вуланизм островных дуг представлен извержениями на вулканических островах, в условиях контрастных тектонических движений, с преобладающим поднятием Кордильеры вулканического пояса — фундамента вулканов и опусканием сопряженных с нею прогибов. Прогибы заполняются мощными толщами вулка-ногенно-обломочных и осадочных пород; среди лав преобладают базальты, андезито-базальты, андезито-дациты и их туфы.

Вуланизм раннего орогена формируется на структурах, переходных от островных дуг к континентам. К таким структурам относятся полуострова, перешейки и крупные острова, входящие в Тихоокеанское вулканическое кольцо. В раннем орогене преобладают извержения в субаэральных условиях; они сопровождаются дифференцированными глыбовыми движениями с крупными относительными перемещениями и с воздыманием всей структуры до высоты 3—3,5 км. Сводовые

поднятия сочетаются с мульдами, грабенами, вулкано-тектоническими депрессиями (грабен-синклинальными и кальдерными). Вулканы часто связаны с поперечными тектоническими структурами и приурочены к вулкано-тектоническим сводовым поднятиям, где развит аккумулятивно-вулканогенный рельеф. Наряду с продуктами андезито-базальтовых и кислых лав распространены пеплево-обломочные отложения — игнимбриты и диатомитовые породы, образованные в озерах реликтовых прогибов.

Извержения в раннем орогене характеризуются известково-щелочным типом лав, изменяющихся в широком диапазоне — от основных до кислых.

Разные по составу вулканические формации приурочены к различным структурам фундамента: базальты и базальтовые доле-риты к межгорным депрессиям; андезито-дактиловые вулканы и экструзии к сводовым поднятиям; значительные извержения кислых туфов связаны с образованием вулкано-тектонических депрессий; мощные вулканогенно-обломочные толщи широко распространены в предгорных прогибах.

Для этапов островных дуг и ранних орогенов, характеризующихся четкой локализацией динамического режима, выделяются вулкано-тектонические и сейсмо-тектонические пояса (рис. 2).

Вулкано-тектонические пояса — это протяженные призмы земной коры, в которых отмечается увеличение теплового потока и происходит подъем магмы, обуславливающий расширение и структурное поднятие. К вулкано-тектоническим поясам поднятия относятся вулканические островные гряды.

Сейсмо-тектонические пояса — это протяженные призмы земной коры, сопряженные с вулкано-тектоническими поясами и отличающиеся низким тепловым потоком, отсутствием вулканов и высокой сейсмичностью, обусловленной разрядкой тектонических напряжений в связи со скатием, с дроблением и надвигами.

Позднеорогенный (субаэральный) вулканизм проявляется при определенной структурной обстановке. Для этого необходимо общее сводово-глыбовое поднятие гор с их периферическими зонами; вулканические постройки при этом возвышаются на эрозионно-тектоническом рельефе с продольными рифтовыми

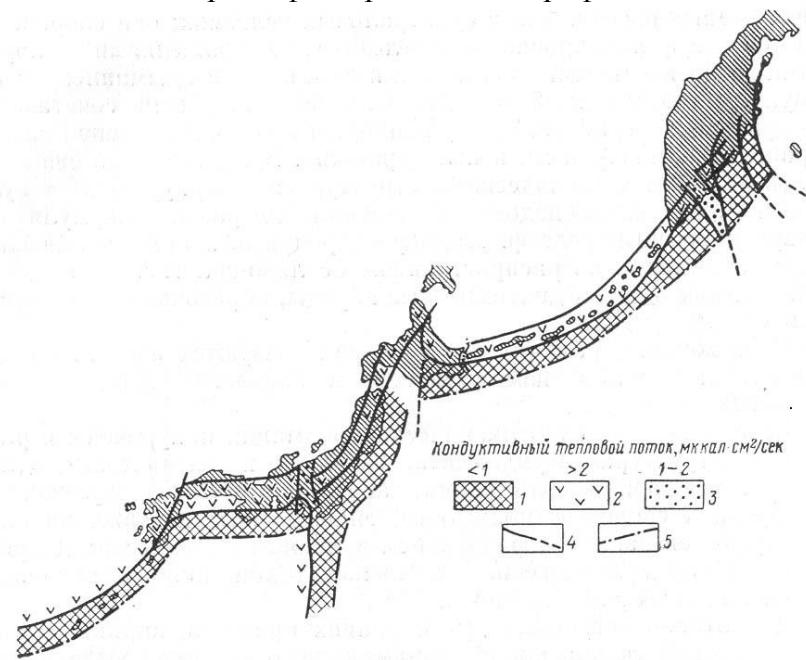


Рис. 2. Структурные пояса островных дуг и ранних орогенов

1 — сейсмо-тектонический пояс, 2 — вулкано-тектонический пояс, 3 — грабены типа Фосса Магна, 4 — разломы рамы вулканических поясов, 5 — разломы, граничащие с океанической корой

долинами и редко с образованием вулкано-тектонических депрессий как рецидивов ранних стадий орогенеза.

Сопоставляя выделенные нами этапы геосинклинального вулканизма с известной схемой Штилле, можно отметить следующие аналогии: инверсионная стадия подводного вулканизма соответствует начальному симатическому вулканизму, по Штилле; стадия островных дуг с излиянием средних и кислых типов лав — синорогенному вулканизму, включающему также гранитоидный вулканизм (с игнимбритами) орогенной стадии.

Горообразование сопровождается кислым андезито-липарито-дацитовым вулканизмом с внедрением крупных интрузий и формированием на глубине гипабиссальных интрузий, отвечающих субсеквентному (посторогенному) магматизму, по Штилле. Следует подчеркнуть связь вулканизма именно с вертикальными движениями, а не со складчатостью, которая является лишь следствием этих движений. Часто наблюдаемое в геосинклинальных отложениях переслаивание лав и осадочных пород, не вулканического происхождения, свидетельствует о том, что импульсы вулканотектонических поднятий сменяются опусканиями, во время которых происходит нормальное осадкообразование. Новый импульс поднятия сопровождает излияния лавовых потоков, ложащихся согласно на осадочную толщу в подводных условиях.

Ввиду большой текучести базальтовых лав их излияния в больших количествах не связаны с крупными структурными поднятиями. Последние обычно сопровождаются излияниями средних и кислых лав, для которых свойственно также и большое количество газообразных продуктов. Поэтому, следует говорить о сопряженности среднего и кислого вулканизма с эпохой прогрессирующего поднятия подводных и островных Кордильер, в то время как основные лавы изливаются преимущественно в ранние стадии поднятия.

Опускания, способствующие накоплению мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, при базальтовых излияниях первых стадий геосинклинального вулканизма охватывают весь вулканический пояс. Они являются следствием двух процессов — гравитационного опускания осадочной линзы и вулканотектонического обрушения (при опустошении неглубоких периферических очагов). При средних и кислых излияниях мощные вулканогенно-осадочные толщи образуются в виде обломочных фаций по периферии вулканотектонических поднятий, а вулканогенные — вдоль осевых линий.

Из вышеизложенного следует, что вулканизм во всех случаях является процессом поднятия вещества в зонах глубинных разломов вместе с интенсивным теплопереносом. Накопление мощных линз средних и кислых вулканических продуктов помимо этого, возможно, способствует их гравитационному «всплыvанию». В активном вулканическом поясе, следовательно, можно говорить о конвекционно-гравитационном тепло-массопереносе, направленном вверх и стимулирующем поднятие земной коры.

С вулканизмом в геосинклинально-орогенных поясах сочетаются три структурообразующих процесса:

- 1) поднятие земной коры, сопровождающее в вулканическом поясе ее расширение под влиянием теплового потока и поднятие к земной поверхности магмы;
- 2) обрушение сводов, связанное с опустошением вулканического очага, над которым этот свод образовался;
- 3) накопление осадочных толщ и образование компенсационных прогибов.

С первым процессом связано формирование вулканотектонических структур разных масштабов. Наиболее характерны вулканотектонические горсты, образующиеся в результате поднятия и раскалывания сводов над субвулканическими интрузиями, экструзиями или неглубокими периферическими очагами. Иногда вулканотектонические поднятия непосредственно связаны с куполообразующим давлением кровли поднимающейся экструзии.

В результате второго процесса образуются вулканотектонические структуры обрушения — рифты, грабен-синклинальные депрессии, вулканотектонические депрессии, кальдеры обрушения, грабены и секторные грабены. Все эти вулканотектонические структуры в той или иной мере связаны между собой переходами и

сопряжены со структурами поднятия. Проявляются они обычно, когда образование сводов над активными заполненными вулканическими очагами сменяется опустошением этих очагов и обрушением сводов.

Рифты — структуры обрушения, сопровождающие вулканизм в вулканических областях, находящихся на разных стадиях развития. Это — грабены вдоль вулканотектонических сводов, ограниченные сбросами, обрамляющими крылья приподнятых блоков. Рифтовые зоны вулкано-тектонического типа сопровождаются длительным вулканизмом, в противоположность тектоническим рифтам щелевого типа (Милановский, 1969) без вулканизма.

Грабен-синклинальные вулкано-тектонические депрессии — наложенные структурные впадины, образованные на сводах крупных поднятий в связи с вулканотектоническими процессами. Эти впадины ограничены краевыми прямолинейными и криволинейными сбросами или флексурами и являются ареной вулканической деятельности. С ослаблением вулканизма размеры вулкано-тектонических депрессий уменьшаются. Например, геосинклинальный вулкано-тектонический трог имеет протяженность несколько тысяч километров, ширину более 100 км; грабен-синклинальная депрессия — длину несколько сотен километров, ширину 20—100 км; вулкано-тектоническая депрессия составляет в поперечнике 20—50 км, а кальдера 10—20 км (раннеорогенная стадия).

Структуры поднятия и обрушения характерны для активного вулканического пояса, а образование компенсационных прогибов сопутствует им, иногда захватывая часть вулканического пояса, где деятельность вулканов прекратилась.

Геоморфологический уровень вулканизма

Геоморфологический уровень вулканических излияний определяется гипсометрическим положением фундамента вулканической области. Каждая региональная область вулканизма характеризуется определенным геоморфологическим уровнем, являющимся одним из факторов, обуславливающих интенсивность вулканизма.

Другими факторами, определяющими интенсивность вулканизма, являются мощность теплового потока и положение теплового фронта, глубины залегания очагов питания, характер тектонических процессов, стимулирующих вулканическую деятельность, газовое и гидростатическое давление и т. д.

Начальным этапам вулканической деятельности обычно предшествуют региональные понижения геоморфологического уровня вулканизма, вызванные структурными нарушениями разного типа; от обширных платформенных обрушений при площадных излияниях до кальдерных опусканий. Начинаясь на низких гипсометрических уровнях, вулканизм проявляется вплоть до уровня вершин горных стран, достигающих нескольких тысяч метров. Подобно поднятию гор, вулканизм лимитируется геоморфологическими уровнями, определяющимися гравитационными и взрывными силами. Поэтому проявление вулканизма и накопление мощных вулканических толщ возможно в районах, где вулкано-тектоническим поднятиям предшествовали опускания, сохраняющие низкий гипсометрический уровень для извержений начала вулканического цикла. Такие условия типичны для излияний геосинклинальных и платформенных областей. Обрушение в основном происходит по разломам, характеризующимся низким тепловым потоком и времененным прекращением вулканизма.

При региональном оживлении вулканической деятельности геоморфологический уровень вулканизма повышается, что сопровождается глыбово-сводовым поднятием, ослаблением вулканизма по сравнению с предыдущими этапами и появлением более кислых лав.

В вулканических поясах геосинклинального типа наиболее низкий геоморфологический уровень вулканизма соответствует геосинклинальным трогам, а в

орогенных областях наиболее высокие его значения свойственны поднятиям вулканических кордильер. Понижение геоморфологического уровня вулканизма в вулканических поясах связано с образованием на различных гипсометрических уровнях рифтов, вулкано-тектонических депрессий и кальдер.

Периодичность вулканизма при формировании структур

Большая теплоемкость планеты обеспечивает периодичность вулканизма, выраженную цикличностью излияний в сужающихся телескопированных рифтах с деструктивной рамой (молодые океаны — срединно-океанические хребты) и в телескопированных сужающихся кольцевых структурах с конструктивным геосинклинально-орогенным развитием (островные дуги Тихого океана -окраинно-континентальные орогены).

Периодичность вулканической деятельности и изменение химического состава ее продуктов проявляются различно в разных структурных условиях. На этом основано представление о вулканических циклах, являющихся частью тектономагматических циклов.

Цикличность — это поступательный процесс, заключающийся в смене конструктивных и деструктивных этапов формирования рамы вулканических поясов, обусловленный пульсационной природой выделения энергии.

Под конструктивными процессами понимается образование структур под влиянием притока энергии (вулканизм и горообразование). Деструктивные процессы — это обрушения, возникающие после формирования энергонасыщенных структур и предшествующие новому поступлению энергии при возобновлении вулканизма и структурообразования. Деструктивные процессы налагаются во времени и пространстве на конструктивные.

Следует рассмотреть несколько схем тектономагматических процессов, с которыми связано формирование вулканических структур разных масштабов при необратимом тектоническом развитии.

Геосинклиналь → ороген → платформа — в целом это конструктивный процесс, приводящий к формированию платформенной структуры, при создании которой поглощается много энергии. Однако в самом геосинклинально-орогенном процессе происходила многократная смена конструктивных и деструктивных этапов, создавших соответственно структуры конструктивные (вулкано-тектонические Кордильеры островных дуг, орогенные поднятия, вулканы, купола и др.) и деструктивные (геосинклинальные троги, грабены, вулкано-тектонические депрессии, кальдеры обрушения и др.). Наиболее крупные структурообразующие циклы обычно сопровождались магматизмом соответствующего масштаба.

Конечным этапом конструктивного развития структуры платформы является образование площадных базальтовых и долеритовых покровов, которые служат предпосылкой для деструктивного обрушения и образования талассократона — опущенной платформы, залитой океаном.

Процессы обрушения предшествуют регенерации геосинклиналей, активизации земной коры в подвижных геосинклинально-орогенных поясах и на континентальных платформах, а также являются началом развития сужающейся системы телескопированных рифтов, образовавшихся в пределах молодых океанов в течение мезо-кайнозоя.

Объем вулканических излияний основного состава, сопровождающих подводный орогенез, уменьшается, и в завершающий этап каждой стадии рифтогенеза образуются щитовые вулканы и субвулканические тела.

В заключительный этап орогенеза образуются срединно-океанические хребты океанических эпиплатформенных орогенов. В вулканическом цикле это выражается в

формировании вулканических аппаратов, сложенных щелочными базальтами и серией дифференцированных лав, представленных на островах Исландии и в других районах.

Острова Атлантического океана континентального типа (Шпицберген, Ян-Майен, Земля Франца Иосифа, Канарские, Зеленого Мыса, Фолклендские) частично сложены долеритовыми базальтами верхнемелового — эоценового возраста, а также излияниями молодых вулканов. Отсутствие гипербазитов со следами сильных дислокаций свидетельствует о том, что эти «платформенные глыбы» не входили в орогенный пояс верхнемелового — палеогенового времени.

Океанологические исследования и изучение образцов горных пород с гребней и склонов срединных хребтов Индийского и Атлантического океанов позволяют установить два отчетливо обособленных этапа вулканизма этих океанических орогенов (Чернышева, 1970).

Ранний этап (цикл) вулканизма представлен зеленокаменноиз-мененными интрузивными и эфузивными породами основного состава, находящимися в парагенетической ассоциации с серпен-тинизованными ультраосновными породами, сходными с гипер-базитами геосинклинально-орогенного пояса. Наряду с этим в Индийском срединно-оceanическом хребте известны дифференцированные интрузии ультраосновных пород, типичные для активизированных платформенных областей. Для пород раннего этапа характерен региональный метаморфизм с образованием зеленокаменных пород и проявлением мощных деформаций с тектоническими брекчиями, милонитизацией и другими признаками орогенеза.

Поздний этап (цикл) вулканизма в Срединно-Атлантическом хребте представлен отчетливо обособленными во времени молодыми подводными излияниями толеитовых базальтов, а в Индийском срединно-оceanическом хребте — это шаровые базальтовые лавы с низким содержанием калия, свежим оливином и плагиоклазом.

Эти два этапа (цикла) вулканизма, разделенные тектонической фазой с региональным метаморфизмом, сопровождавшей орогенез на талассократоне, могут быть сопоставлены с соответствующими вулканическими циклами в геосинклинально-орогенных областях. Гипербазитовый пояс геосинклинальных орогенов имеет позднемеловой — палеогеновый возраст.

В конце неогена в связи с пульсационными этапами геосинклинального вулканизма происходило несколько фаз вулканической деятельности на фоне крупных тектонических движений. Пояс зеленых туфов миоцена четко обособлен от верхнеплиоценовых — древнечетвертичных излияний базальтов.

Четвертичный геосинклинально-орогенный вулканизм начинается ареальными излияниями андезито-базальтов и образованием генетического ряда щитовых вулканов и конусовидных стратовулканов с изменением состава лав от основных к кислым. Широко развиты туфы и игнимбриты.

Пока еще невозможно детально расчленить вулканические циклы океанического орогенеза. Если гипербазитовый комплекс по аналогии с геосинклинально-орогенным считать верхнемеловым — палеогеновым, то в стратиграфической колонке не остается места для свежих шаровых базальтовых лав, по данным П. Л. Безрукова (1966), имеющих возраст 60—70 млн. лет, т. е. тоже поздне-меловой — палеогеновый.

По всей вероятности, молодые неизмененные базальты в значительной части являются четвертичными и принадлежат формации молодых лав вулканов, ныне продолжающих деятельность на островах срединно-оceanических хребтов. Дальнейшие исследования должны выявить на дне океанов вулканические породы неогенового возраста и восстановить этапы неоген-четвертичного вулканического цикла в соответствующих границах телескопированных рифтов.

В развитии структуры *платформа* — *океан* также заложена смена конструктивных и деструктивных этапов, выражющихся в цикличности вулканизма.

Вулканизм, сопровождающий конструктивный процесс обширного сводообразования на опущенной платформе, сменяется обрушением (деструкцией) во все более узких рамках телескопированных грабенов. В соответствии с вулкано-тектонической гипотезой продолжение развития этих структур завершается поднятием срединно-океанических хребтов с рифтовыми долинами. Этот процесс протекает направленно как орогенез океанических платформ. Параллельно развивается орогенез поднятых платформ, сопровождающийся рифтообразованием и деструкцией вулкано-тектонических поднятий, имеющих также циклическое развитие.

Нет возможности проанализировать древнюю историю вулканических циклов платформ и геосинклинальных областей, да это и не входит в нашу задачу.

Платформенные трапповые формации широко распространились уже начиная с позднего протерозоя. Вероятно, и в более ранние времена происходили крупные платформенные обрушения (Umbruch, по Штилле, 1943). Ближайшие к нашему времени крупные обрушения начались с распада Гондваны и Лавразии и продолжались до палеогена.

Знаменательно, что герцинским циклом магматизма и складчатости, широко проявившимся в Атлантической области земного шара, закончилась консолидация Гондваны; мезозойский геосинклинальный цикл в этом районе не выражен с той полнотой и мощностью, с какой он проявился в обрамлении Тихоокеанского кольца.

Энергетически соразмерные вулкано-тектонические циклы могут быть выявлены как в развитии мезо-кайнозойских геосинклинально-орогенных поясов, так и в охватывающем тот же отрезок времени формировании телескопированных рифтовых систем, сопровождающимся вулканизмом. На континентах в это время энергетические процессы обусловили формирование глыбовых гор и рифтогенез.

Наиболее изучен геосинклинальный тектономагматический цикл; в его пределах происходит изменение состава вулканических излияний от основного на ранних стадиях, к кислому на более поздних.

Геосинклинальный вулканический цикл разделяется фазами складчатости на ряд этапов с регressiveным осадкообразованием и изменением состава лав до кислых в моменты наиболее сильного поднятия, сопровождаемые также интрузиями.

Следует отметить, что выделение тектонических фаз в эволюции геосинклинальной области является весьма условным, так как для всего периода ее формирования и замыкания свойственны непрерывные мощные тектонические движения. Они формируют антиклинальные поднятия, поставляющие обломочный материал, и прогибы, в которых этот материал накапливается, образуя мощные осадочные толщи, а также сопровождаются интенсивной вулканической деятельностью.

Выделение тектонических фаз на основании тектонических не согласий и вулканической деятельности характеризует лишь отдельные этапы структурной перестройки геосинклинальной области. Эти фазы не знаменуются определенными тектоническими нарушениями для всей геосинклинальной области: в одних ее районах они сопровождаются складчатостью, в других — тектоническими поднятиями и вулканизмом.

Цикличность вулканизма накладывает отпечаток на формирование вулканических структур и позволяет выделить общий генетический ряд структур: *лавовые плато* → *щитовые вулканы* → *кальдеры обрушения* → *стратовулканы андезито-базальтового и более кислых типов* → *кальдеры взрыва* → *купола и кольцевые интрузии крайне кислых типов пород*.

В таком гомодромном вулканическом цикле (изменение химического состава пород от основных к кислым) по мере завершения цикла в орогенезе уменьшаются размеры вулкано-тектонических структур (формирование телескопированных кальдер) вулканизм постепенно отмирает.

Однако в связи с изменением положения глубины вулканических очагов и длительными перерывами в излияниях химический состав пород в пределах цикла изменяется в ряде случаев от кислых к основным — антидромный цикл.

Цикличность вулканизма коррелируется с геологическими и геоморфологическими циклами. Вулканические циклы и фазы тесно связаны с движениями земной коры, следующими после периодов покоя, во время которых происходит выравнивание рельефа. Выровненные поверхности, образованные после окончания складчатых движений и поднятий, перед новым этапом тектонических движений имеют большое структурообразующее значение в формировании покровов площадных излияний. Площадным базальтовым излияниям, начинаяющим вулканический цикл, предшествует перерыв в осадкообразовании с образованием коры выветривания.

Таким образом, вулканическая деятельность сопровождает регressiveный цикл осадкообразования при развитии рельефа, в то время как трансгрессивный цикл сопутствует завершению вулканизма и погружению области. Развитие вулканизма на континентальных платформах, испытавших площадные излияния и в дальнейшем не захваченных платформенными обрушениями, шло по пути рифтового вулканизма, при котором базальтовые излияния на этапах предрифтовых сводовых поднятий сменялись излияниями щелочных и ультращелочных лав в рифтовых структурах. В эпиконтинентальных орогенах происходило отмирание рифтогенеза и вулканизм закончился излияниями лавы из небольших вулканов на эрозионном рельефе в связи с новейшими структурными поднятиями.

Вулканический цикл — это прерывисто развивающийся процесс различной продолжительности, осложненный более мелкими фазами вулканизма, соответствующими разным тектоническим fazам в эволюции геосинклинальных областей. На вулканический цикл, усложняя его, накладывается дифференциация магмы в вулканических очагах, определяющая периодичность вулканической деятельности отдельных вулканов. Эти вулканические этапы (продолжительностью 7—15 лет) очень малы по сравнению с fazами (миллионы лет), циклами вулканизма (десятки миллионов лет) и мегациклами (сотни миллионов лет).

Вулканические очаги и их значение в структурообразовании

Проблема структурного положения и глубины залегания вулканических очагов тесно переплетается с проблемой цикличности и структурообразующей роли вулканизма.

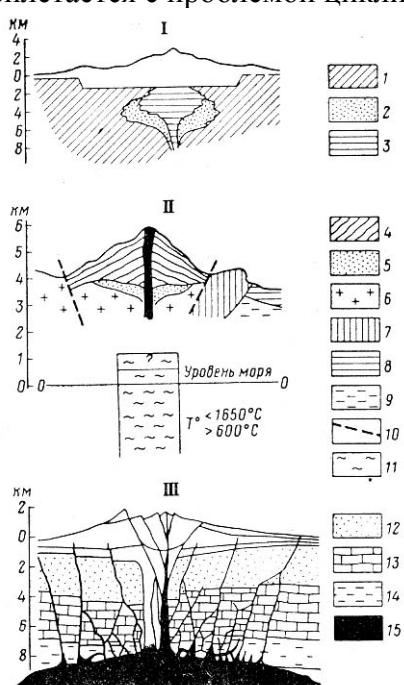


Рис. 3. Периферические очаги вулканов

I Авачинский вулкан на Камчатке (по Штейнбергу): 1 — фундамент, плотность пород $2,65 \text{ г}/\text{см}^3$; 2 — очаг, плотность $2,85 \text{ г}/\text{см}^3$; 3 — то же, плотность $3,15 \text{ г}/\text{см}^3$; II — Эльбрус (по Авдулову): 4 — андезито-дациты; 5 — липариты и туфы; 6 — метаморфические породы; 7 — нижний карбон; 8 — лейасовые отложения; 9 — метаморфические породы; 10 — разломы; 11 — возмущающая масса (вулканический очаг?); III — Везувий в Италии (по Риттману): 12 — третичные породы; 13 — меловые породы; 14 — триасовые породы; 15 — периферический очаг

Свойства магмы, ее химический состав, насыщенность газами, температура и давление определяют эфузивный и эксплозивный характер извержения. Текучесть и вязкость лавы, количество рыхлых продуктов и их размеры обуславливают образование тех или иных аккумулятивных вулканических структур.

По мере развития геосинклинального складчатого пояса магматические очаги перемещаются ближе к земной поверхности. Не всегда достаточно ясно, происходит ли подъем магматических расплавов с больших глубин в земную кору или магмообразование на различных уровнях земных оболочек связано с поднятием глу-

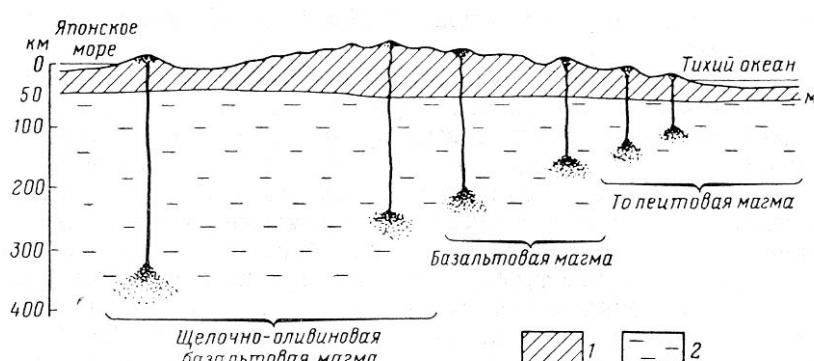


Рис. 4. Схема расположения вулканических очагов острова Хонсю. По X. Куно.
1 — кора, 2 — мантия

бинного теплового потока и флюида? Возможны различные пути «миграции» вулканических очагов к земной поверхности.

Проблема глубины залегания вулканических очагов в разных структурных областях дискуссионна. Периферические очаги, по данным геофизических исследований, залегают на глубинах нескольких километров в орогенных областях (Камчатка, Кавказ, Апеннинский полуостров; рис. 3) и под океаническими поднятиями в Тихом океане (Гавайские острова). Ареальные извержения кислой магмы (игнимбриты) связываются с неглубокими гранитоид-ными очагами в земной коре на орогенном этапе. Расположение очагов базальтовой магмы в орогенных областях более глубокое (до 80 км), чем на ранних этапах геосинклинального процесса и при платформенных излияниях (5—10 км).

По данным X. Куно, глубина вулканических очагов в островных дугах увеличивается согласно погружению фокальной поверхности под континент (рис. 4). В орогенных областях предполагается существование на разных глубинах кислых и основных магматических очагов, иногда действующих одновременно в разных структурных зонах. Кислые очаги — близповерхностные, связаны с горными поднятиями; очаги основной магмы — более глубокие, расположены под окраинами вулканотектонических депрессий и прогибов.

Структурообразующая роль вулканических очагов разных регионов, зависящая от глубины их залегания и состава расплавов, изучена недостаточно, в основном эти представления опираются на гипотезы.

С неглубоким положением периферических очагов и обрушением в их опустошенные при извержениях резервуары связывается образование кальдер щитовых вулканов (Гавайи), кольцевых структур и вулкано-тектонических депрессий,

возникающих при выбросах пепловых туфов в больших объемах, образующих игним-бриты. В зависимости от насыщенности магмы газами при извержениях вулканов центрального типа образуются либо агломера-товые, либо пепловые туфы, слагающие вулканическую постройку.

Структура фундамента и положение в ней вулканического очага определяют тип вулканического извержения. Морфология и структура вулканических построек рассматривается как следствие извержения, которое классифицируется исходя из физико-химических свойств магмы. Последние связаны с составом магмы, поступившей из различных глубин Земли или образовавшейся за счет горных пород, переплавленных и ассиимилированных на различных глубинах во внутрикоровых очагах.

Смену базальтового вулканизма подвижных поясов (геосинклинальной стадии) андезито-дацитовым и гранитоидным вулканизмом (орогенных стадий), возможно, следует расценивать как признак смещения питающих вулканизм очагов из подкоровых глубин в земную кору. Однако в орогенных и окраинно-платформенных условиях известны эфузивные комплексы базальтов и липаритов, изливавшихся одновременно и переслаивающихся между собой (липаритовые лавы обычно изливались на сводовых поднятиях, базальты — в тектонических впадинах). Эти формации следует считать возникшими в условиях различных вулканических очагов.

Проницаемость структур

Складчатая структура и состав пород фундамента вулканической зоны не оказывают прямого влияния на вулканическую деятельность. Сопряжены с образованием вулканов только те тектонические и вулкано-тектонические структуры, формирование которых происходит одновременно с вулканической деятельностью. Машр-проводящими являются разрывы растяжения, в то время как сбросы, разломы, надвиги, сопровождающиеся сжатием и землетрясениями, не образуют путей для вулканических извержений.

Вулканические разрывы и жерла расположены между тектоническими сбросами и совпадают с зонами тектонических поднятий, одновозрастных с вулканизмом. Наблюдаемая также одновозрастность вулканов со сбросами, обрамляющими зоны структурных поднятий, свидетельствует о сопряженности этих движений. В непрерывно опускающихся прогибах, которые заполняются толщами осадочных пород, вулканических излияний не происходит.

Аномально высокий тепловой поток в зонах вулкано-тектонических поднятий свидетельствует о их связи с поднятием теплового фронта. В опускающихся прогибах, напротив, тепловой поток аномально низок.

К числу оперяющих разломов, с которыми связаны вулканические излияния, следует относить разломы растяжения, разрывы и сдвиги (трещины отрыва), возникающие в вулканических поясах при вулкано-тектонических нарушениях, сопровождающих поднятие магмы к поверхности Земли. Ареальные излияния на платформах связаны с разломами или вулканическими центрами, образовавшимися при поднятиях обширных площадей пенепленов и горстов под влиянием теплового напора из глубин Земли, захватившего большие площади.

Зоны растяжения, по которым из глубин земли на поверхность поднимается магма, и зоны сжатия, в которых возникают надвиги, сбросы и землетрясения, в современных динамических поясах Земли сопряжены между собой. Связь вулканизма с зонами растяжения, структурного поднятия и повышенного теплового потока выдерживается для всех вулканических областей, различаясь по масштабу этих процессов для районов с различными типами активизации земной коры.

Только массовые излияния толеитовых флюид-базальтов можно связывать с активизацией подкорового субстрата. Весь остальной разнообразный по составу комплекс

магматических и вулканических пород своим происхождением обязан энергетическим процессам, идущим в разных ярусах земной коры. Следовательно, вулканализм в большей степени является структурным, а не сквозьст-структурным процессом, как его понимают исследователи, всецело подчиняющие вулканическую деятельность верхней мантии.

Рассмотрим существующие представления о расположении зон растяжения, к которым приурочены вулканы в орогенных областях.

На этапе развития островных дуг вулкано-тектонический пояс внутренней островной Кордильеры был обрамлен со стороны

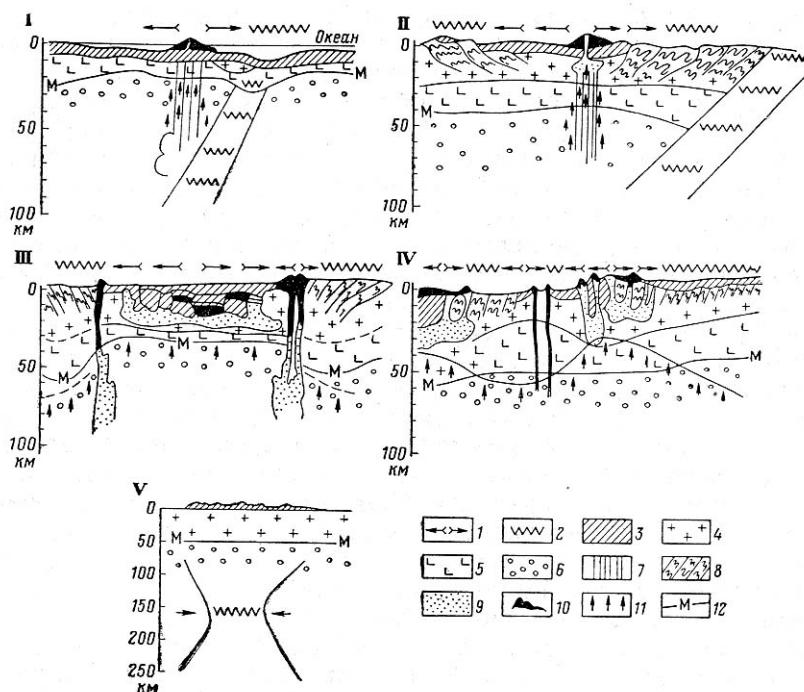


Рис. 5. Схемы развития тектонических напряжений в геосинклинально-орогенных поясах

I — островные дуги, Курильские острова (по С. Л. Соловьеву); II — окраинно-континентальный ранний ороген, Восточная Камчатка (по В. П. Тихонову); III — внутриконтинентальный ранний ороген, Карпаты (по Е. Е. Милановскому, 1968); IV — внутриконтинентальный поздний ороген, Кавказ (по Е. Е. Милановскому, 1968); V — межконтинентальный поздний ороген, Памир (по Г. П. Горшкову, 1968)

1 — векторы растяжения и сжатия (вулкано-тектонический пояс); 2 — зоны сжатия (сейсмо-тектонический пояс); 3 — осадочный слой; 4 — гранитный слой; 5 — базальтовый слой; 6 — мантия; 7 — зона образования магмы; 8 — зоны надвигов и сбросов; 9 — очаги кислой магмы; 10 — вулканы; Л — направление теплового потока; 12 — поверхность Мохоровичича

океана мощным сейсмо-тектоническим поясом. Возможно, что вулканический пояс, являющийся зоной расширения, в связи с разогревом вещества, поднимающимся тепловым потоком и магматической деятельностью обусловил возникновение надвиговых структур, плоскости которых наклонены в сторону вулканического пояса, т. е. в направлении давления. Схемы развития тектонических напряжений в геосинклинально-орогенных поясах показаны на рис. 5.

В структурах островных дуг (Курильские острова — рис. 5, I) и в раннем орогене соответственно перемежаются зоны сжатия и растяжения и проявляются вулканализм и сейсмичность, образуя несколько чередующихся поясов (Камчатка, Карпаты — рис. 5, II, III; Кавказ — рис. 5, IV). Сейсмические пояса обычно находятся с океанической стороны от вулканических, а повышенный тепловой поток проявляется во внутренних морях (Японское, Охотское). В зрелых орогенах встречаются пояса сжатия, препятствующего проявлению вулканализма, поэтому в них вулканализм отсутствует (Памир — рис. 5, V).

Структурные и динамические типы извержений

А. Гики (Geikie) в 1903 г. выделил три типа извержений: центральный (везувианский), трещинный (плато, образованные массовыми излияниями базальтов), тип Пюи (область Овернь), названный позднее ареальным или многовыходным. Это геологическое разделение, как говорил А. Н. Заварицкий, «основано на том различии в предполагаемом механизме извержений, которое связано с геологической структурой основания вулканов. Морфология вулканических построек почти не принимается во внимание. Рассматриваемая как следствие механизма извержений, она даже не упоминается среди признаков первого порядка по их значению. Мы теперь классифицируем типы вулканической деятельности, исходя из главных физико-химических особенностей магмы, с которыми непосредственно связан характер извержений».

В таблице Зондера (Sender, 1937) координатами служат температура и вязкость магмы, связанная с ее составом, определяющим отчасти температуру кристаллизации, и давление (или глубина), при котором происходит взрыв начала извержения и определяется возможное содержание газа. В связях этих термодинамических условий с определенной структурой земной коры следует искать закономерности вулканизма.

Примерами трещинных излияний могут служить базальтовые потоки, образующиеся в современных условиях на склонах крупных полигенных вулканов Камчатки (Ключевская сопка, Толбачик). Эти трещины имеют структуру эксплозивных рвов и приурочены к зонам, радиально расходящимся от вершины вулкана и связанным с куполообразным поднятием его фундамента. Очевидно, к этим радиальным направлениям тяготеют зоны ослабления, дающие выход газам и лавам. Казалось бы, возможно появление вулканических центров по концентрическим направлениям вокруг вулкана. Однако с этим направлением, по которому развиваются кольцевые разрывы, опоясывающие вулкан, обычно связано кальдерообразование — вулкано-тектоническое обрушение с возникновением эскарпа, обращенного крутым обрывом в сторону вулкана.

Трещинные излияния по радиальным направлениям связаны не с тектоническими разрывами, которые принято представлять в виде сбросов, а с зонами ослабления фундамента. Вне поля этих напряжений (в отдалении от вулкана) возможны излияния ареального (многовыходного) типа, с которыми часто бывает связано формирование вулкано-тектонической депрессии неправильной формы.

Таковы, например, обширные лавовые поля у вулкана Толбачик на Камчатке и на западном склоне Срединного хребта. Здесь наблюдается хаотическое расположение шлаковых конусов, которые при всем желании невозможно подчинить какой-нибудь геометрически правильной схеме. Можно предполагать, что некоторые конусы не имеют жерл, уходящих к магматическому источнику, а образованы продуктами газовых выбросов на поверхность еще не застывших в глубине мощных лавовых потоков. Однако большинство конусов связано с глубокими жерлами, и их образование сопровождается излиянием лавовых потоков.

Непосредственное соседство шлаковых конусов, связанных с радиальными трещинами, и беспорядочных конусов ареальных излияний позволяет считать, что в обоих случаях имеет место общая закономерность излияний, а именно: прорыв жерл при площадных излияниях приурочен к зонам ослабления фундамента, образующимся в связи с расширением при его поднятии под влиянием поднимающегося теплового фронта. Если эта система напряжений подчинена определенным геометрическим закономерностям (радиальным или концентрическим) по отношению к структуре фундамента, выявленной при геологическом исследовании, то и расположение жерл, сопровождающихся излияниями и шлаковыми конусами, можно будет геометризировать, как сеть трещин. Если же такой правильной системы напряжений в фундаменте не сформируется, магма будет отыскивать себе пути стихийно, и никакой системы в расположении жерл не будет.

По А. Н. Заварицкому (1945), малодифференцированные лавы достигают земной поверхности в разных местах, где этому способствуют трещины, и изливаются с образованием шлаковых конусов. При этом господствует тип извержений, названный Г. В. Тиррелем многовыходным (ареальным) в отличие от центрального или трещинного. Ареальные излияния не сосредоточиваются длительное время в одном месте и не приурочены к определенной линии; многочисленные кратковременные небольшие лавовые излияния происходят из жерл вулканов, хаотически рассеянных недалеко друг от друга. Следовательно, в областях ареального вулканизма в земной коре существуют такие условия, что возникшие трещины, облегчающие выход магме, потом закрываются и возникают в новом месте. Эти разломы не обладают постоянством, как при линейном или центральном вулканизме, а образуют системы дробления области на ряд блоков. По окраинам таких областей происходит стабилизация разломов, что приводит к относительному постоянству центров извержений.

Тип извержения — площадной (ареальный), линейный, трещинный и центральный — зависит от структуры фундамента, определяющей условия теплового потока и поднятия вулканического материала к земной поверхности.

Ареальные извержения, или «групповой вулканизм» (Риттман, 1964), — это площадные излияния через жерла, расположенные беспорядочно. Они обычны для базальтов и сопровождаются образованием над жерлами взрывов шлаковых конусов. По современным представлениям, при площадных базальтовых излияниях на платформах магма поднимается по глубоким трещинам из перегретого подкорового астеносферного слоя.

Площадной вулканизм сопряжен с обширными поднятиями и следующими за ними вулкано-тектоническими и гравитационными обрушениями по сложной сети трещин. Ареальные излияния флюид-базальтов затапливают обширные пространства платформенных областей или тыловых зон орогенных поясов. К ареальным относятся также извержения пеплов в больших объемах, образующих игнимбритовые покровы. Предполагается, что прорыв на поверхность больших масс пепловых туфов происходил в некоторых случаях вследствие проплавления и обрушения кровли крупными гранитными батолитами. При этом образуются вулкано-тектонические депрессии разного типа на площадях в несколько десятков тысяч квадратных километров.

Таким образом, структурные нарушения в зависимости от типа вулканической деятельности охватывают не только вулканы, но и фундамент вулканической области.

Линейность вулканических извержений определяется глубинной структурой фундамента, на котором расположены ряды независимых в своей деятельности базальтовых и андезитовых стратовулканов. К линейному типу извержений относятся продольные и поперечные ряды крупных вулканов островных дуг, ранних орогенов, вулканов континентальных и океанических платформ, связанных с рифтовыми долинами и субкоровыми дайками. При этом линейное расположение вулканов подчинено направлениям господствующих дислокаций. Линейные тектонические структуры островных дуг и окраинно-континентальных Кордильер определяют общую протяженность линейных вулканических поясов.

Трещины растяжения (линейные, радиальные, кольцевые) возникают в процессе вулканизма как реакция на сводообразующие усилия. При ослаблении вулканической деятельности в связи с опустошением лавовых резервуаров эти трещины переходят в сбросовые структуры, на которых формируются грабены, секторные сбросы, кальдеры. Превратившись в деструктивные разломы, они уже не проводят магматических расплавов. При возобновлении вулканизма возможно магматическое оживление этих структур.

Вулкано-тектонические структуры, поднятия и обрушения, деформирующие горные хребты и вулканические сооружения, способствуют образованию сложных вулканических построек. По трещинам растяжения на склонах этих вулканических сооружений и крупных вулкано-тектонических куполовидных поднятий происходят

трещинные извержения — одноактные излияния лав с образованием серии шлаковых конусов и лавовых потоков (рис. 6). Излияния по радиальным трещинам встречаются на склонах конусовидных вулканов, кальдер, щитовых вулканов Гавайи и Исландии.

Центральный тип извержений связан с вулкано-тектоническими куполовидными поднятиями и пересечениями трещин растяжения. Полигенные вулканы центрального типа отличаются друг от друга составом и различными сочетаниями продуктов извержений, а также периодичностью деятельности. Это дает основание предполагать их структурные связи с относительно небольшими субвулканическими телами в фундаменте, но не с крупными интрузиями.

При центральных извержениях с некоторыми типами вулканической деятельности генетически связаны вулкано-тектонические депрессии, а также кальдеры обрушения и кальдеры взрыва, обычно встречающиеся в сложных сочетаниях между собой. Од-

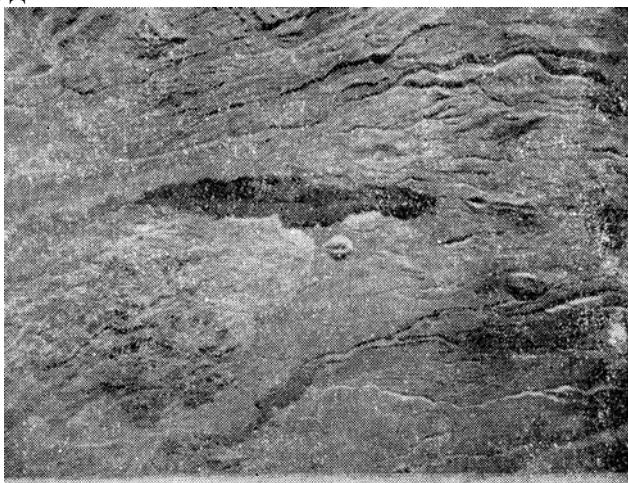


Рис. 6. Лавовый поток по радиальной трещине. Вулкан Ключевской (вид сверху)

нако и центральные вулканы образуют линейные вулканические пояса, подчиненные региональным и планетарным структурам.

Для формирования вулканических построек важное структурообразующее значение имеют процессы вулканической деятельности, обусловливающие три основных типа извержения (эффузивный, эксплозивный и экструзивный) и зависящие от типа магмы и динамики извержений.

Эффузия — излияние жидкой лавы, способной растекаться на обширные пространства, образуя лавовые потоки. Если они покрывают большую площадь, то называются лавовыми покровами. Обычно это флюид-базальты, легко текучие вследствие перегретого состояния, или флюидные лавы более кислого типа с высоким содержанием газов.

Экструзия — поднятие вязкой лавы, выдавливающейся на поверхность из жерла или трещины и нагромождающейся в виде купола или обелиска. Процесс поднятия, расползания и нагромождения экструзий длится годами, сопровождаясь взрывами, образованием эксплозивных кратеров, лавин, вздыманием новых куполов, разламывающих более ранние. Обычно экструзии состоят из кислых андезито-дацитовых лав и их стекловатых разностей.

Эксплозия, или *взрывная деятельность*, вулканов является следствием повышения давления магматических газов, способных вызвать вскипание магмы в магматическом канале и преодолеть сопротивление вязкой лавовой пробки в жерле вулкана. При этом образуются пемзы, игнимбриты, шлаковые выбросы, вулканические бомбы, пеплево-обсидиановые туфы и вулканические брекчии.

Наиболее распространенное сочетание типов извержений — эфузивно-эксплозивное, при котором излияние лавы сопровождается взрывами или чередуется с

ними, причем на поверхность выбрасывается большое количество рыхлых обломков, в зависимости от размеров образующих пепловые тучи или агломератовые потоки.

Среди рыхлых вулканических отложений, однако, не всегда легко отличить обломочные фации эндогенного происхождения от фаций грязевых потоков и ледниковых отложений.

Сочетание описанных выше вулканических процессов меняется на разных стадиях вулканической деятельности. Как правило, в начале геосинклинального вулканизма и на платформах преобладают базальты, отличающиеся спокойными эфузиями. По мере развития орогенеза увеличивается роль экструзивного и эксплозивного вулканизма, отличающегося лавами более кислого типа. Так называемый «эксплозивный индекс» показывает отношение между объемом пирокластических пород и лав. Этот индекс для областей базальтовых излияний не превышает 50, а в орогенных областях достигает 95—100.

Тип вулканического извержения зависит также от сочетаний твердых, жидких и газообразных продуктов, участвующих в процессе извержения. Эти продукты разделяются на туфы и лавы, непосредственно участвующие в строении вулканической постройки, и различные газы, деятельность которых обуславливает! ход вулканических извержений, в значительной степени определяющий структуру вулкана.

В формировании различных продуктов извержений важную роль играют условия вулканизма, определяемые как подводные (субаквальные) и надводные (субаэральные).

При подводных извержениях на значительных глубинах давление воды превышает давление эруптивных газов, подавляя возможность эксплозии. Поэтому здесь преобладают излияния лав, образующих лавовые плато и щитовые вулканы, при незначительной роли обломочных продуктов и отсутствии пепловых облаков и извержений туфов в больших объемах.

Извержения в мелководных бассейнах близки к субаэральным,, но при этом увеличивается роль паров воды в эксплозиях. Происходят гидроэксплозии, вызываемые проникновением воды по трещинам в глубь вулкана. Фреатические взрывы такого типа происходят также в субаэральных условиях, при извержениях через, кратерные озера и ледники. Выбросы воды и грязи, образующейся при смешении пепла с водой, являются причиной холодных и горячих лахар, стекающих по склонам вулканов. Такие грязевые потоки распространяются на большие расстояния.

Своеобразным типом извержения, где вода также играет значительную роль, являются подледные излияния, часто происходящие в Исландии. При этом грязевые и агломератовые потоки распространяются под толщей ледников, покрывающих склоны вулканов. Кластические образования такого типа в Исландии называются палагонитовыми туфами. Покровы палагонитовых туфов лежат на обширных площадях склонов и подножий щитовых вулканов.

Вулканические постройки состоят из лавы, пирокластических пород (в том числе пемзы) и резургентных выбросов, включающих обломки продуктов прежних извержений и фундамента вулкана.. Газы, состав, температура и давление которых определяют динамику извержений, рассматриваются как эруптивные, выбрасываемые под большим давлением при извержении вулкана. Это главным образом пары воды, составляющие около 70%, и газы: CO₂, N₂, H₂S, SO₂, HCl, H₂. Вулканические газы, образующие фумаролы, те же, но среди них преобладают помимо паров воды сернистые газы и углекислота. Характеристике газообразных продуктов вулканической деятельности посвящены соответствующие исследования.

Выбросами газов, являющихся в значительной степени движущей силой извержения, обусловливается эруптивное (взрывное) состояние вулкана, его эруптивные циклы — периоды извержений, сменяемые периодами покоя.

Глубина, на которой в вулканическом канале пузырьки газа, заключенные в лаве, лопаются и происходит вулканический взрыв, называется уровнем эксплозии. От положения этого уровня зависит ход извержения, в ряде случаев нарушающий структуру вулкана (образование кальдер взрыва, соммы вулкана и других структур, создаваемых эксплозиями).

Точкой эксплозии называется физико-химическая фаза магмы, на которой газ начинает бурно выделяться из расплава. Таким образом, начало извержения соответствует точке эксплозии, это происходит по достижении определенных температуры и внутреннего давления газов. Для каждого типа извержения имеется своя точка эксплозии с определенной температурой и давлением, обусловленными химическим составом и температурой магмы, определяющими ее вязкость. Вязкость магмы затрудняет выделение газов, способствуя сильным взрывам и образованию горячих пепловых туч.

В тот период, когда магма находится под большим давлением, чем давление пара молекулярно-растворенного газа, ее состояние характеризуется недосыщенностью газом и вязкость велика. При понижении давления магма становится очень жидкой (пиromагмой) и легко проникает по жерлу и трещинам к поверхности Земли. Совершая путь вверх, перегретая пиromагма охлаждается и дегазируется; вязкость ее увеличивается. Участвуя в извержении, магма освобождается от большей части газов и становится лавой, изливающейся на поверхность земли.

В вулканических процессах, стимулирующих извержения, важную роль играют конвекционно-гравитационный тепло-массоперенос, степень дифференциации магматических расплавов и насыщенность их газообразными продуктами.

Приводимая ниже кинематическая характеристика типов вулканических извержений не выходит за пределы оценки роли этих извержений в образовании вулканических структур.

Характеристики извержений центрального типа разработаны наиболее детально. Главными факторами, определяющими тип извержения, являются энергия извержения и состав магмы. При этом в жизни каждого вулкана, в связи с дифференциацией в вулканическом очаге на разных стадиях вулканической деятельности, в известных пределах изменяется тип извержений.

Мы коснемся характеристики главных типов центральных извержений и структурных черт, накладываемых ими на вулканические постройки и их фундамент. Извержения центрального типа наиболее характерны для современной деятельности вулканов. В зависимости от вязкости и газового давления магмы извержения протекают по-разному. Вулканам с периферическими очагами, вероятно, свойственны извержения с неглубоким уровнем вулканических эксплозий. Вулканы, действующие из более глубоких очагов, вероятно, имеют и более глубокий уровень эксплозии. Однако этот вопрос еще недостаточно изучен.

Далее описываются важнейшие динамические типы извержений.

Извержения *гавайского типа* поставляют наибольшее количество жидкой лавы, образующей обширные протяженные потоки с лавовыми озерами в кальдерах обрушения. Извержение происходит спокойно, с легким фонтанированием и редкими взрывами. Газовое давление невелико, температура лавы до 1200°. Извержения из лавовых озер происходят длительное время с небольшими перерывами. Рыхлый материал, присутствующий в незначительном количестве, образует шлаковые конусы и агглютинатовые нагромождения с бомбами и лапилли. Эксплозивный индекс 10—15. Чуждый материал из фундамента вулкана отсутствует. Такой тип извержений свойствен главным образом щитовым вулканам.

В извержении *стромболианского типа* участвует базальтовая лава, но менее горячая (около 700°) и более взрывчатая, так как обладает более высоким газовым давлением, чем при гавайском типе. Поэтому часты ритмичные взрывы, невысоко

выбрасывающие шлаки и бомбы с небольшим количеством пепла. Эксплозивный индекс 30—50. К этому типу относятся извержения крупных базальтовых вулканов.

Извержение *вулканского типа* характерно для андезитовых или более кислых лав с температурой около 900° и со значительной вязкостью, способствующей образованию сильных газовых взрывов при извержении, сопровождающихся выбросами несветящегося пепла. Эксплозивный индекс 60—80. Такое извержение характеризуется излиянием лавовых потоков от подвижных базальтовых, распространяющихся на десятки километров, до андезито-дацитовых вязких и мощных коротких потоков, которые обычно сопровождаются значительным количеством обломочного материала. До 10% пирокластического материала составляют обломки пород фундамента.

Крайней разновидностью вулканского типа извержения (с более низкой температурой лав) является *пелейский тип* с хорошо дифференцированной магмой. Как правило, он отличается отсутствием потоков лавы. Пелейский тип извержения характеризуется очень вязкой и кислой магмой, образующей в кратере пробку. Обычны сильные взрывы, при которых по склонам вулкана скатываются раскаленные облака и лавины обломков древней постройки вулкана. Извержение завершают агломератовые и грязевые потоки — результат растопления ледников или снежных покровов. Иногда происходит поднятие из жерла вулкана экструзивных обелисков. Эксплозивный индекс около 100.

Разновидностью этого типа можно считать и *катмайское извержение*, иногда выделяемое как особый тип. В нем при более кислых магмах образуются большие пемзовые покровы. В максимальную стадию катмайского извержения агломератовые потоки бывают раскалены и при таянии снегов на вулкане образуются грязевые потоки. Происходят выбросы пеплов больших объемов, застывающих в виде игнимбритов (сплавленных туфов). Крупные взрывы, обрушая постройку вулкана, образуют кальдеры взрыва. Хотя при этом и происходит выброс обломков из фундамента, их объем не соответствует объему образовавшейся кальдеры. Поэтому есть основание предполагать, что в этом процессе участвует и обрушение кровли периферического очага вулкана.

Для *бандайсанского* (фреатического) типа извержения обычны мощные взрывы, разрушающие значительную часть вулкана. Эти взрывы связываются с проникновением в недра вулкана поверхностных вод. Скатывающиеся по склонам лавины не достигают температуры раскаленных лавин. Рыхлый материал, состоящий из обломков пород вулкана, при направленном взрыве занимает площадь в несколько десятков квадратных километров. При взрывах образуются громадные бреши в склонах вулканов, большие кратеры и эксплозивные грабены.

Генетическая последовательность образования вулканов

Можно составить структурно-морфогенетическую идеальную, -схему вулканизма на основе типичного ряда магматической эволюции вулканических продуктов от основных типов лав к кислым и щелочным.

Наиболее крупными вулканическими структурами первого этапа вулканизма как в платформенных условиях, так и в вулканических поясах являются лавовые плато. Генетический ряд далее прослеживается через щитовые вулканы с сопутствующим им обрушением кальдер к стратовулканам с этапом образования кальдер взрыва и, наконец, заканчивается различными экструзивными телами кислого состава и побочными излияниями лавовых потоков (рис. 7).

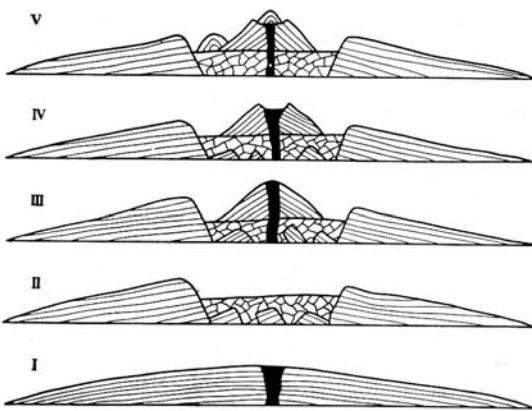


Рис. 7. Генетический ряд вулканов Курило-Камчатского вулканического пояса

I — щитовой вулкан; II — кальдера обрушения; III — стратовулкан в кальдере; IV — кальдера взрыва стратовулкана; V — сомма-вулкан и боковые экструзии в кальдере

Однако в каждой области или поясе вулканических излияний существуют особые условия, определяющие структуру вулканических сооружений и специфику магматического и тектонического развития. Поэтому при региональном описании вулканических структур учтена генетическая преемственность в их развитии, причем для определения генетических рядов вулканов берутся за основу структурные признаки, обусловленные процессами вулканизма, включая состав вулканических пород и условия их излияния.

Структура вулканических построек

Среди аккумулятивных вулканических построек различаются лавовые плато, вулканы и экструзивные купола.

ЛАВОВЫЕ ПЛАТО — это крупнейшие структуры вулканического происхождения, занимающие площади в сотни тысяч квадратных километров. Они образовались при площадных ареальных извержениях трещинного или многократного типа. Центры излияний с незначительными шлаковыми выбросами размещаются беспорядочно или рядами, связанными со структурой фундамента, пронизанного трещинами.

ВУЛКАНЫ являются выводными отверстиями, служащими для выхода продуктов вулканической деятельности на поверхность Земли. Форма образующихся при этом построек различна и зависит от типов вулканических извержений, происходящих в виде лавовых излияний и выбросов обломков вулканических пород и газов.

К вулканам центрального типа относятся стратовулканы, построенные из пирокластических отложений, лавовых потоков и туфов. Это полигенные вулканы с постоянным положением главного жерла и многократной сменой извержений, чередующихся с более или менее длительными паузами. По расположению относительно жерла выделяется главный вулкан (центральный), расположенный над постоянным каналом — жерлом, связанным непосредственно с магматическим очагом, и побочный вулкан (паразитический, латеральный, боковой), образующийся на склоне главного вулкана или у его подножия. При эксцентрическом извержении от главного жерла ответвляются боковые каналы. Иногда это бывает связано с радиальными разломами на склонах основного конуса.

По строению вулканы разделяются на полигенные и моногенные.

Полигенный вулкан (слоистый) образован чередующимися потоками лавы и пирокластического материала при многократной смене периодов извержений и покоя. Понятие более широкое, чем стратовулкан, так как к стратовулканам не принято относить полигенно-лавовые типы вулканов.

Выделены две основные формы полигенных вулканов центрального типа: а) вулканический конус с вогнутыми склонами — классическая форма андезитовых стратовулканов, образовавшаяся в процессе переслаивания вязких лав и грубых пирокластических выбросов; б) вулканический конус с плоско-выпуклыми склонами — классическая форма щитового вулкана, возникшая при излияниях потоков подвижных базальтовых лав с тонким пирокластическим материалом.

Разнообразие форм вулканических построек обусловливается сочетанием извержений разных типов (рис. 8). Полигенные сме-

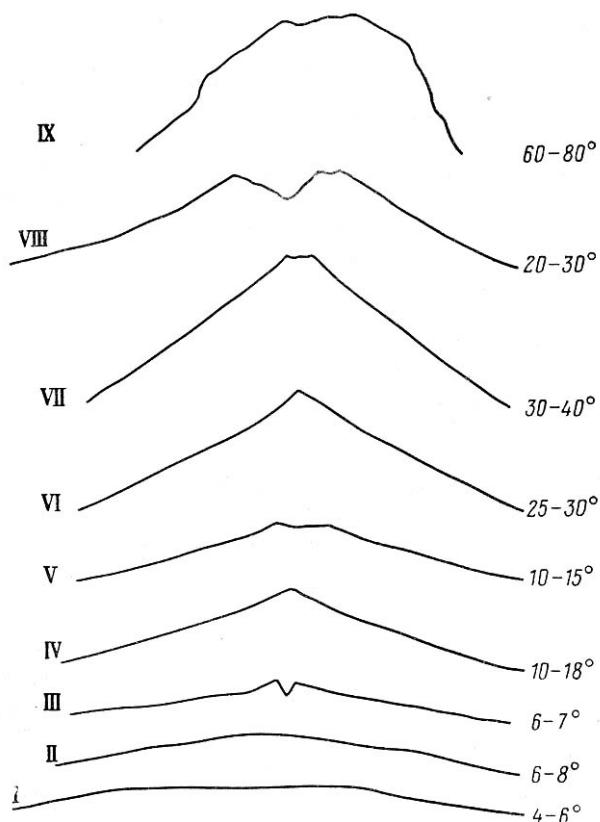


Рис. 8. Профили склонов вулканов разного типа

I — щитового базальтового (Креницына, Курильские острова); II — то же (Мауна-Лоа Гавайского подводного (Император Китая); IV — конусовидного подводного (вулкан Эдельштейна, Курильские острова); V — подводного с плоской вершиной (Гайо); VI — конусовидного островного андезитового; VII — конусовидного андезито-базальтового (Ключевской); VIII-то же (Эльбрус, Кавказ); IX — экструзивного дакитового купола Иван Грозный (Курильские острова)

щанные вулканы сложены различными лавами и туфами. Известны полигенные вулканы с моногенным ядром — экструзивным куполом, сложенным вязкой лавой и облекаемым стратифицированными потоками последующих смешанных извержений (лавы и пирокластического материала).

Моногенный вулкан (гомогенный) представляет собой шлаковый или лавовый конус, образованный в результате однократного извержения, после которого вулкан угас. Моногенный смешанный вулкан состоит из шлакового конуса с лавовым потоком.

Между лавовыми плато и вулканами центрального типа существуют переходные формы — различные щитовые вулканы.

Щитовой вулкан (тип центрального вулкана, лавового или эфузивного) — это большой купол, состоящий из многочисленных потоков базальтов. Рыхлый материал почти отсутствует. Слоны вследствие подвижности базальтовых потоков, растекающихся на большие расстояния, имеют небольшие углы откоса (близ основания 3—6°, у вершины 7—8°). Различаются две главные разновидности щитовых вулканов: гавайская и

исландская (см. раздел «Типы вулканизма в различных регионах»). Для щитовых вулканов характерны многократные излияния флюидной (очень жидкой) лавы, поэтому вулканы такого типа широко распространены в районах базальтовых изливаний. Гавайский и другие типы щитовых вулканов встречаются в различных тектонических условиях, в том числе на океанических поднятиях, валах, островных дугах, в ранних орогенах, на платформах и в рифтовых зонах.

Вулканы могут быть действующими, потухшими и уснувшими.

Действующий вулкан проявляет активность в историческое время. В современных активных вулканических поясах возможно оживление вулканов, длительное время не действовавших. Возможность возобновления деятельности вулкана центрального типа определяется состоянием регионального вулканического пояса.

Потухший вулкан не несет признаков вулканической деятельности в историческое время. Конус его разрушен, покрыт барранкосами. В современных вулканических поясах с уверенностью можно относить к потухшим моногенные вулканы и вулканы, достаточно хорошо сохранившие свою структуру, но находящиеся в пределах регионального пояса, вулканизм в котором уже прекратился. *Уснувший вулкан* — это сохранивший свою форму бездействующий полигенный вулкан современного вулканического пояса.

КУПОЛА разделяются по происхождению, месту внедрения и форме. По происхождению различаются купола экструзивные и эфузивные.

Экструзивные купола (экструзии) — магматические по происхождению тела, образованные вязкой лавой путем выжимания ее из глубины через жерло. Различаются по типу извержения собственно экструзивные и эфузивные купола. По классификации Х. Вильямса (1932), они соответствуют эндогенным и экзогенным, что явно неудачно, так как оба типа по происхождению эндогенные.

Собственно экструзивные (выжатые) купола широко распространены. Они возникают при внедрении очень вязкой, иногда полузастывшей глыбовой лавы. Полупластичная лава, выдавленная через жерло, образует купол, растущий путем расширения изнутри, при поднятии следующих порций лавы под основание купола. При этом образуется серия слоев вязкой лавы, перекрывающих друг друга концентрически-луковицеобразно. В других случаях при очень вязкой такситовой лаве купол либо сохраняет свою массивную скалистую структуру, либо приобретает в вертикальном сечении веерообразную структуру.

Вследствие разницы в вязкости в разных частях экструзии возможны сложные купола, где поднятие под влиянием внутреннего давления сочетается с растеканием лавовых потоков (вулкан Дикий Гребень на Камчатке), иногда сложенных обсидианами — краевой фацией, андезито-дацитов и липаритов (перлиты месторождения Пеликан в Закарпатье).

Когда экструзивные купола возникают в результате прорыва нового жерла, они окружены невысоким кольцевым валом из пемзы, в основании которого и по краям экструзии впаяна в лаву жерловая экструзивная брекчия, состоящая из узких пластин и глыб стекловатой лавы и обсидiana размером до нескольких десятков сантиметров. Далее вал переходит во все утоняющийся пемзовый покров (Бараний амфитеатр сопки Опала на Камчатке). Иногда кольцевой вал оказывается погребенным под расползшимся в стороны куполом. Жесткие монолитные купола по склонам покрыты агломератовой мантией, состоящей из глыб лавы. Купола имеют форму от плоского каравая до высокого обелиска. Экструзивный купол обычно не имеет кратера, в отличие от купола экструзивно-эксплозивного (куполовидного вулкана), формирование которого, начавшись аналогичным образом, заканчивается кратерообразующим взрывом. В дальнейшем в образовавшемся кратере могут снова подниматься экструзивные купола, что сопровождается лавинами направленных взрывов (эксплозивными, раскаленными) и обвалыми лавинами.

Эффузивный купол образован флюидной лавой, лежащей несколькими слоями вокруг жерла. На вершине имеется небольшой кратер (оседания, обрушения).

В зависимости от места внедрения различают: пробообразные купола, затыкающие трещину или жерло лавой с глыбовой отдельностью; жерловые, образованные выдавливанием почти твердого содержимого жерл крупных вулканов, в виде обелисков без закономерной флюидальности (игла Пеле на о. Мартиника); кратерные, аналогичные жерловым, но заполняющие весь кратер вулкана; кальдерные, соответственно внедрившиеся в кальдеру вулкана (пик Пиратковский вулкана Ходутка на Камчатке); латеральные, заполнившие воронку взрыва на склоне вулкана (вулкан Опала на Камчатке), и радиальные, возникшие на радиальной трещине в виде цепочки экструзий.

По форме в соответствии с типами экструзии различаются куполовидные и конусовидные экструзии (риолитовые купола Исландии) и обелиски. Экструзивные вулканические купола и обелиски состоят из андезитов, дацитов, обсидианов риолито-дацито-вых лав, отличающихся вязкостью. Встречаются экструзивные обелиски, представляющие собой лавовый пик, выжатый над массивным бескратерным куполом или из жерла вулкана, и иглообразные. Примером иглообразного обелиска может служить андезитовая игла Пеле, поднявшаяся из жерла вулкана до высоты 476 м. Ее поднятию предшествовал выброс палящей тучи. Сильными последующими взрывами обелиск вскоре был полностью разрушен. Массивным монолитным экструзивным куполом, не имеющим кратера, является купол Питон (о. Мартиника).

В структуре вулканов важную роль играют кратеры, вулкано-тектонические депрессии и кальдеры, образовавшиеся над жерлом, каналом или полостью в фундаменте, связывающими вулканическую постройку с очагом вулкана.

КРАТЕРЫ — небольшие впадины вулканического происхождения, связанные переходными формами с кальдерами. От кальдер отличаются наличием постоянно действующего канала. Однако это различие может быть установлено лишь для действующих вулканов. Расположение кратеров зависит от структуры вулканов.

У щитовых вулканов кратеры по размерам близки к кальдерам, сходны с ними и по процессу образования, сопровождающему обрушением стенок по сбросам. В кратере щитового вулкана периодически образуется лавовое озеро.

Самый большой действующий кратер, венчающий главное жерло вулкана, является *главным* (терминальным, вершинным, фокальным). У щитовых вулканов главный кратер имеет огромные размеры и часто называется кальдерой. Его происхождение связано с обрушением кровли в периферический очаг. Опустошение этого очага, по геофизическим данным находящегося в основании вулкана выше уровня моря, происходит при излияниях лавы по трещинам на склонах гавайских щитовых вулканов в рифтовых зонах. Через вершинный кратер при этом лавы не изливаются.

Предполагается, что вначале при оттоке магмы под вершиной вулкана образуются кратеры провала круглой или эллиптической формы, без бортовых валов. Далее, путем постепенного обрушения кратеры провала объединяются в обширную кальдеру. В кальдерах гавайских вулканов дополнительно образуются внутренние колодцеобразные кратеры небольших размеров (лавовые колодцы). Они встречаются в кратерах щитовых вулканов Африки, Камчатки и других районов.

Кратеры обрушения на выжатых куполах кислой лавы имеют котлообразную форму (купола вулканов Безымянного на Камчатке, Монаноне-Маскиатта на о. Исье в Италии). Обычные вулканические кратеры — чашеобразные или воронкообразные — образуются в основном при взрывной деятельности вулканов. Они имеют глубину около 100 м и ширину 0,2—2,5 км. Стенки их скалистые, дно, заваленное глыбами, опускается в центре к жерлу, ширина его чаще всего несколько десятков метров.

Кратеры типа Строиболи — это группа кратеров на вершине стратовулкана, образовавшихся в результате разветвления жерла.

По форме различаются следующие типы кратеров:

котлообразные кратеры, типичные для стратовулканов, отличаются эксплозивными извержениями вязкой лавы; диаметр более 1 км при глубине несколько сотен метров;

гнездовые кратеры, образованные внутри главного кратера при сокращении мощности вулканических извержений;

боковые кратеры, расположенные по соседству с главным кратером — кальдерой, встречаются на Гавайских вулканах Килауэа — Икки, северо-восточнее кальдеры Килауэа;

побочные кратеры (паразитические, латеральные, субтерминальные, адвентивные) расположены на склонах вулкана;

побочные радиальные кратеры — это цепочки эруптивных кратеров, образованные на радиальных трещинах; обычно на них сидят шлаковые конусы небольших размеров. В кратерах, расположенных выше по склону вулкана, преобладают выброс шлака, из расположенных ниже вытекают лавовые потоки;

трещинные цепочнообразные кратеры, образовавшиеся в результате одновременного извержения через ряд жерл, располагаются по одной линии (трещине) близко друг к другу, образуя эксплозивный грабен;

экскентрические кратеры — побочные кратеры, расположенные у подножия центрального вулкана. Их жерла, вероятно, ответвляются непосредственно от периферического очага или от нижней части центрального жерла. Из таких кратеров происходят преимущественно лавовые излияния;

концентрические кратеры иногда образуются на кольцевых разломах, являющихся в дальнейшем причиной кальдеро-образования;

кратеры взрывов (эксплозивные), образующиеся при разрушительных взрывах, присущи стратовулканам; располагаются на их вершинах и склонах; часто становятся центрами кислых экструзий;

кратерные и кальдерные озера и бухты-полненные водой кратеры и кальдеры, различные по форме и положению по отношению к береговой линии и уровню моря;

островные кратеры находятся на вершинах вулканов-островов.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕПРЕССИИ и кальдер разных типов (Гленко, Krakatau, крипто-вулканические) обычны являются проявлением на земной поверхности кольцевых структур фундамента. Вулкано-тектонические депрессии — это крупные опускания (до 100 км шириной), образующиеся в связи с падением давления внутри периферических вулканических очагов как компенсационные опускания при их опустошении в процессе извержений или оттока магмы.

Кальдеры — это меньшие по размерам депрессии сложного происхождения. В их формировании участвуют как обрушение кровли вследствие потери опоры в фундаменте при опустошении периферического очага, так и крупные взрывы, образующие большие впадины.

Иногда часть кровли свода сохраняется в виде горстовой возвышенности внутри депрессии (остров Самосир в депрессии оз. Тоба на Суматре; рис. 9).

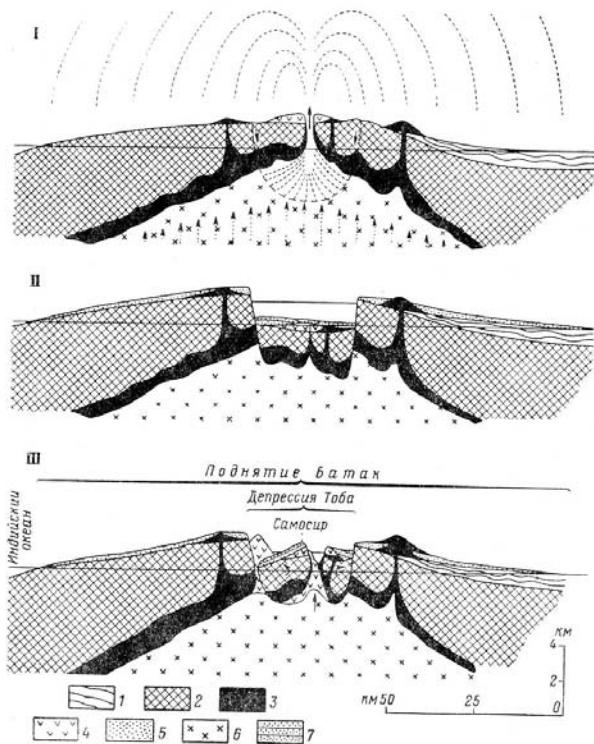


Рис. 9. Схема формирования депрессии оз. Тоба. По В. Беммелену

Стадии: I — теплового напора, поднятия и вулканизма; II — обрушения кровли вулка-нического очага и накопления осадков в вулкано-тектонической депрессии; III — поднятие вулкано-тектонических горстов и вулканизма (игнимбриты и гиперстеновые андезиты); 1 — палеоген-неогеновые осадки; 2 — сиалическая земная кора, 3 — основная магма и вулканические породы; 4 — кислые лавы, 5 — кислые туфы Тоба; 6 — гранитный батолит; 7 — озерные отложения

Кальдера Тоба относится к типу воздымающихся кальдер (R. Smith, 1968). Подобными по происхождению являются кальдеры Валес (Valles) в штате Нью-Мексико, Крид (Creede) в штате Колорадо, Тимбер (Timber) в штате Невада, Лонг Велли (Long Valley) в Калифорнии. Образование этих кальдер сопровождалось обрушением центрального блока вершины, который в дальнейшем поднялся внутри кальдеры в виде структурного свода (Камбальное вулкано-тектоническое поднятие, Камчатка).

Стадии образования кальдеры следующие.

1. Региональное вулкано-тектоническое поднятие и формирование кольцевых трещин.

2. Кальдерное извержение, сопровождающееся обрушением центрального блока вершины.

3. Вулканизм и осадкообразование в кальдере.

4. Воздымание центрального блока и вулканизм.

Кольцевые депрессии *типа кальдеры Гленко* (котловины оседания) образованы как компенсационные впадины, опускающиеся в связи с деятельностью окружающих вулканов. Они формируются по кольцевым разломам, дугообразным трещинам, при обрушении центральных блоков в кровле очага, опустошенного при излияниях (котловина Аскья в Исландии). Иногда впадины окаймлены краевыми вулканами, расположенными на кольцевых разломах растяжения (Тирренская котловина Средиземного моря).

В качестве прототипа кольцевых депрессий оседания (рис. 10) принята кальдера Гленко (Аргайл, Шотландия); она имеет форму конуса, расширяющегося кверху, и окаймлена кольцевым разломом, по которому после периода эксплозивной деятельности произошло оседание. Подводящими каналами для игнимбритов и интрузивных брекчий служила зона разломов, риолитовых даек и кольцевой разлом, близ которого также

выходят гипабиссальные и глубинные гранитные и тоналитовые интрузии. Возраст кальдеры определяется по девонским вулканическим породам и осадкам, залегающим на докембрийском фундаменте.

КАЛЬДЕРООБРАЗОВАНИЕ в вулканических поясах контролируется региональными поясами грабен-синклиналей и рифтов. Часто кальдеры обрушения расположены на пересечениях региональных рифтовых структур (Гавайские острова).

Кальдеры обрушения (опускания) — это депрессии, опущенные по кольцевым разломам, иногда ступенчатым, чаще

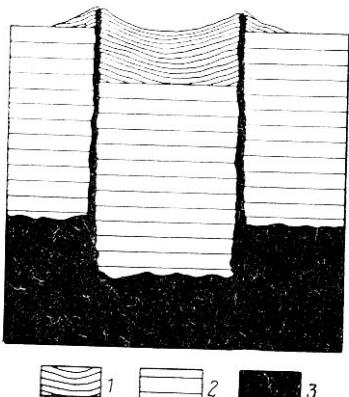


Рис. 10. Кальдера оседания Гленко. По Тиррелю

1 — вулканические слоистые лавы; 2 — породы фундамента; 3 — магматический очаг

всего — на вершинах щитовых вулканов, но порой и на сводовых и куполообразных, поднятиях, сложенных невулканическими породами.

Кальдеры на вершинах конусовидных, андезито-базальтовых кальдерных вулканов обычно имеют смешанное происхождение (обрушение в сочетании с вулканическими взрывами и выбросами их продуктов в виде пемз и туфов). В процессе развития вулканических циклов размеры кальдер последовательно уменьшаются. Таким путем получаются *телескопированные кальдеры* — системы кольцевых впадин, вложенных друг в друга, иногда эксцентрично, и ограниченных ступенчатыми сбросами.

От кратеров кальдеры отличаются большими размерами. Площадь их от нескольких квадратных километров до нескольких сотен квадратных километров. Иногда они образуются не в толщах вулканических пород, а на сводовых поднятиях, сложенных осадочными породами. Одним из признаков кальдеры служит отсутствие жерла на ее дне.

Структуры взрывного происхождения — *кальдеры взрыва* (типа Кракатау) — можно рассматривать как гигантские кратеры, образовавшиеся в процессе мощной взрывной деятельности с выбросом большого количества рыхлых продуктов. При этом блоки вершины вулкана по разломам сползают в кальдеру и, уве-



Рис. 11. Сомма-вулкан Тяля на Курильских островах (фото М. Редькина)

личивая ее размеры, осложняют кальдеру грабенами (секторными или простыми) и горстами. Кальдеры взрыва и кольцевые структуры, их сопровождающие, обычно формируются в две стадии: а) извержения кислых лав и агломератовых потоков из небольших кратеров и б) извержения кислых лав и огромных объемов пемз и пепловых туфов по кольцевым трещинам с внедрением кольцевых даек, штоков и экструзиями кислых пород.

Кальдеры взрыва на вершине вулкана часто становятся центром образования внутреннего конуса и формированием сложного стратовулкана типа сомма-вулкана (Везувий в Италии, Авачинский на Камчатке, Тятя на Курильских островах; рис. 11).

В ряде случаев молодой конус внутри кальдеры полностью перекрывает своим основанием площадь кальдеры. Атрио (кольцевая депрессия) вокруг его основания тогда исчезает, и вулкан вновь приобретает форму правильного конуса, как Желтовский или Ильинский на Камчатке (Святловский, 1959).

Различаются: *кальдеры моногенные*, образованные одноактным извержением, сопровождавшимся обрушением центральной части купола; *кальдеры полигенные*, образованные рядом извержений, через длительные промежутки времени. Обычно это телескопированные структуры сложного строения.

В зависимости от объема выброшенного материала правило Шретера (1802) рассматривает несколько типов кальдерных структур:

а) кальдеры и кратеры взрыва без выброса ювенильного материала окружены валом, сложенным обломками пород фундамента. Аналогичную структуру имеют метеоритные кратеры и кратеры подземного атомного взрыва, а также газовые маары; при этом объем их валов равен объему образованных впадин;

б) кальдеры с выбросом ювенильного материала; объем выброшенного материала больше объема впадины;

в) кальдеры обрушения с оттоком магмы; объем впадины больше объема выброшенного материала.

Различаются также *эрэзионные кальдеры*, происхождение которых нельзя достоверно связать с вулканической деятельностью, а также циркообразные впадины на вершинах вулканов, образовавшиеся при расширении кратеров ледниковой эрозией и другими поверхностными процессами.

Следует обсудить связь кальдер с глубинными субвулканическими структурами.

Наблюдаемая в ряде случаев непрерывная серия пород (базальты, андезиты, риолиты), в процессе кальдерообразования сменяющих друг друга, позволяет наметить генетический ряд в образовании кальдер, связанный с разными стадиями эволюции структуры земной коры в вулканическом поясе.

Принятые различия между кальдерами обрушения Гленко и взрывными кальдерами Кракатау до последнего времени обосновывались характеристикой механизма извержений и различием вулканических пород, преобладающих в каждом из типов кальдерообразования.

В последние годы произведены многочисленные геофизические, структурные и геоморфологические исследования кальдер, приведшие к выводу, что тип кальдер определяется в первую очередь особенностями тектонического развития структуры земной коры.

Кальдеры Гленко приурочены главным образом к ранним стадиям базальтового вулканизма континентальных и океанических платформ и геосинклинальных областей. Образуются на вулканических поднятиях океанической коры и на коре переходного типа к континентальной срединно-океанических хребтов (Исландия). В геосинклинальных областях они встречаются на одинарных островных дугах и во внутренних вулканических зонах ранних орогенов (Центральная Камчатская депрессия; Япония). На Камчатке кальдеры этого типа преобладают в структуре четвертичных вулканов Ключевского дола (Толбачик, Плоский) и Срединного хребта. Кальдеры Гленко в Японии—Хаконе (8X12

км), Осима (3×4 км); Ивате (2×3 км), Акита-Комагатаке ($2 \times 1,5$ км) -отличаются превышением гравитационной аномалии кальдеры над гравитационной аномалией окружающей площади.

Очень характерно образование *кальдер типа Кракатау*, сопровождающееся выбросами громадных масс кислых пород. Эти кальдеры распространены в приокеанической части вулканических поясов Камчатки, Курильских островов, восточной и юго-западной частей Хоккайдо и Южного Кюсю, на других островных дугах и в ранних орогенах. Возраст их преимущественно четвертичный.

Кальдеры такого типа имеют отрицательные гравитационные аномалии, значительно меньшие, чем отрицательные аномалии окружающих территорий. Это связано с опустошением очага, обрушением его кровли и накоплением в кальдере мощной толщи пирокластических продуктов. На Камчатке такое строение имеют многочисленные кальдеры Восточного и Южного вулканических поясов — вулканов Ходутка (7×8 км), Опала (12×15 км), Горелого (10×13 км), Мутновского (6×4 км), Семячик и др.; вулканов Безымянного и Шевелуч в Центральном вулканическом поясе, Хангар и Ичинского в Западном вулканическом поясе (Срединного хребта Камчатки). В Японии к этому типу относятся более 20 кальдер — Куттияро (26×20 км), Ассо (25×17 км), Акра (24×23 км), Масю ($7,5 \times 5,5$ км), Товада ($3 \times 2,5$ км) и др.

Те же самые черты характеризуют и плейстоценовые кальдеры, встречающиеся на Камчатке и Курильских островах. Различия между кальдерами Гленко и типа Кракатау, как отмечено выше, отчетливо отражаются в гравиметрических аномалиях.

Отмечается связь кальдер взрыва в первую очередь с районами преобладания вулканизма кислого типа (игнимбритового, риолитового) на континентальной земной коре — в ранних орогенах и на платформах.

При образовании кальдер опустошение их полости взрывом сочетается с обрушением по кольцевым разломам с амплитудой до 1 км. Роль взрывов в формировании кальдер оценена Р. Б. Болдуином (1968) и Г. С. Штейнбергом (1969). Ими отмечено, что глубина кальдер колеблется от 300—400 м до 4 км; в результате вулканических взрывов на этой глубине возможно образование-кальдер диаметром не более 8 км. Следовательно, кальдеры больших размеров образуются при участии кольцевых обрушений.

Структурообразование при этом может иметь и иные формы: в Японии встречаются почти четырехугольные кальдеры типа Кракатау. Они расположены на пересечении грабенообразных опусканий и молодых горных хребтов. Извержения происходят по разломам, ограничивающим грабены. Обрушению кальдер способствует выброс пирокластического материала, а парообразование, форсирующее взрывы, происходит за счет подземных вод.

В ряде районов кальдерообразование и вулканизм кислого типа связаны, по-видимому, не с гранитной континентальной корой, а с океанической корой островных дуг, где кислые магмы, возможно, образуются без участия ассимиляции, а выносятся из подкоровой оболочки в виде кислых астенолитов (Малые Антильские острова, Центральная Америка), даже без предшествующего орогенеза.

Уменьшение размеров взрывных и кольцевых структур от кальдер площадью несколько десятков километров до риолитовых мульд и алмазных диатрем размером до 1 км предположительно связано с разной глубиной вулканических очагов, различной газонасыщенностью магмы и различиями в структуре земной коры.

Существуют два варианта гипотезы кальдерообразования. Гипотеза Эшера объясняет происхождение кальдеры при глубоком залегании вулканического очага серией последовательных взрывов извержений, расширяющих и обрушающих стенки жерла до размера кальдеры или трубки взрыва. Гипотеза Вильямса (1941) допускает при неглубоком периферическом очаге обрушение кровли и образование кальдеры в процессе извержения или оттока магмы. В последнем случае могут образоваться также кальдеры скрыто-вулканические (криптовулканические) —депрессии округлой формы, на

поверхности не имеющие вулканических продуктов. Гипотеза Г. Джейфриса (1960) объясняет генезис скрытогеологических депрессий путем фокальных подземных взрывов в магматических очагах. Предполагается также воздействие на жесткую кору кровли куполообразных магматических резервуаров с образованием центриклинальных кольцевых трещин при газовом напоре из очага и обрушением по периклинальным трещинам при падении газового напора.

Субвулканические тела бывают связаны с земной поверхностью при помощи вулканических жерл, воронок взрыва, маар, трубок взрыва (диатрем), газовых вулканов, кольцевых структур, конических слоев.

Вулканическое жерло — это вертикальный канал, связывающий очаг вулкана с земной поверхностью, на которой он увенчивается кратером.

Воронка взрыва — жерло, возникающее при газовом взрыве, выбросившем обломки горных пород фундамента, образующих кольцевой вал из этого грубообломочного материала. Широкое распространение пемзы и пепла вокруг воронок взрыва (трубок прорыва) указывает на значительную силу газовых экс-плозий.

Цилиндрический кратер (воронка) газового взрыва, не имеющий ни лавового излияния, ни шлакового конуса и окруженный невысоким валом из обломочных продуктов одноактного короткого извержения, называется *мааром*. Вал маара состоит главным образом из раздробленных древних пород фундамента, изредка из свежего пирокластического материала. Иногда встречаются и другие горные породы в различных пропорциях. Маары бывают газовые, сухие, заполненные водой, туфовые, базальтовые и имеют диаметр до 3—4 км, а глубину 150—400 м. Встречаются они во всех вулканических районах, иногда вне связи с крупными вулканами.

Диатремы — трубы взрыва, по предположению, несколько менее сильного, чем при образовании маар. Они представляют собой вертикальные вулканические жерла, расширяющиеся кверху в виде воронки, заполненной рыхлыми продуктами взрыва. Прорываются при одноактных фреатических извержениях без выбросов на поверхность расплавленного материала. Диаметр диатрема иногда более 1 км. Встречаются диатремы разных типов: а) без нарушения залегания вмещающих пород (Швабские Альпы); б) вмещающие породы опущены в контакте с диатремой (Центр. Монтана, США); в) вмещающие породы искривлены и приподняты (Кимберлей, Африка). Широко известны алмазоносные трубы взрыва Африканской и Сибирской платформ. Размеры трубок могут достигать нескольких сотен метров, иногда более километра.

Газовые вулканы возникают при взрывах газов, выбрасывающих обломки фундамента и вулканических пород, образующих вал вокруг жерла. Газовый псевдовулкан — конус небольших размеров, сложенный обломочными породами. Образован при газовом выбросе и в случае его нахождения в нефтегазоносной провинции, вероятно, может рассматриваться как индикатор перспективных структур.

Структура фундамента вулканов

В вулканических сооружениях различается суперструктура — строение аккумулятивной поверхностной постройки и субструктура, охватывающая фундамент вулкана до его очага.

В зависимости от глубины и структуры вулканического очага к субструктуре вулкана относится фундамент большей или меньшей мощности.

Субвулканические интрузии, вероятно, обусловлены активным вторжением магмы, поднимающейся вверх и освобождающей себе пространство путем обрушения кровли и раздвигания пластов горных пород. При этом образуются многочисленные согласные и несогласные по отношению к слоям кровли апофизы, силлы, купола, дайки. Во многих случаях субвулканические тела не связаны с аккумулятивными

вулканическими постройками, а внедрились в толщи осадочных отложений, не прорвавшись на поверхность Земли.

В недалеком прошлом предполагалось, что магма батолитов проплавляет кровлю и, ассимилируя ее, частично достигает поверхности, изливаясь в виде вулканических извержений. В последние годы многие исследователи не признают связи батолитов с вулканической деятельностью. Несмотря на незначительную мощность кровли батолитов, иногда всего несколько сотен метров, гранитная магма, приближаясь к поверхности Земли, вследствие потери летучих становится вязкой и теряет подвижность, необходимую для вулканического прорыва.

Однако с обрушениями кровли гранитных батолитов принято связывать мощные извержения туфов больших объемов, образующих в некоторых случаях игнимбритовые плато и покровы. Образование обширных игнимбритовых и риолитовых плато (Новая Зеландия — 26000 км^2 , Йеллоустонский парк — 7500 км^2) рассматривается как результат проплавления кровли колоссальными батолитами — огромными бездонными резервуарами кислой граё1нитоидной магмы (Вольф, 1914).

СУБВУЛКАНЫ (вулканы-плутоны) — мелкие интрузивные тела, залегающие на небольшой глубине и в момент образования имевшие сообщения с земной поверхностью. Субвулканы противопоставляются собственно плутонам, т. е. интрузиям, не имевшим сообщения с земной поверхностью и отличающимся очень большими размерами. Можно предполагать также в фундаменте вулкана наличие кольцевых и конических структур, иногда проявляющихся в самом вулкане.

Эти структуры относятся к фундаменту вулкана в том случае, если с ними связано образование структуры вулкана. Наиболее важная часть структуры вулкана, всегда проявляющаяся в суперструктуре и в субструктуре, — это жерловая структура, при разрушении вулкана обычно оставляющая лавовую пробку — некк, выступающий над местностью в виде столбообразной скалы или холма, сложенного жерловыми фациями вулканитов.

Некк (жерловина, шея) имеет округлую, овальную или лин-зовидную форму от нескольких метров до 1—2 км в поперечнике и прорывает породы фундамента, залегающие часто почти горизонтально. Некки обычно сложены лавовой пробкой, но иногда туфом жерловой фации вулкана. Вследствие многократных извержений вулкана, некки порой обладают сложной структурой. В при-жерловой зоне отмечается кольцевое или дуговое группирование лав и туфов вокруг центрального некка, а также связанное с проседанием жерла центральное залегание спекшихся слоев пирокла-стических пород, отличающихся грубообломочным и бомбовым сложением. Встречаются также кольцевые, полукольцевые и радиальные дайки. Прижерловые фации представляют интерес как вместилище рудных месторождений и поэтому во многих районах подробно изучены.

Шток является разновидностью приповерхностной интрузии столбообразной формы, но всегда не связанной с жерловой структурой. В областях площадных массивовых базальтовых излияний наиболее характерны для субструктуры дайки и дайковые серии.

Дайка (стена) в разрезе иногда выглядит в виде вертикального столба в основании горизонтальных лавовых покровов, а также часто образует узкие вертикальные стены над более разрушенными вмещающими породами. Мощность даек достигает сотен метров, а протяженность измеряется километрами.

Дайки, заполняющие подводящие каналы, по которым происходили излияния, свидетельствуют о режиме давления в вулканическом очаге и вызываемых в его кровле тектонических движений. Простижение даек и их серий указывает на направление, перпендикулярное региональному растяжению, вызывающему открытие трещин. Кольцевые и конические дайковые серии обусловлены вертикально направленным движением, соответственно вызванным понижением или повышением давления в вулканическом очаге.

Судя по характеру современных базальтовых излияний, трещины, заполненные дайками, лишь частично служили жерлами излияний, а главным образом являлись резервуарами, заполняемыми лавой. Дайковые серии (иногда эшелонированные ряды) имеют региональное значение и часто бывают связаны с крупными флексурами земной коры. Рой даек — системы параллельных даек, прослеживающихся на значительные расстояния.

Различаются пластовые дайки, связанные с субвулканическими интрузиями, радиальные и кольцевые системы даек, сопряженные соответственно с центральными вулканами и вулкано-тектоническими поднятиями. Радиальные дайки заполняют радиальные трещины, возникающие в вулканах, субвулканических телах и центральных интрузиях вследствие интенсивного давления магмы снизу вверх.

Дайки, подобно неккам, бывают сложены лавами, интрузивными породами и пирокластическим материалом (туфовые дайки со столбчатой отдельностью), связанным с эруптивной деятельностью. Иногда пирокластический материал засыпал трещины сверху.

Субструктура платформенных плато-базальтов помимо даек и дайковых серий состоит из больших интрузивных залежей — силлов, лакколитов, сfenолитов, лополитов. Эти крупные субинтрузии связаны с массовыми излияниями базальтов. Большинство из них образовано внедрениями магмы, согласными с вмещающими породами и обусловленными боковым гидростатическим давлением.

Силл (пластовая интрузия) — чечевицеобразная или линзообразная интрузивная залежь порfirитов, диабазов или долеритов; силлы иногда занимают осадочные толщи несколько этажей, часто встречаются и среди покровов вулканических пород на платформах.

Сfenолиты являются разновидностью силлов. Это клинообразные гипабиссальные интрузии, образующие тела, частично залегающие согласно, частично несогласно в осадочных породах. К ним относятся некоторые кварц-порфировые интрузии Минера-ловодского района Северного Кавказа.

Лакколиты (грибообразные силлы) — интрузивная залежь караваеобразной формы (куполообразная вершина над плоским основанием), несколько километров диаметром, приподнимает при внедрении кровлю осадочных пород. Эруптивный лакколит образуется при прорыве магмы на поверхность в связи с глыбовым раздроблением кровли лакколита. При этом возможно образование вулкано-тектонических горстов и грабенов.

Лополиты — интрузивные тела очень больших размеров, имеющие форму плоской чаши. Часто сложены многослойными толщами габброидных пород, образованными при дифференциации основной магмы.

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ в отличие от круговых структур (кратеров, маар) представляют собой кольцевые трещины, заполненные магмой. Эти структуры возникают под влиянием пульсирующего изменения магматического давления на кровлю магматического очага и состоят из интрузивных и вулканических пород с широкой гаммой переходных типов гипабиссальных и субвулканических пород. Различаются кольцевые и конические слои изверженных пород, вторгшихся в раскрывшиеся трещины различного наклона и формы.

Исходя из гипотезы образования кальдер обрушения при опорожнении вулканического очага, можно допустить возникновение в его кровле кольцевых трещин, которые при неоднократном изменении режима вулканизма в конце концов окажутся заполненными кольцевыми дайками. Геологические данные говорят в пользу такого предположения, так как в области развития кольцевых структур, обычно связанных с кальдерообразованием, широко распространены пепловые туфы и игнимбриты, являющиеся вмещающими толщами для кольцевых даек (кольцевые структуры Джунгаро-Балхашской геосинклинали Центрального Казахстана).

Образование кольцевых структур связывается также с кальдерообразованием типа Гленко, где блоки цилиндрической формы при обрушении кровли магматического

резервуара опустились в него и кольцевые трещины оказались заполненными дайками. Поверхностные структуры, образовавшиеся при этом, рассмотрены на примере котловины Аскья, окружённой краевыми вулканами, изливающими лавы в котловину опускания (Тиррель, 1931). На острове Скай они относятся к магматическому комплексу палеоген-неогенового возраста, залегающему среди юрских отложений. Базальтовые лавы изливались перед формированием кольцевых даек, связанных с образованием субповерхностных трещин, заполненных гранитами с фенокристаллами полевого шпата. Гранитный состав даек обусловлен избирательным плавлением гнейсов кристаллического основания.

Отмечается разрыв между временем базальтовых излияний и формированием даек, а их состав, чуждый базальтам, заставляет считать, что процессы образования кольцевых интрузий многообразны. При этом заслуживает внимания гипотеза образования кольцевых разломов под влиянием механического воздействия на жесткую кору куполовидных магматических резервуаров, образующих гранито-гнейсовые купола Центрального Казахстана (Авдеев, 1968).

Стадии прорыва куполов на земную поверхность фиксируются извержением пеплов больших объемов, образующих игнимбриты. Относительное в'оздымание куполов достигает многих сотен метров. В центре кольцевых структур находятся лейкократовые граниты, а внешние кольца сложены дайками гранитоидных пород интрузивного и субвулканического облика. Кольцевые структуры развивались постадийно и также с наложением одних структур на другие.

Кольцевая структура Серпент-Маунд (США) рисуется тоже как следствие вертикально восходящего давления, связанного с ги-пабиссальной или субвулканической деятельностью. Кольцевые структуры Австралии в докембрийском вулканическом комплексе имеют диаметр до 160 км и сопоставляются с лунными.

КОНИЧЕСКИЕ СЛОИ имеют не менее сложное строение — это серия концентрических даек, падающих под углом 30—40° в виде конусов, вложенных друг в друга, вершины которых направлены в глубь Земли (рис. 12). Предполагается, что их происхождение также связано с периферическими очагами в период изменения магматического давления, когда оно направлено вверх и магматическая колонна проплавляет свой путь к поверхности земли (Anderson, 1936).

Е. Андерсон разработал теоретическую схему формирования этих структур уже более 30 лет назад, но она в основных чертах до настоящего времени сохранила свое значение. Согласно этой схеме, конические и неполноконические разломы с коническими интрузиями возникают в случаях повышенного давления магмы, вызывающего отрыв в кровле. Трещины перпендикулярны направлениям наибольшего натяжения, и движения висячего бока происходили вверх, вдоль конических трещин.

Возникновение кольцевых, конических и радиальных систем интрузий и даек связано с неглубоким положением вулканического очага; эти процессы непосредственно влияют на формирование субвулканической и вулканической структуры. Они сопряжены главным образом с формированием вулкано-тектонических поднятий куполовидной формы. При кальдерообразовании кольцевые

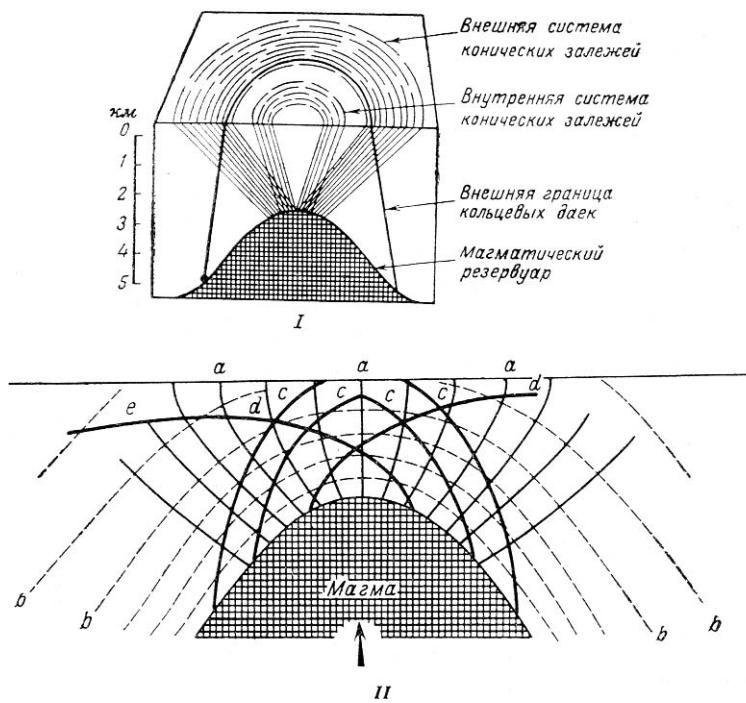


Рис. 12. Блок-диаграмма конических залежей (I) и взаимоотношение напряжений с коническими залежами и кольцевыми дайками (II) (по Е. Ш. Хиллсу)

Подобные напряжения должны возникать при давлении, указанной стрелкой. Тонкие сплошные (a) и пунктирные (&) линии представляют собой траектории главных напряжений; а — максимальное (сжимающее) напряжение и напряжение трещин растяжения, которые выполняются коническими залежами. Аналогичное напряжение вызывает, как показано, куполообразная магматическая камера (по Андерсону). Жирные линии — траектории скальвающего напряжения, которые могут при уменьшении давления вверх (оседание в магматическую камеру) соответствовать кольцевым дайкам (c). Сколовые трещины типа d, имеющие небольшое или даже обратное (e) падение, как полагают, подобны дайкам о. Чилва

структуры могут быть связаны со строением фундамента страто-вулканов андезито-базальтового типа.

Согласно Е. Ш. Хиллсу «фокус» на глубине конической залежи располагается там, где сходятся вершины конических разломов. Угол их падения от 30° на периферии до 70° в центре на глубине 4—5 км. Центральные части конических залежей приурочены к поднятиям земной коры до 1000—1300 м, а инъекция связана с поднятием кольцевой зоны вокруг низкого центрального плато.

СКРЫТОВУЛКАНИЧЕСКИЕ ДЕПРЕССИИ — это древние по происхождению кольцевые структуры, требующие доказательства наличия или отсутствия современного их образованию вулканизма.

Региональное положение молодых криптовулканических депрессий — в вулканическом поясе или вне его — позволяет определить их эндогенное или метеоритное происхождение. К крипто-вулканическим структурам относятся Нордлингер Рис в ФРГ и близ расположенный Штейнхейм.

Нордлингер Рис — огромная депрессия шириной 25 км, заполненная брекчиями из гранита и мезозойских осадочных пород и покрытая верхнемиоценовыми озерными осадками. Кольцевая зона сложена глыбами и блоками тех же пород. В известняках окружающего депрессию плато многочисленны блоковые перемещения. Уклон депрессии определяется падением слоев пород под углом $2—3^\circ$. Кольцевые дайки заполнены зюбитом (стекловидная горная порода). Центральное поднятие отсутствует, а данных о глубинном строении структуры мало.

Находки коусита (модификация кварца, образовавшаяся при давлении 20 тыс. бар) близ вала депрессии свидетельствуют в пользу метеоритного ее происхождения и в таком случае кольцевые разломы и зюбит образованы в результате метеоритного взрыва.

Штайнхейм — структура, получившая впервые название криптовулканической (Branca, Fraas, 1905), представляет собой впадину 2,5 км шириной и 80 м глубиной. Она ограничена уступом без вала. В центре впадины возвышается холм высотой 40 м, сложенный сильно раздробленными юрскими известняками. Эти же известняки залегают горизонтально вокруг впадины. Вулканические породы отсутствуют. По периферии депрессии развита система кольцевых и радиальных сбросов. На склоне холма и у края депрессии есть горячие источники. Образование структуры относится к миоцену, и многие данные свидетельствуют в пользу ее метеоритного происхождения.

Известны еще и другие структуры спорного происхождения, но большинство из них образовались при падении метеоритов, что доказано находками метеоритов и коусита.

Возможность возбуждения вулканического извержения метеоритным ударом основана на том допущении, что в глубине Земли могут быть условия, при которых температура пород достигает промежуточной величины между температурой плавления породы на этой глубине и на поверхности. В таком случае снижение давления при помощи метеоритного взрыва, который удалит нагрузку горных пород, может вызвать плавление даже без добавочного повышения температуры. В условиях нормального геотермического градиента, по расчетам Л. Б. Ронка (1968), для этого необходимо удалить столб пород 25 км мощности, что возможно при образовании кратера диаметром 300—500 км (учитывая роль снижения давления в зоне брекчирования). Такие крупные структуры метеоритного происхождения не известны на Земле.

Предположение о возможности вызвать вулканическую деятельность метеоритным ударом высказано в поисках пути для объяснения сложного строения некоторых депрессий неопределенного происхождения. Это предположение теоретически допустимо в случае, если метеорит ударил бы в «дремлющий» вулкан, вероятность чего весьма мала.

ТИПЫ ВУЛКАНИЗМА В РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНАХ

ВУЛКАНИЗМ, СВЯЗАННЫЙ С ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫМ ОРОГЕНЕЗОМ

Вуланизм на стыке континентов и океанов (талассократонов)

Структурные условия вулканических поясов геосинклинально-орогенных областей рассматриваются в западной части Тихого океана. Условной границей между геосинклинально-орогенным вулканическим поясом и областью господства базальтового вулканизма центральных частей Тихого океана является андезито-вая линия. Положение этой линии в структуре океана меняется в ходе геологической истории в зависимости от миграции геосинклинальных областей.

В качестве предпосылки для рассмотрения современного вулканического пояса в переходной зоне от континента к океану необходимо сделать несколько вводных замечаний, объясняющих положение островных дуг в общем геосинклинально-орогенном ряду структур.

В процессе формирования окраинно-континентальный ороген проходит две основные стадии: геосинклинальную, включающую начально-геосинклинальный этап (без вулканизма) и инверсионный этап (подводно-вулканический); орогенную, соответственно состоящую из трех этапов: островных дуг, раннего орогена и позднего орогена. Вуланизм прекращается в конце орогенеза.

Геосинклинальная стадия

Начально-геосинклинальный этап

Начально-геосинклинальный этап характеризуется отсутствием вулканизма. При обрушении окраинно-континентального завершенного орогена или края платформы при регенерации геосинклинали в начале нового орогенеза образуется геосинклинальный трог. В это время в погружающейся геосинклинальной впадине шло накопление осадков, а в пределах горного поднятия, сохранившегося на краю континента, еще наблюдались позднеорогенные заключительные вспышки вулканических извержений.

Инверсионный этап

Инверсионный этап (с подводным вулканизмом) своей исходной позицией, по-видимому, имел глубокий структурный трог. Представление о начале этого этапа в значительной степени гипотетическое. Особенно это относится к положению гипербазитов, составляющих неотъемлемую часть офиолитовой формации. Геологические данные позволяют предполагать излияние ультраосновных пород и раннюю инверсию в геосинклинальном прогибе (Обуэн, 1967). На следующих этапах происходят излияния спилитов, чередующихся с отложениями радиоляритов и глинистых осадков.

Вулканизм проявлялся на внутритеоговых поднятиях, испытывающих пульсационные вертикальные колебательные движения. С поднятиями сопряжены вулканические излияния, с опусканиями, роль которых на этом этапе велика, — перерывы в вулканической деятельности и осадконакопление. В результате происходит переслаивание вулканических и осадочных отложений, образующих мощные геосинклинальные формации.

Основной вулканизм, типичный для инверсионного этапа эвгео-синклинального процесса, развивался на океанической земной коре и все существовавшие когда-либо геосинклинали имели под собой в начале развития базальтовую кору. Особенность геосинклинального процесса — в дифференцированных движениях на границе крупных блоковых структур континента и океана, сопровождавшихся на инверсионном этапе вулканизмом. Накапливающиеся мощные осадочные толщи в сочетании с магматическими интрузиями и вулканизмом образуют континентальную кору, увеличивающую размеры континента.

При рассмотрении стадийности геосинклинальной истории многие исследователи относят к орогенной стадии время образования морских моласс по окраинам островных дуг. В эту стадию, которую можно назвать подводным орогенезом, контрастные тектонические движения и вулканизм образуют на дне океана структурные поднятия — Кордильеры, по окраинам которых в прогибах отлагаются мощные осадочные толщи. Однако следует учитывать, что подводный орогенез начинается уже на инверсионном этапе геосинклинальной стадии, при преобладании опусканий, когда вершины подводных Кордильер, растущих со дна океана, лишь кратковременно появляются над водой и быстро подвергаются размыву.

Эти процессы в природе происходят бок о бок. Подводный орогенез, включая образование островных дуг, невозможно отделить от собственно геосинклинальной стадии. Поэтому в широком смысле геосинклинальные области рассматриваются как сложные системы геосинклинальных трогов, геантклинальных островных дуг и глубоководных желобов, испытывающие интенсивные движения, сопровождаемые подводным и надводным вулканизмом и глубокофокусными землетрясениями.

К орогену относится поднятие мегантиклинория на континентальной земной коре, окаймленное прогибами с континентальными молассами. Вулканизм связан со

структурными поднятиями в субаэральных условиях. Землетрясения неглубокие и средних глубин.

Геосинклинальные области асимметричны. Характерно расположение их по окраинам континентов, в зонах конструктивного структурообразования. Даже в тех случаях, когда геосинклинальные области расположены между океаническими блоками земной коры или лежат между континентами, они всегда имеют вкрест простирания структур асимметричное строение, свидетельствующее о неравнозначности обрамляющих их структурных рам.

Асимметрия геосинклинальных областей выражена в наличии в их внешней, обычно океанической, зоне наклонного пояса сжатия, надвигов и разломов, отличающегося землетрясениями и уходящего под островную дугу на большие глубины (в Тихоокеанском поясе окраинно-континентальных островных дуг - до 700 км). Этот пояс, наклонно опускающийся под континент, называется фокальной поверхностью, тектоногеном или зоной разломов, погружающихся под островную дугу. Здесь сосредоточены интенсивные дифференциальные движения, причины которых объясняются по-разному.

В. В. Белоусов (1966) и Ю. М. Шейнманн (1968) полагают, что по таким каналам, обусловленным растяжением, к земной поверхности устремляется поток тепловой и сейсмической энергии и происходит усиленная циркуляция глубинного вещества, питающего вулканы. Однако оценка энергии и скорости накопления термоупругих напряжений, по данным В. А. Магницкого и Е. А. Любимовой, показали, что вряд ли эти напряжения являются причиной землетрясения в данной зоне. Другие авторы сжатие, господствующее здесь, оценивают как энергию, вызывающую образование магмы, питающей вулканы.

С таких позиций предполагается корреляция во времени вулканической деятельности и землетрясений, очаги которых лежат на глубине от 70 до 200 км, в области возможного образования магмы (Токарев, 1968).

По нашим представлениям в этой зоне существует два смежных сопряженных пояса: внутренний — вулканический, обусловленный тепловым потоком, вызывающим расширение и вулканизм, и внешний — сейсмический, но лишенный вулканов, с господствующим на глубине сжатием, проявляющимся в землетрясениях.

В тех случаях, когда в ранних орогенных структурах наблюдается чередование вулканических поясов и складчатых хребтов, сейсмичность с очагами на глубине 0—25 км в земной коре связана со сбросовыми разломами, не являющимися путями вулканических извержений.

Несмотря на распространенное представление о существовании современных геосинклинальных областей, имеется мало данных об условиях структурного развития их вулканических поясов. Современные наблюдения подводных излияний в геосинклинальных трогах отсутствуют. Предполагается образование вулканических поясов как на океанической, так и на континентальной земной коре, и на более сложном по строению фундаменте со сводообразным поднятием поверхности Мохоровичича. Вулканизм на первых этапах приурочен к геосинклинальному трогу, ограниченному краевыми разломами. Согласно общим представлениям вулканизм связан с краевыми разломами, а также приурочен к склонам поднятий инверсионного типа внутри геосинклинального трога.

Многочисленны данные, свидетельствующие против возможности вулканических излияний по разломам типа сбросов. Вероятно, такие разломы могут быть использованы как пути для излияний только при изменении тектонического режима и перемещении в зоны этих разломов положительных тепловых аномалий и тектонических поднятий, в результате чего сбросы превращаются в трещины растяжения.

Принято считать, что начало вулканической деятельности приурочено к структурным поднятиям в геосинклинальных трогах, к испытывающим пульсационные

вертикальные движения «эмбрионам» островных дуг. При этом образуются подводные щитовые вулканы, преимущественно основного типа, а подводные условия сохраняются длительное время, вследствие пульсационного режима смены поднятий опусканиями. Последние имеют компенсационный характер, а также могут быть обусловлены крупными вулкано-тектоническими обрушениями и формированием кальдер. В кальдерах возникают подводные вулканы более кислого типа, дающие начало вулканизму островных дуг.

Образования структур, проницаемых для вулканизма, сопровождаются повышением интенсивности теплового потока и формированием вулкано-тектонических поднятий, с которыми связаны магмовыводящие каналы в геосинклинальных трогах.

По разломам, испытывающим сжатие, проявление которого выражено в зеркалах скольжения и милонитах, извержений не происходит.

М. В. Муратов (1968 г.) допускает возможность излияний не только по обрамляющим трог разломам, но и в зонах центральных поднятий геосинклинальных трогов, аналогичных вулкано-тектоническим.

Следует отметить, что динамический режим геосинклинальных трогов очень сложен и в ходе развития геосинклинальной области неоднократно перестраивается. На стадиях общего вздыmania разломы, обрамляющие грабен, из непроницаемых для вулканизма становятся зонами расширения и могут служить проводниками теплового потока и вулканизма. При этом вулканы возникают и на фундаменте по периферии рифтовой зоны, на обрамляющих ее горстовых поднятиях.

Примером такой перестройки структур может служить Рейнский грабен, где в настоящее время на сбросовых уступах отмечается аномально высокий тепловой поток.

Орогенная стадия

Этап островных дуг

Строение островных дуг, связанных с подводным орогенезом, выдержано во всех районах Мирового океана. Сводообразное поднятие земной коры образует фундамент островных дуг.

Вначале вдоль гребня вулкано-тектонического поднятия развивается цепь вулканических островов и возникает одинарная вулканическая островная дуга, обычно на океанической земной коре. Однако не всегда ясно, является одинарная вулканическая дуга первичным поднятием на океанической земной коре, или она поднялась над уровнем океана из ранее образованного подводного трога.

На следующем этапе происходит обрушение вдоль гребня поднятия и образуется продольный грабен, служащий исходной позицией для возникновения в нем цепи вулканических островов. Если наряду с этой вулканической цепью над поверхностью океана поднимается борт грабена, образуя с океанической стороны гряду островов, возникает двойная островная дуга. Когда внешняя тектоническая гряда является подводным хребтом, обрамляющим с океанической стороны вулканическую островную гряду, — эта структура рассматривается как псевдодвойная дуга. Двойные и псевдодвойные островные дуги формируются на земной коре переходного типа от океанической к континентальной.

Если оба борта грабена по флангам вулканической островной гряды поднимаются над океаном в виде гряд островов, эта система может называться тройной островной дугой. Соответственно, псевдотройной островной дугой будет называться островная дуга, в которой гряда островов с континентальной стороны архипелага не достигает поверхности океана, а образует подводный хребет.

Названные типы островных дуг образуют последовательный ряд в эволюции подводного орогенеза.

Островные дуги, как правило, выпуклой стороной, обрамленной глубоководным желобом, обращены в сторону океана и окаймляют окраины континента, располагаясь между океаном и внутренними эпиконтинентальными морями.

По отношению к континенту островные дуги могут иметь различное положение:

а) дуги служат границей между континентом и океаном. Внутренняя вулканическая гряда островов расположена с континентальной стороны, а внешняя их гряда обрамлена сейсмическим поясом, в котором глубина очагов землетрясений увеличивается по направлению к континенту;

б) вулканическая гряда расположена с океанической стороны и соответственно перевернуты другие структуры; глубина землетрясений увеличивается по направлению к океану, правда достигает только 600 км (острова Новые Гебриды). Вулканические кордильеры на этих островах расположены ближе к континенту Австралии, глубоководные желоба выражены в виде ступенчатых грабенов, отличающихся сейсмичностью также со стороны континента. Со стороны Тихого океана прогибы неглубоки и скорее сходны с внутренними морями. Встречаются поперечные разломы, смещающие цепи островов и желоба;

в) островные дуги расположены перпендикулярно к континенту и разделяют две океанические глыбы. Полоса неглубоких землетрясений в этом случае проходит со стороны открытого океана и глубины очагов землетрясений погружаются под вулканическую островную гряду.

Неравномерность развития островных дуг обуславливает возможность соединения островных дуг разных стадий развития: например с ранним орогеном Камчатки по простиранию соединяется псевдодвойная Курильская островная дуга, а вкрест простирации одинарная — Алеутская дуга.

Вулканическая кордильера внутренней островной дуги образует цепь островов, постепенно поднимающихся над океаном. Развитие вулканической Кордильеры сопровождается вулкано-тектоническими обрушениями и гравитационными опусканиями в перерывах между вулканическими извержениями. Здесь образуются вулкано-тектонические структуры — грабены (продольные и поперечные), горсты, вулкано-тектонические депрессии и кальдеры.

Автохтонные вулканические формации переслаиваются с осадочными толщами вдоль оси Кордильеры, а аллохтонные вулканоген-но-осадочные отложения заполняют прогибы у подножия вулканической Кордильеры, с увеличением мощности по ее флангам. В зоне вулканической Кордильеры широко распространены несогласия, мощность отложений здесь часто меньше, чем во фланговых прогибах.

Будинаж, серпентинизация, меланж гипербазитов во внешнем • тектоническом поясе островных дуг указывают на их вторичную активизацию в виде разлинованных протрузий в зеленокаменной и осадочной толще внешних островных дуг в начале орогенной стадии.

Вулканы внутренней островной дуги (Курильских, Алеутских и других островов). Кордильера, на которой образованы аккумулятивные вулканические постройки, является вулкано-тектоническим поднятием в вулканическом поясе островных дуг, первоначально представлявшем собой геосинклинальный трог. Вулканы поднимаются в виде цепи островов на фундаменте, сложенном



Рис. 13. Щитовой кальдерный вулкан Креницына (общий вид)

неогеновыми и нижнечетвертичными отложениями, часто выходящими над уровнем океана на берегах островов. Эти вулканогенно-осадочные породы смяты в складки и раздроблены на блоки многочисленными разломами со сбросовыми и сдвиговыми перемещениями по ним.

Острова имеют эшелонированное расположение, объясняемое горизонтальными смещениями по системе разломов, пересекающей островную дугу. Блоки лавового плато, покрывающего фундамент островов, представляют собой части базальтовых излияний, возможно имевших площадной характер (плиоцен-четвертичное время). На ряде островов из этих блоков можно реконструировать большие щитовые базальтовые вулканы диаметром около 100 км с вершинными кальдерами диаметром до 30 км. Эти кальдеры являлись центрами вулканической деятельности в позднем плейстоцене, приведшей к образованию плоских щитовых вулканов также базальтового состава. На вершинах этих вулканов в голоцене вновь образовались кальдеры взрыва (возраст кальдеры Тау-Русыр на о. Креницына — 7040 лет). На рис. 13 и 14 в кальдере взрыва виден конус стратовулкана андезитового состава с побочными куполами. Okolo половины плейстоценовых вулканов были обезглавлены, и в их соммах возникли новые конусы, а по радиальным и кольцевым разломам насыпные конусы или экструзивные купола.

Помимо вулканизма центрального типа, выявленного по структурам построек, расположенных выше уровня океана, в структуре Кордильеры значительную роль играли вулкано-тектонические поднятия, увенчанные вулканическими хребтами, связанными с линейными извержениями.

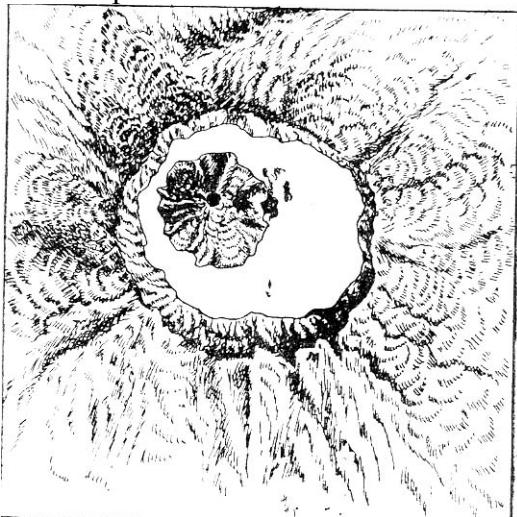


Рис. 14. Вулкан Креницына. Схема (вид сверху)

Вулканы образуются как в районах островных дуг, вблизи глубинных разломов, по которым В. В. Белоусов и Ю. М. Шейнманн предполагают подъем астенолитов, питающих вулканы, так и в орогенических поясах более поздних этапов развития. В первом случае вулканический пояс расположен над очагами землетрясений средних глубин (125—175 км), а во втором — сейсмичность обусловлена очагами глубиной до 100 км.

К зонам четвертичного и современного вулканизма, в которых нет сейсмотектонических структур с очагами землетрясений глубже 450 км, относятся: межконтинентальные геосинклинали и островные дуги Средиземноморья (Италия, Греция), орогены геосинклинального происхождения (Кавказ, Эльбрус); платформенные рифты (Восточная Африка, Рейнский грабен); подводные океанические хребты (Рейкьянес); вулкано-тектонические поднятия срединно-океанических хребтов; орогены срединно-океанических хребтов (Исландия, Шпицберген); поперечные рифтовые структуры, пересекающие континент и океаническую платформу (рифт Камеруна — о. Святой Елены); океанические валы (Гавайские острова); рифтовые

и глыбовые структуры приконтинентальных окраин океанов (острова Галапагос, Канарские и др.).

Если мы рассмотрим глубинную динамику всех зон современного вулканизма, то убедимся, что только одна из десяти зон — это область островных дуг окраин континентов имеет сейсмо-тектонический пояс, к при континентальной части которого приурочены очаги глубокофокусных землетрясений. Здесь связь между среднекомпактными землетрясениями, очаги которых лежат под вулканами, и извержениями столь же не доказана, как и в районах неглубоких землетрясений, где их очаги лежат вне вулканического пояса.

В настоящее время можно говорить лишь о сопряженности в выделении энергии в вулканическом и сейсмическом поясах, рассматривая их как два русла, по которым стремится энергия из глубин Земли на поверхность, но эти потоки не сливаются, хотя и лежат совсем рядом, причем для движения тепловой энергии к земной поверхности характерен ее вертикальный поток, в то время как сейсмическая энергия получает разрядку в поясе сжатия, наклонно уходящем под континент.

Раннеорогенный этап

К ранним орогенам относятся структуры Аляски, Камчатки, Японских островов и целый ряд подобных структур, вплоть до Новой Зеландии. Они уже значительно приподняты над дном океана по сравнению с островными дугами и опередили их по развитию. К ранним орогенам также причленены островные дуги, находящиеся на разных стадиях развития. Это двойные и одинарные дуги с погруженными глубоко на дно океана подводными прогибами — рифтами, которые еще не достаточно изучены, в отличие от рифтовых долин, расположенных на суше и четко прослеживающихся в орогенах (Камчатка, Анды).

В раннеорогенный этап структурного развития в пределах неогенового вулканического пояса происходило неоднократное обрушение сводов и на их месте формировалась вулкано-тектоническая структура типа телескопированного грабена. На Камчатке такое строение имеет Срединный хребет; в северной его части выявляется несколько этапов наложения вулканических поясов в связи с грабенообразованием и вулкано-тектоническими обрушениями.

Пояс вулканизма с течением времени сужается и завершается вулканизмом в четвертичном грабене северной части Срединного хребта.

Несколько этапов такого вулкано-тектонического структурообразования отмечается для Ключевского дала, где последовательно развивалось в четвертичное время несколько генераций грабенов, вулкано-тектонических структур и кальдер.

В южной части Камчатки на грабен-синклинальную депрессию наложен процесс повторного воздымания горст-брахиантектональной структуры Камбального хребта, сопровождающейся крупной кальдерой хребта Кошелева и вулкано-тектонической депрессией Курильского озера.

Обширные щитообразные вулканы, занимающие грабен-синклинальные пояса в раннечетвертичное и позднечетвертичное время, испытали кальдерное обрушение и в кальдерах поднимаются современные действующие стратовулканы, история которых насчитывает не одну катастрофу образования кальдер взрыва, в ряде случаев занятых более молодыми сооружениями, создавшими сомма-вулканы или экструзивные купола. Эти процессы сопровождались извержениями игнимбритовых и пемзовых покровов, охвативших обширные территории восточной и южной частей Камчатки.

Аналогичные структуры встречаются и в других районах развития раннего орогена (Япония, Тайвань, Новая Гвинея, Новая Зеландия, Аляска). Для Новой Зеландии четко прослеживается приуроченность четвертичного вулканического пояса к ранее существовавшему на этой же территории неогеновому вулканическому поясу.

Система грабенов, заполненных в значительной части игним-бритовыми покровами, осложнена вулкано-тектоническими структурами (кольцевыми депрессиями, структурами вулкано-тектонических депрессий оз. Таупо). Грабен в южной части депрессии имеет телескопированное строение, и в нем расположен ряд действующих вулканов. Широко распространенные кислые извержения образуют ряд своеобразных кольцевых структур и эксплозивный грабен Таравера, образовавшийся в 1886 г.

Раннеорогенные вулканические пояса в пределах складчатой области в отличие от островных дуг имеют более сложное строение. Они формируются в условиях сращивания нескольких отрезков островных дуг, образующих вулканические пояса, разделенные глыбовыми поднятиями горных хребтов

На Камчатке четыре таких пояса (рис. 15), в Японии в зависимости от строения островов их несколько. Более четко построен вулканический пояс Новой Зеландии — сложно телескопированный грабен, рассекающий остров. Несмотря на внешнюю сложность строения и расположения вулканических поясов, вулканические процессы в них происходят по одному принципу и вулканические аппараты близки по структуре.

Остановимся более подробно на строении вулканических поясов Камчатки. Структурные депрессии, к которым приурочена четвертичная вулканическая деятельность, имеют наложенный характер и ограничены сложной системой разломов, секущих разновозрастные формации (вплоть до древнечетвертичных базальтовых плато).

Южный Камчатский (Курило-Камчатский) вулканический пояс имеет длину до 150 км, ширину до 60 км. Неправильно изогнутые границы пояса свидетельствуют о вулкано-тектонической природе обрушений по круговым и линейным разломам. В пределах пояса и на склонах его внешнего обрамления расположено несколько действующих вулканов. Морфогенетическая схема последовательности формирования вулканических построек в пределах пояса дает представление о его более сложной вулкано-тектонической структуре.

Большую роль играли щитовые вулканы (сходные с молодой группой щитообразных вулканов островной дуги). Эти вулканы своими плоскими склонами заняли всю северную часть вулканического пояса, диаметр их 30—40 км.

Кальдеры, образованные на их вершинах в результате взрывной деятельности (выбросы игнимбритов и пемз), в сочетании с обрушениями достигают 10—12 км в диаметре. Внутри кальдер в верхнем плейстоцене выросли крупные стратовулканы правильной конусовидной формы (вулкан Опала) и хребтообразные с несколькими кратерами (вулкан Горелый). В кальдерах разместились различные экструзивные постройки — частично в воронках взрыва на склонах (вулкан Опала), иногда в виде изолированных конусов и куполов (вулкан Ходутка). Широко распространены шлаковые конусы с лавовыми потоками, разместившиеся на склонах вулканов или у их подножия.

Некоторые кальдеры не были заняты крупными вулканами (вулкан Толмачева) и в их пределах и на их склонах разбросано множество шлаково-лавовых конусов с лавовыми потоками. Наряду с этим сохранились кальдеры, в пределах которых среди образовавшихся внутренних озер продолжается деятельность

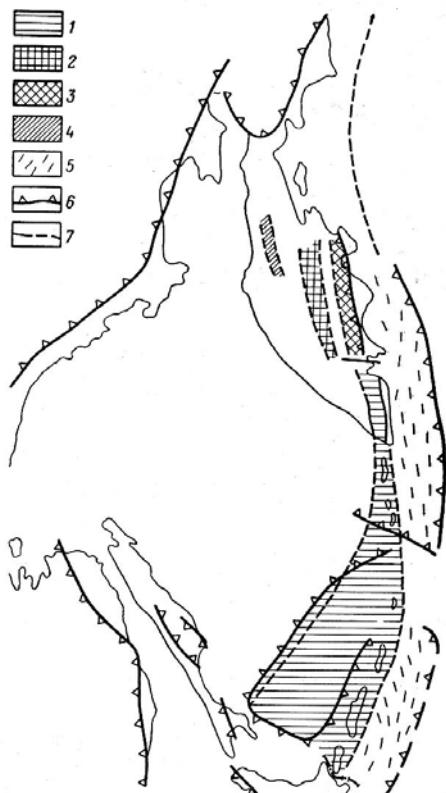


Рис. 15. Вулканические пояса Камчатки и Курильских островов

1- Курило-Камчатский; 2 — Центральный Камчатский, 3 — Восточный Камчатский- 4 — Северный Камчатский; 5 - земная кора малой мощности; 6 - гравитационные ступени- 7-разломы



Рис. 16. Вулкано-тектонический хребет Камбальный на Камчатке

кратеров со шлаковыми конусами (вулкан Ксудач, кальдера Штюбеля).

В ряде случаев стратовулканы были обезглавлены и образовавшиеся соммы целиком заняты молодыми конусами, закрывающими все атрио вулканов (Желтовского, Ильинского).

В южной части вулканического пояса расположена крупная структура — Камбальное вулкано-тектоническое поднятие брахи-антиклинально-горстового типа, увенчанное рядом вулканических построек, из которых южная — Камбальный вулкан — образует хорошо сформированный конус, прислоненный к поднятию (рис. 16). Кроме того, в основание поднятия, сложенного вулканогенно-осад-

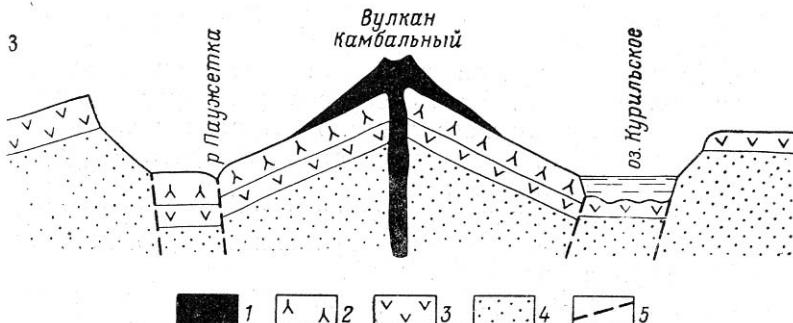


Рис. 17. Вулкано-тектоническое поднятие Камбального хребта

1 — основные лавы и туфы вулканов (верхнечетвертичные); 2 — дациты, андезиты и их туфы (среднечетвертичные); 3 — туфы кислых лав, игнимбриты, базальты, андезиты (древнечетвертичные); 4 — основные лавы и их туфы, туфопесчаники, алевриты (палеоген-неогеновые);
5 — разломы

дочной толщей, интрутировали дацитовые экструзии, образовавшие купола (рис. 17).

К западу в большой кальдере, составляющей часть вулканического пояса, поднимается сложный стратовулкан Кошелевский с несколькими вершинами, боковыми экструзиями и шлаковыми конусами, с лавовыми потоками на склонах.

Общая генетическая последовательность вулканизма в Южном вулканическом поясе следующая: щитовые вулканы ->- кальдеры ->- стратовулканы ->- сомма-вулканы ->- экструзии ->- шлаковые конусы ->- лавовые потоки.

Вулкано-тектонические поднятия и вулкано-тектонические депрессии образуют сопряженные структуры южной части вулканического пояса, примыкающего на юге к Курильской островной дуге. Здесь происходит стык подводного Курильского трога, из которого поднимается вулканическая кордильера с грабен-синклиналью, в которой расположен вулкано-тектонический Камбальный хребет (см. рис. 17). Это позволяет предполагать генетическую связь обеих структур.

У подножия Камбального поднятия возникли вулкано-тектонические депрессии. К их числу относится Курильское озеро, формирование которого произошло в несколько стадий и завершилось мощными взрывами, сопровождавшимися вторжением кислых экструзий Дикий Гребень и Сердце Алаида.

Экструзия Дикий Гребень сопровождалась выбросом пемз, легших на поверхность торфяников, возраст которых 8400 лет. Экструзивные дацитовые купола вязким состоянием оползали по полукольцевым сбросам. Часть сбросов участвует в опускании западного берега Курильского озера. Центральная часть экструзии — гора Неприятная — представляет собой купол, окруженный мощными лавовыми потоками.

Краткое описание типичных вулканов иллюстрируется рисунками, объясняющими строение их вулканических построек (см. также «Атлас вулканов СССР», 1959).

Вулкан Желтовский — конусовидный псевдосомма-вулкан с побочными и вершинными экструзиями андезитов. Очертания сложенной базальтами соммы отчетливо сохранились на склонах вулкана, прорезанных барранкосами.

Вулкан Ксудач — действующий щитовой вулкан, около 20 км в поперечнике; форму определили ранние излияния базальтов, перекрытые лавовыми потоками андезитов и их туфов. Слоны имеют уклон 5—7°. На его вершине образовалась кальдеры диаметром около 7 км. В ее создании наряду с эксплозивными извержениями большую роль сыграли круговые сбросы по разломам, образовавшие уступы по периферии кальдеры. Дно кальдеры заполнено пирокластическим материалом. Во впадинах, возникших в результате секторных опусканий, и в кратере шлакового конуса Штюбеля расположены озера. Фумаролы к югу имеют температуру около 100°. Извержения носят эксплозивный характер. Для окрестностей типичны ареальные излияния шлаковых конусов, расположенных как рядами, так и беспорядочно (рис. 18).

Основанием вулкана Опала является щитовой вулкан диаметром около 30 км. Сложен он базальтами и андезитами с пирокластическим материалом (рис.19). Кальдера вулкана (12x15/еле) сложного происхождения, с уступами, образовавшимися при опускании ее западных сегментов. Конусовидный стратовулкан Опала расположен эксцентрично, у северного края кальдеры, где ее уступы становятся все меньше и затем скрываются под склоном вулкана. В южной половине кальдеры находятся две экструзии, переходящие в лавовые потоки.

Латеральная экструзия представляет собой круглую воронку взрыва, заполненную роговообманковыми андезитами, образующими купол диаметром 1 км.

Вулкан Горелый — вулканический хребет субширотного направления с гнездовыми кратерами — занимает кальдеру почти

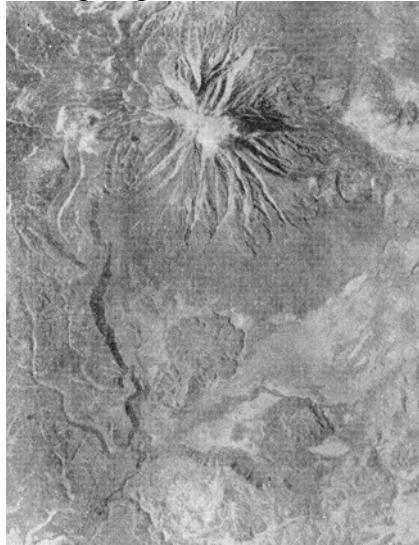


Рис. 18. Вулкан Опала (вид сверху)

прямоугольной формы (10X13 км) на вершине щитового вулкана (30 км в диаметре). На дне кальдеры и на ее склонах много шлаковых конусов с базальтовыми потоками лавы. Лавы 15-километрового потока, спустившегося с южного склона кальдеры, сходны с лавами Толбачика. Вулкан Горелый состоит из ряда конусов, в которых андезитовые потоки и пирокластические породы прорваны экструзивными куполами. Образование куполов сопровождалось пемзовыми и игнимбритовыми потоками.

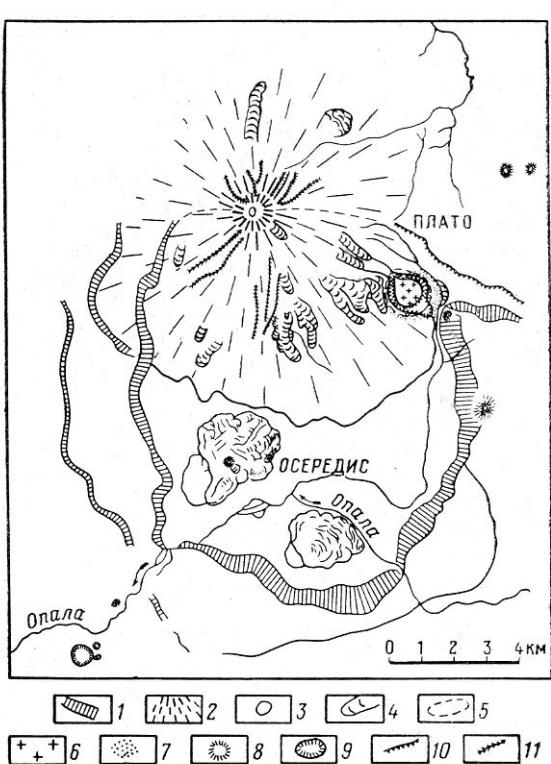


Рис. 19. Строение кальдерного вулкана Опала

1—уступы кальдеры; 2—склоны вулкана; 3—разрушенный кратер; 4—лавовые потоки, 5—эксплозивный кратер; 6—дацитовый купол; 7—пемзы; 8—шлаковые и лавовые конусы; 9—маары; 10—уступы; 11—барранкосы

Щитовой вулкан Толмачев дол—своебразное лавовое нагорье, с центральной неглубокой кальдерой, занятой озером. Вокруг кальдеры разбросано множество шлаковых конусов с лавовыми потоками. В склонах вулкана четко выражены концентрически расположенные по отношению к кальдере уступы. Они образуют несколько рядов, обращенных вертикальной сбросовой ступенью к центру вулкана, и являются зачаточной формой круговых обрушений. Шлаковые конусы местами образуют ряды, параллельные уступам, но не сидят на этих трещинах.

Восточный Камчатский вулканический пояс структурным барьером (Южно-Быстринский хребет и Авачинский грабен) отделен от Южного вулканического пояса, с которым имеет сходное развитие.

По геофизическим данным Авачинский грабен, по которому проходит граница между поясами, сходен с грабеном Фосса Магна Японии и структурно продолжается в Тихом океане, хотя в рельфе дна не выражен и вулканов, аналогичных Бонинским, здесь, видимо, нет.

Общие черты структуры вулканического пояса следующие:

а) в раме пояса во внешней тектонической зоне выходят зелено-каменные и метаморфические толщи донеогенового возраста;

б) расположенные вдоль пояса ряды вулканов северо-восточного направления пересекаются в южной части с поперечными юго-восточными рядами вулканов; в) многочисленны телескопированные кальдеры (двойные, тройные кальдеры и соммы), связанные с этапами затишья вулканической деятельности, прерываемыми вспышками извержений.

Излияния базальтов, образующие плато, сменяются формированием крупных щитообразных вулканов с последующим кальде-рообразованием. Вулкано-тектонические депрессии и кальдеры типа Кракатау формируются одновременно с кольцевыми структурами вулкано-тектонических поднятий и обширными игнимбрито-выми извержениями. Стратовулканы в кальдерах сложены различными по составу породами — от базальтов до дацитов.

В отличие от Южного Камчатского пояса, где в голоцене были широко развиты ареальные базальтовые излияния, сопровождавшиеся образованием шлаковых конусов, здесь в это время формировались вулканические конусы и экструзии со сложным сочетанием во времени и пространстве типов кислого и основного вулканизма.

Генетическая последовательность вулканизма Восточного пояса такая же, как и в Южном поясе. Здесь особенно велика роль телескопированных кальдер, расположенных на пересечениях вулканических рядов. Не менее важную роль играют вулкано-тектонические поднятия. Характерно расположение вулканов рядами северо-восточного и северо-западного направлений.

Крупнейшие действующие вулканы Восточного пояса образуют два ряда северо-западного направления: Авачинско-Корякский и Жупановско-Дзензурский.

Авачинский вулкан — полигенный сомма-вулкан с секторными грабенами, горстами и серией побочных экструзий. Несмотря на наличие кальдеры взрыва, отличается положительной аномалией силы тяжести.

Вулканы центральной части Восточного Камчатского вулканического пояса Малый Семячик, Карымекий и сопровождающие их вулканы и экструзии относятся к андезито-дацитовым аппаратам, деятельность которых была сопряжена с неоднократным образованием кальдер и кратеров взрыва, дугообразных останцов и вулканов, оборванных разломами кальдер. При этом происходили выбросы больших масс пемз и пепловых туфов, частично отложившихся в виде игнимбритов.

Вулкан Малый Семячик расположен в большой кальдере и состоит из трех конусов, образующих вулканический массив. На юго-западном конусе в колодцеобразном кратере имеется кратерное озеро.

Карымекий вулкан поднимается из круглой кальдеры диаметром 5 км, северный ее край срезает часть более древнего вулкана. К югу лежит двойная телескопированная кальдера, в которой расположено Карымское озеро.

Вся территория, занятая вулканами Восточного пояса, разбита сложной системой разломов, по которым отдельные блоки приподняты и опущены в связи с вулкано-тектоническими процессами. Предполагается, что вся группа вулканов расположена в пределах крупной кольцевой структуры диаметром в несколько десятков километров, сопровождавшейся (по Б. Иванову) образованием субвулканических даек более основных пород.

Центральный вулканический пояс Камчатки расположен в Центральной Камчатской депрессии западнее Восточного Камчатского вулканического пояса. Он отличается более щелочным составом лав и количественным преобладанием в излияниях базальтов.

При образовании грабена Центральной Камчатской депрессии, расширяющейся к северу до 100 км, в четвертичное время произошли дифференцированные движения, разорвавшие одновозрастные лавовые плато, ныне выходящие по периферии Ключевского дола на восточном склоне Срединного хребта и на западных склонах Восточного Камчатского хребта. Можно полагать, что в некоторых частях района до образования грабена существовали единые лавовые покровы афировых базальтов, площадные излияния которых сопровождали поднятие свода и рифтообразование.

В рифтовой зоне излияния локализовались в северной расширенной части грабен-синклинальной депрессии и на оперяющих ее трещинах. Крупнейшей структурой является Ключевской дол -вулканическое нагорье, в основании которого лежит громадный щитовой вулкан, сложенный мегаплагиофировыми базальтами. Центральное свodoобразное поднятие Ключевского дола, увенчанное вулканами, окаймлено периферическими компенсационными впадинами, заполненными вулканогенно-осадочными отложениями. Новейшую вулкано-тектоническую структуру Ключевского дола иллюстрирует рис. 20.

Образование вулканов центрального типа на поднятии Ключевского дола сопровождалось формированием в его пределах вулкано-тектонических депрессий, кальдер обрушения (на ранних этапах) и взрыва (на поздних этапах), а также излияниями аре-ального типа. Более ранние излияния образовали щитовые вулканы, более поздние — конусовидные вулканы и экструзии. Излияния центрального типа чередовались с трещинными, связанными с наложенными грабенами, образующимися на склонах поднятия Ключевского дола. На лавовом щите поднятия наиболее молодыми являются преимущественно конусовидные вулканы, разнообразные по составу лав и сложные по строению.

Наряду с базальтовыми, андезитовыми и дацитовыми вулканами и экструзиями распространены ареальные базальтовые излияния из шлаковых конусов, особенно многочисленные в вулкано-тектонической депрессии к югу от вулкана Толбачик.

Различаются несколько типов крупных действующих страто-вулканов, образование которых происходило в конце четвертичного времени.

Вулкан *Ключевской* (4850 м)—конусовидный стратовулкан преимущественно базальтового состава, сложенный лавами и пирокластическим материалом; чашеобразный вершинный кратер его диаметром 600 м является ареной фумарольной деятельности и периодических терминалных извержений лавовых и агломератовых потоков. Побочные (латеральные) извержения с излияниями базальтовых лавовых потоков происходили по радиальным трещинам, на которых образованы шлаковые конусы.

Вулкан *Толбачик* — двойной вулкан: конусовидный Острый Толбачик и кальдерный Плоский Толбачик. Для Острого Толбачика характерны радиальные базальтовые дайки, образующие гребни среди барранкосов. Плоский Толбачик — действующий

Вулкан *Камень* — стратовулкан конусовидной формы. В результате фреатического извержения бандайсанского типа восточный его склон разрушен и обнажена слоистая структура вулкана, прорванная экструзивными куполами, сопровождавшими

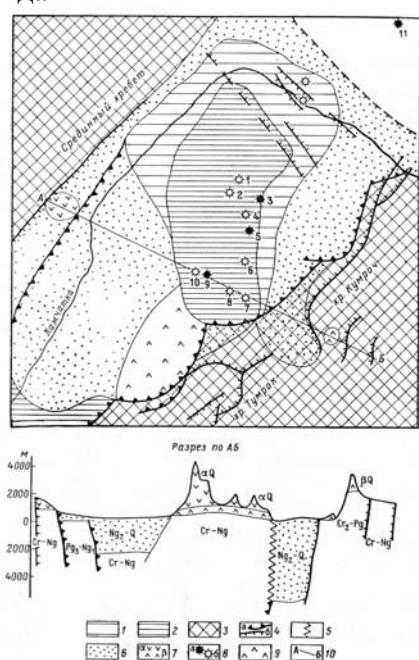


Рис. 20. Схема вулкано-тектонического строения Ключевской группы вулканов.
По В. Ермакову (1969)

1 — вулкано-тектоническое поднятие древнечетвертичное; 2 — то же, позднечетвертичное; 3 — Восточный Камчатский хребет; 4 — ступенчатые сбросы западного обрамления Центральной Камчатской депрессии, захороненные древнечетвертичные (а) и выраженные в рельефе (б); 5 — молодые прогибы; 6 — зоны

ареального вулканизма 7 — продукты четвертичных извержений центрального типа: андезиты (а) и базальты (б); 8 — четвертичные вулканы действующие (а) и потухшие (б); 9 — базальтовые покровы ареальных излияний; 10 — линия разреза

Вулканы (цифры на схеме): 1 — Близкий Плоский, 2 — Дальний Плоский, 3 — Ключевской. 4 — Камень, 5 — Безымянный, 6 — Зимина, 7 — Малая Удина, 8 — Большая Удина, 9 — Плоский Толбачик, 10 — Острый Толбачик; 11 — Шевелуч

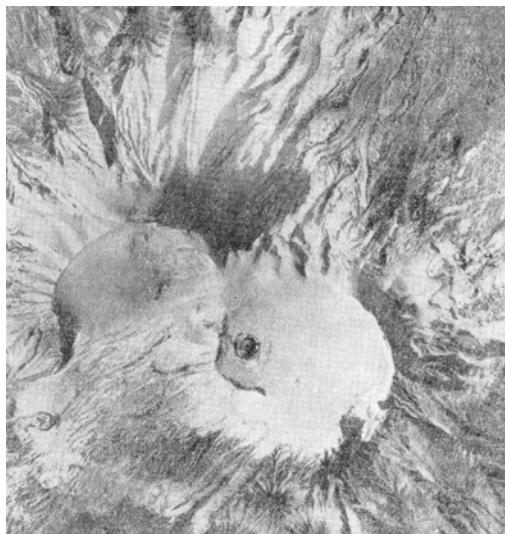


Рис. 21. Кратер вулкана Толбачик

образование вулкано-тектонического горста и грабена по кольцевым разломам. Радиальные трещины растяжения заполнены дайками.

Секторные грабены выявлены в структуре экструзивно-эффузивного вулкана *Горный Зуб*.

Главное отличие Ключевского вулкано-тектонического поднятия от Восточного вулканического пояса заключается в продолжительности базальтовых излияний, формировании крупных кальдер обрушения и вулканов, близких по характеру деятельности к гавайскому типу — ныне действующему вулкану Толбачик и потухшим

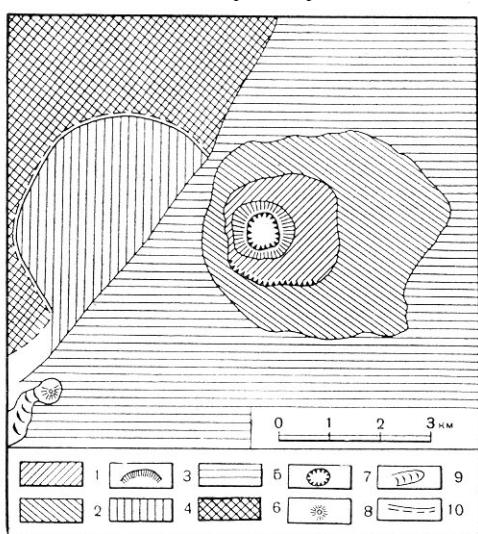


Рис. 22. Схема строения вулкана Толбачик

1 — большой кратер; 2 — вершинная кальдера; 3 — склоны действующего кратера; 4 — эксплозивно-эрэзационная кальдера; 5 — склоны Плоского Толбачика; 6 — склоны Острого Толбачика; 7 — действующий кратер; 8 — побочный кратер; 9 — лавовый поток; 10 — гребень эксплозивно-эрэзионной кальдеры

вулканам Плоскому и Кинчоклокскому. В остальном деятельность вулканов вулканического пояса Центральной Камчатской депрессии, включая самый северный действующий вулкан Камчатки — кальдерный вулкан Шевелуч, имеет общее направление развития, свойственное раннеорогенным этапам вулканизма. Оно выражается в увеличении кислотности лав и формировании в послекальдерной стадии вулканизма внутрикратерных, внутрикальдерных и побочных куполов в сочетании с извержениями катмайского и пелейского типов.

Вулкан *Шевелуч* является сложным сооружением полигенного типа. Щитообразный древний Шевелуч сложен пирокластическим материалом, перекрытым покровами андезитов большой мощности. Последующие извержения катмайского типа обрушили южную половину постройки и в результате образовались секторные сбросы, горсты и грабены. Открытая на юг кальдера была заполнена толщами рыхлых пепловых и пемзовых туфов, в виде раскаленных потоков, устремлявшихся со склонов. В кальдере вырос слоистый конус небольшого вулкана Новый Шевелуч, сложенный пироксеновыми андезитами и туфами.

Дальнейшая деятельность вулкана выражалась в периодических эксплозивных извержениях и экструзиях куполов роговообманковых андезитов. Мощное извержение 1964 г. разрушило группу старых куполов, образовав обширный эксплозивный кратер в северной части кальдеры. Подножие ее засыпали отложения агломератовых потоков и раскаленных пеплово-газовых лавин.

Северный вулканический пояс Камчатки (зона Срединного хребта). Эволюция вулканизма в этой зоне отличается увеличением объемов базальтовых излияний и увеличением щелочности лав, что характерно для приплатформенных частей орогенных поясов.

Следует отметить, что временами характер позднечетвертичного вулканизма здесь мало отличался от вулканизма Восточного вулканического пояса, где преобладали андезитовые извержения центральных вулканов катмайского типа. В голоцене произошли ареальные базальтовые излияния, типичные для близплатформенного пояса орогенного типа. Четвертичные вулканы действовали вплоть до современности и были приурочены к грабенам, вулкано-тектоническим депрессиям и кальдерам, часто имеющим телескопированное строение.

В течение неоген-четвертичного времени в результате развития вулканизма с телескопированным сужением размеров пояса и уменьшением объема вулканических продуктов сформировался вулканический пояс длиной около 500 км и шириной до 100 км. Вулканизм приурочен в нем главным образом к грабену, наложенному на фундамент из неоген-раннечетвертичных вулканических толщ (выходы фундамента на уровне 900—1000 м). Заложение грабена произошло в начале четвертичного времени, а четкие границы он приобрел в среднечетвертичное время.

Наряду с этим четвертичный вулканизм охватывал более широкую территорию, входившую в пределы позднеплиоценового — раннечетвертичного вулканического пояса (ограниченного рамой из горстовых поднятий Тигильского района на западе и горстовыми хребтами Восточной Камчатки). Последовательность развития телескопированных грабен-синклинальных депрессий иллюстрирует рис. 23.

Грабен образовался вдоль оси вулканического хребта в плио-цен-древнечетвертичных породах. Толщи, выполняющие его, имеют периклинальное падение к западу и востоку по обе стороны гра-

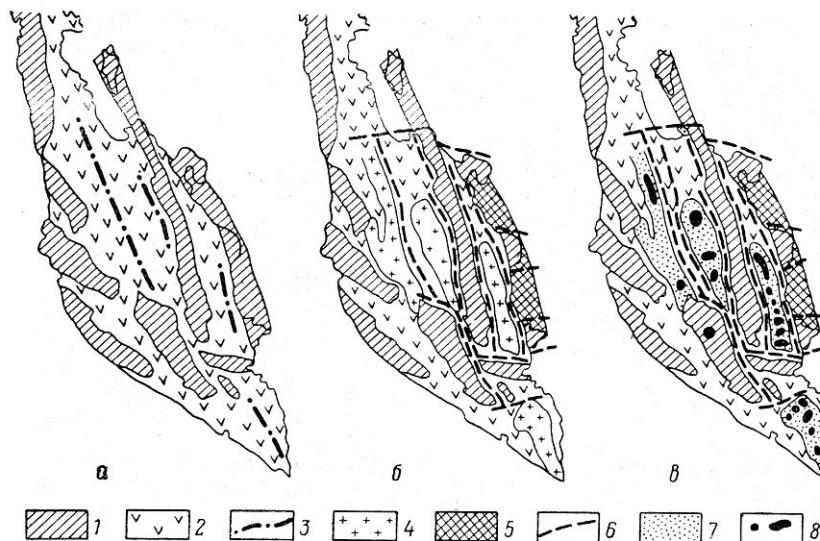


Рис. 23. Этапы развития вулканических поясов Камчатки в течение четвертичного времени:
а — раннеплейстоценовый, б — среднечетвертичный; в — современный

а — горст-антиклинальные хребты; 2 — вулканические пояса раннего плейстоцена;
3 — оси вулкано-тектонических поднятий; 4 — пояса обрушения раннечетвертичные; 5 — опущенные глыбы сейсмо-тектонического пояса; 6 — разломы; 7 — четвертичные и современные вулканические пояса; 8 — вулкано-тектонические поднятия с кальдерами позднечетвертичных вулканов

бена. Хотя общий ход вулканизма четвертичного времени и сходен с вулканизмом Восточного пояса, последовательность вулканических излияний более сложная.

В конце неогена и в начале четвертичного времени образовались крупные щитообразные вулканы, сложенные анальцимовыми базальтами, с повышенной щелочностью, характеризующие «тыловое» положение пояса. Преобладающая роль эфузивного базальтового вулканизма, не сопровождавшегося взрывами, определила своеобразный облик четвертичных вулканов. Раннечетвертичные излияния создали щитовые вулканы диаметром от 20 до 45 км, иногда с кальдерами на вершинах. Сложены они многочисленными андезитовыми и андезито-базальтовыми потоками, мощность которых в конце излияний достигала 30 м.

Среди них встречаются щитообразные базальтовые кальдерные вулканы с внутренними куполами и экструзиями кислого типа

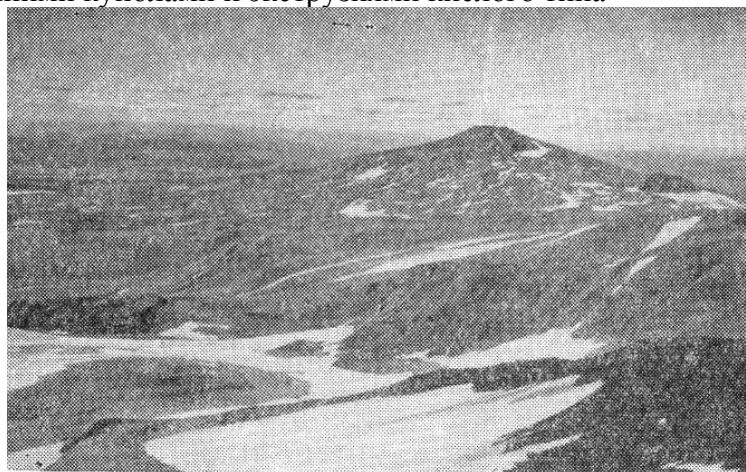


Рис. 24. Базальтовый щитовой вулкан Междусопочный на западном склоне Срединного хребта. Камчатка

(Q₁—Q₂); крупные стратовулканы — например, вулкан Ичинский в вулканотектонической депрессии 30×40 км, возникший при дифференциальном перемещении блоков фундамента, с длившейся на протяжении четвертичного времени вулканической деятельностью центрального типа. Эти полициклические вулканы с хорошо дифференцированными лавами (от базальтов до риолито-дацитов), с катмайскими взрывами во время излияния кислых лав отличались в течение значительной части четвертичного времени эволюцией вулканических аппаратов от щитового вулкана к кальдере обрушения и далее после образования центрального вулкана к кальдере взрыва и экструзиям в ней (Q₃—Q₄).

Позднечетвертичному голоценовому вулканизму вне участков с полициклическим вулканизмом свойственно широкое распространение небольших щитообразных вулканов правильной формы, близких к исландскому типу, но без вала вокруг кратера. В большинстве своем они имеют диаметр 8—10 км, но отдельные вершины достигают и 15—20 км в диаметре (рис. 24). Эти вулканы сформировались в результате многократных излияний подвижной базальтовой лавы типа пахоэхоз с волнистой поверхностью и мелкоглыбовой отдельностью, образовавшей потоки мощностью до 10 м. Эти многочисленные щитообразные вулканы локализованы главным образом в молодом грабене северной части Срединного хребта.



Рис. 25. Вулкан Хангар. Общий вид

Одновременно с образованием щитообразных вулканов на западном склоне Срединного хребта произошли ареальные лавовые излияния, объем которых в голоценовое время не уступал объему излияний раннечетвертичного времени. Эти излияния, близкие к типу миоценовых базальтовых излияний к востоку от Каскадного хребта Северной Америки (базальтовые плато Колумбии), и являются особенно яркой чертой рассматриваемого пояса, обусловленной его тыловым положением. Ареальные излияния создали лавовые равнины вдоль западного склона Срединного хребта, покрытые шлаковыми конусами, которые можно рассматривать как центры трещинно-ареальных излияний базальтовых лав недифференцированного типа.

Ареальные излияния голоценового возраста охватили большие площади и частично проникли в пределы блоков с длительным развитием излияний центрального типа. Распространены моногенные шлаковые и лавовые конусы и их узкие базальтовые потоки длиной от 1 до 10 км, а иногда и до 20 км, как, например, в верховьях р. Озерной.

Вследствие неоднородности строения и структурного развития Северного вулканического пояса Камчатки в нем невозможно выделить в целом последовательного ряда развития вулканических аппаратов, сменяющих друг друга, как это представляется возможным в вулканических поясах со структурной преемственностью в развитии вулканов от более древних к более молодым или на отдельных блоках в пределах гетерогенных поясов.

Вулканический пояс Срединного хребта Камчатки включает несколько сложных кальдерных вулканов центрального типа, образованных в вулкано-тектонических депрессиях.

Вулкан Хангар поднимается из вулкано-тектонической депрессии в древнейших кристаллических породах, слагающих ядро антиклиниория Срединного хребта Камчатки (рис. 25). Это сложное вулканическое сооружение образовалось в несколько стадий (рис. 26). В первую стадию в вулкано-тектонической депрессии сформировался щитовой вулкан из андезито-базальтов, диаметр б км; во вторую образовалась кальдера щитового вулкана, в которой в третью стадию вырос сложный эксплозивно-экструзивный купол из дацитовых брекчий и экструзивных дацитов; в четвертую стадию мощные эксплозии образовали на вершине вулкана кратер-кальдеру диаметром более 1 км и окрестности покрылись мощной толщей пемзовых туфов. Абсолютный возраст кальдеры около 6,5 тыс. лет. Пятая и шестая стадии характеризуют после-вулканический период, когда в кальдере образовался ледник, оставивший после конца оледенения ледниковое озеро.

Ичинский вулкан — сложный полигенный вулкан, расположенный в вулкано-тектонической депрессии неправильной формы, образованной на сводообразном поднятии, сложенном толщей андезито-базальтов и их туфов. Эта структура по строению (рис. 27) аналогична щитовому вулкану, служащему основанием вулкана Хангар (рис. 28).

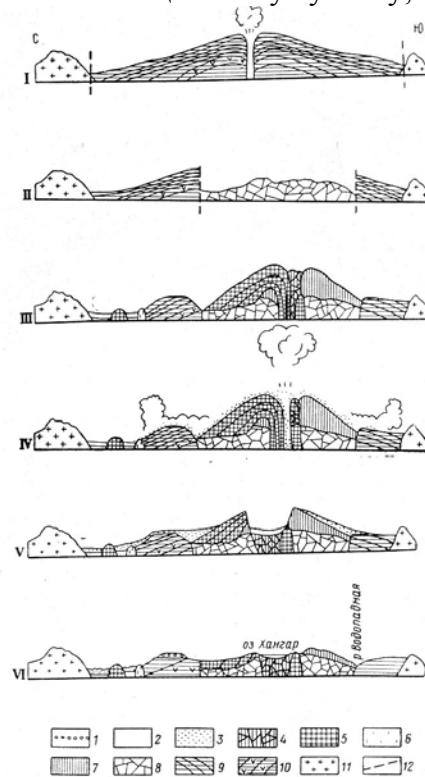


Рис. 26. Важнейшие этапы развития кальдерного вулкана Хангар (схема). По Т. Ю. Марениной

I — древний полигенный вулкан в кальдере опускания; II — развалины древнего вулкана после эксплозивной деятельности и обрушения вершины; III — экструзивная стадия деятельности Хангара: массивные дациты перекрывают брекчии на северном склоне вулкана; IV — шишианская деятельность вулкана — раскаленные пемзовые лавины скатываются по склонам Хангара, мощные взрывы уничтожают вершину вулкана; V — пемзовые толщи покрывают склоны и окрестности обезглавленного конуса потухшего вулкана; VI — в расширенной оледенением и эрозией эксплозивной кальдере Хангара образовалось озеро, подпруженнное с севера моренным валом.

1 — моренные отложения; 2 — ледник; 3 — пирокластические пемзовые отложения; 4 — продукты разрушения дацитовых брекчий; 5 — экструзивные дациты Хангара и куполов; 6 — граниты; 7 — дацитовые брекчии; 8 — продукты разрушения древнего вулкана; 9 — андезиты; 10 — базальты; 11 — древние кристаллические породы; 12 — сбросы при кальде-рообразовании (вертикальный и горизонтальный масштабы равны)



Рис. 27. Вулкан Ичинский. Общий вид

Куполовидный Ичинский вулкан (3621 м) сложен из андезито-дацитовых экструзий, рыхлых отложений и латеральных (боковых) излияний.

Экструзивные дацитовые купола, переходящие в лавовые потоки, прорывают глыбы лавового фундамента, приподнятые с северной стороны подножия вулкана. В результате над древним плато поднимаются до высоты более 3 км два вулкано-тектонических горста. Западнее возвышается аналогичный горст, склоны которого переходят в лавовые плато западного подножия Срединного хребта (рис. 29). Вершинный купол вулкана образован дацитовыми экструзиями, сопровождавшимися мощными агломератовыми потоками дацитов и выбросами пемз. Куполы и дайки мощностью до 10 м сложены дацитами. По периферии вулкана у его подножия на дне вулкано-тектонической депрессии образовалось множество очень молодых шлаковых конусов с андезитовыми и базальтовыми потоками.

Последовательная эволюция структурных форм от щитовых вулканов к конусовидным и экструзиям сменилась кальдерообра-

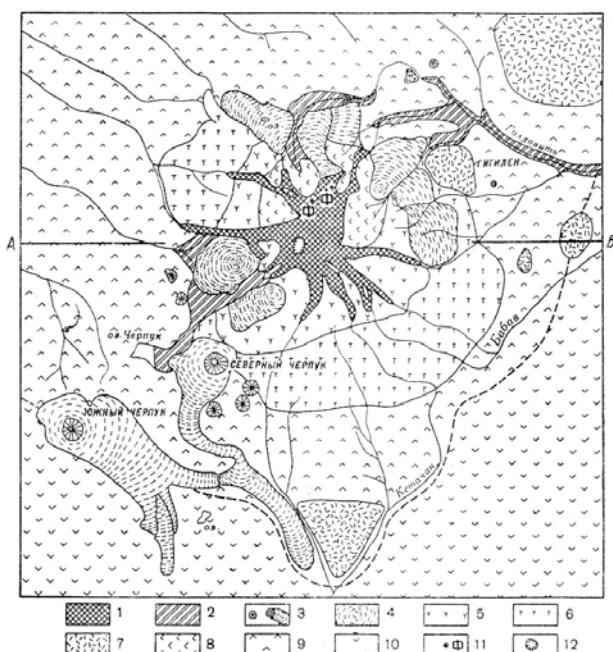


Рис. 28. Схема строения Ичинского вулкана. План

1 — главный конус — центр оледенения; 2 — отложения рек; 3 — молодые шлаковые конусы и потоки; 4 — андезито-дацитовые экструзии; 5 — дацитовые туфы и лавы; 6 — андезито-дацитовые туфы и лавы; 7 — липарито-дацитовые экструзии; 8 — вулкано-тектонические горсты; 9 — андезито-базальты дна кальдеры; 10 — базальты вулкано-тектонической депрессии; 11 — фумаролы; 12 — вершинный кратер. А—В — линия разреза, см. рис. 29

зованием: от кальдер обрушения к кальдерам взрыва. История сооружений, подобных Ичинскому вулкану, затягивается вплоть до голоцен, независимо от хода вулканической деятельности в соседних районах пояса, где встречаются также своеобразные

Рис. 29. Ичинский вулкан. Разрез

1 — складчатые породы фундамента; 2 — базальтовые плато и вулкано-тектонические горсты; 3 — андезито-дацитовые экструзии склонов; 4 — жерло вулкана; 5 — лавы и туфы стратовулкана

столовые вершины (Риттман, 1964) — результат излияний трещинных лавовых потоков мощностью до 30 м, образующих лавовые равнины на площади блоков размером от 10 до 60 км².

Структуры вулканических поясов Японии. В структуре Японских островов уже давно различаются внешняя и внутренняя зоны (Nauman, 1885; Harada, 1888). Внешняя зона соответствует внешней островной тектонической гряде Курильских островов. Она служит с тихоокеанской стороны рамой вулканического пояса и представляет собой поднятие, сложенное донеогеновыми складчатыми толщами, на которых трансгрессивно лежат почти несмятые слои неогена. Внутренняя зона — современные вулканические пояса — в неогене являлась областью прерывистого тектонического погружения, в морском бассейне которого периодически возникали вулканические Кордильеры.

Образование четвертичного вулканического пояса является заключительным этапом, закрывшим большинство морских бассейнов внутренней зоны. Структуры вулканического пояса раннего орогена Японии формировались в более сложных условиях, чем островные дуги.

В обеих зонах (см. рис. 2) образование линейных структур сопровождалось интенсивной сейсмичностью с близповерхностными (до 100 км) очагами землетрясений во внешней зоне. Сопутствующие этим линейным структурам гравитационные аномалии разделяют вулканический и сейсмический пояса. Грабен Фосса Магна соответственно является частью вулканического пояса, в который входит крупнейший вулкан Японии Фудзи. Здесь также различаются погруженный блок земной коры — депрессия Конто, и поднятый блок, сложенный мезозойскими складчатыми формациями и соответствующий внешней зоне рамы вулканического пояса. В тыловой части поднятого блока расположены молодые вулканические сооружения, цепь которых примыкает в Тихом океане к островным вулканам Идзу-Бонинской дуги.

Идзу-Бонинская дуга представляет собой цепь небольших островных вулканов, извергающих кислые лавы и пирокластический материал (пемзы) и расположенных на цоколе из подводных базальтовых кальдер диаметром до 10 км. Структура фундамента этих кальдер недостаточно ясна. Можно предположить, что в данном районе дно океана должен рассекать грабен, продолжающийся на поверхности о. Хонсю.

Вулканические пояса Японии состоят из рядов молодых и современных вулканов и лавовых плато, ограниченных поднятыми блоками складчатых хребтов. Вулканические пояса отличаются линейным, в виде кулис, размещением вулканов и их групп. Куликообразные ряды расположены под острым углом к общей протяженности пояса, что более четко видно в структуре островных дуг. Параллельные ряды вулканических поясов, сдвинутых по отношению друг к другу по простиранию, характерны для раннеорогенного этапа, что обусловлено сращиванием в орогенном меганткли-нории нескольких

островных дуг. С восточной стороны в каждую из них входит тектоническая дуга, являющаяся внешней рамой вулканического пояса.

В структуре складчатого пояса внешней дуги участвуют геосинклинальные формации разных возрастов. Для Тихоокеанского пояса типичны зеленокаменные породы верхнего мела—палеогена. При этом характерна гипербазитовая тектоническая формация, образующая цепочку вытянутых вдоль разломов протрузий.

В тыловых поясах развиты более молодые складчатые вулканические формации рамы вулканического пояса — неогеновые формации зеленых туфов Японии. С ними сходны блоки неогеновых и неоген-четвертичных слабо складчатых толщ Камчатки. При этом характерны различные взаимно пересекающиеся направления вулканических рядов, определяющиеся расположением групп вулканов в связи с разно ориентированными блоками (зона Фудзи, зона Текай и др.).

Понижение геоморфологического уровня вулканизма обусловлено образованием грабенов и стимулирует интенсивный вулканизм в связи с наибольшей дифференциацией тектонического рельефа и пересечением структур в вулканическом поясе. Это наблюдается в районах стыков островных дуг с раннеорогенными структурами и в местах вертикальных перегибов внутри орогенных структур, если структурные движения сопровождаются здесь значительными прогибами океанической земной коры и поперечными нарушениями. Примером являются Южные Курилы—Хоккайдо, стык островов Хонсю и Хоккайдо и другие подобные структуры.

К внутренней зоне, в которой сохранились водные бассейны, относится грабен внутреннего Японского моря, где поднятые глыбы сложены лавовыми плато базальтов, образованных на границе четвертичного периода. К грабену и вулкано-тектоническим депрессиям вулканического пояса о. Кюсю приурочены молодые, недавно действовавшие вулканы. Следовательно, раннеорогенная вулканическая деятельность Японии связана с грабен-синклинальными и вулкано-тектоническими структурами более или менее изометрического типа, в которых фундаменты вулканов находятся в депрессиях, опущенных на 900—1000 м и окаймленных хребтами и вулканическими плато. Таким образом, продукты молодых четвертичных излияний заполняют грабены после их образования.

На Японских островах выделяются несколько вулканических поясов.

Пояс северной части о. Хонсю разделен на две части поперечным поясом Великого грабена. В его пределах две зоны: внешняя — Насу с более активными вулканами, и внутренняя — Текай, расположенная вдоль берега Японского моря. В зоне Насу вулканы сливаются подножиями, образуя вулканический хребет. Вулканические породы представлены серией от пироксеновых базальтов до пироксеновых андезито-дацитов, бедных щелочами. Во внутренней вулканической зоне такие вулканы образуют изолированные конусы, сложенные лавами щелочного типа (базальто-ан-дезито-риолиты).

Пояс Фудзи — структура, поперечная по отношению к предыдущей, характеризующая стык грабена Фосса Магна с подводным трогом примыкающей к Хонсю вулканической гряды островов Идзу—Ситито. Грязь также разделена на две зоны: внешнюю — Идзу (от впадины Хаконе через острова Идзу и Ситито) и внутреннюю — Фудзи (от впадины Яцугатаke к островам Ниидзима в Тихом океане). В тылу зоны Фудзи через Центральный Хонсю под углом проходит зона Нарикура, а в юго-западной части острова — зона Дайсен, где вулканы потухли (аналогично со Срединным хребтом Камчатки).

К зоне Хоккайдо, промежуточной между о. Хонсю и Курильскими островами, причленяется двойная Курильская островная дуга и северная часть ее трога переходит в надводный рифт Южной Камчатки. Для рассматриваемого пояса характерны молодые кальдеры, формировавшиеся в течение последних нескольких десятков тысяч лет в результате извержений катмайского типа (кальдеры Куттяро и Ассо самые крупные в Японии), Аира, Кикай, Хаконе (молодая), Дайсэцу, Сикоцу и др.

Пояс острова Кюсю, прослеживающийся от Беппу до Кудзю, является грабеном неогенового возраста. Зона Рюкю — активная вулканическая зона Южной Японии на о. Кюсю переходит в цепь островов Нансей. Она также разделяется на внешнюю и внутреннюю. Это разделение для всех вулканических поясов основано на отличиях в химизме лав. Во внутренней зоне развиты более щелочные породы, во внешней известково-щелочные.

Крупные извержения пирокластического материала тяготеют к внешней зоне вулканических поясов. Они сопровождаются кальдерными обрушениями, которые иногда имеют черты, отличные от кальдер типа Krakatau, являясь неправильными по форме вулкано-тектоническими депрессиями (кальдера Ата в южной части о. Кюсю, образованная 24 500 лет назад).

Сложное строение вулканических поясов, их пересечения и стыки структур, находящихся на разных этапах развития, характеризуют Японские вулканические пояса как систему, сформировавшуюся из нескольких островных дуг, частично сросшихся в ранний ороген главных Японских островов. К раннеорогенным структурам относятся также остров Новая Гвинея и часть Индонезийского архипелага, вулканический пояс которого отличался формированием крупных структур (рифтов, вулкано-тектонических депрессий и кальдер), понижавших геоморфологический уровень вулканизма.

На Суматре в связи с рифтообразной депрессией Семенгко расположены действующие четвертичные вулканы, образующие ряды, параллельные разломам тектонического обрушения грабена и направленные к ним под углом. На северо-западе Индонезийский главный вулканический пояс сопряжен с ранним орогеном п-ова Малакка.

На острове Ява в ядре антиклиниория среди мощного покрова молодых лав вскрыты меловые и палеогеновые отложения мощностью до 3 км. Вдоль оси антиклиниория в зоне грабенов расположена цепь действующих андезитовых вулканов. Характерно смещение прогибов и складчатости от оси антиклиниория в сторону окаймляющих его глубоких впадин.

В неогене образовались окаймляющие меловое—палеогеновое поднятие глубокие узкие прогибы, заполненные вулканогенно-оса-дочной терригенной формацией мощностью не менее 4 км. В оро-генную стадию эти толщи подверглись складчатости и в них внедрились в конце миоцена гранитные интрузии, сопровождавшие поднятия Кордильеры островных дуг, характеризующей позднюю стадию геосинклинального вулканизма или ранний этап орогенеза.

Таким образом, поднятие вулканической Кордильеры соответствует завершению подводного базальтового вулканизма и началу орогенеза с вулканизмом андезитового типа и гранитоидным магматизмом.

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ занимает обширную впадину—грабен Северного острова, являющуюся структурным продолжением подводного трога, из которого севернее поднимаются подводные Кордильеры, увенчанные вулканическими островами Тонга—Кермадек (рис. 30). Грабен, пересекающий в северо-восточном направлении остров на протяжении 270 км, имеет ширину более 60 км и отличается телескопированным строением. Древний широкий грабен образовался в нижнем плейстоцене на неогеновом сводовом поднятии, которое испытало вулкано-тектоническое обрушение. Оно сопровождалось в центре острова крупными извержениями и выбросами игнимбритов, связанными с кольцевыми структурами. В дальнейшем вулканическая деятельность продолжалась на дне образовавшихся вулкано-тектонических депрессий, сопровождаясь дифференцированными движениями.

В результате возникла серия новых более узких грабенов, вложенных друг в друга и осложненных горстами, которые явились контрастными структурами, поднимающимися на фоне погружений, расположенных по краям прогиба.

Грабенообразная вертикальная трещина, обрамленная наклоненными в сторону от нее горстами, была названа Р. Дели игни-септой. При растяжении земной коры горсты раскалываются под давлением поднимающейся к земной поверхности магмы. На них

образуются вулкано-тектонические трещины растяжения, по которым в свою очередь происходят дифференцированные движения, сопровождающиеся вулканизмом и обрушениями при истощении

Рис. 30. Вулканический пояс Новой Зеландии (по Г. Гриндли)

1— разломы; 2 — вулканический пояс (грабен Таупо-Таравера и кольцевые структуры); 3 —вулканический пояс (вулканы действующие); 4 — андезитовые стратовулканы; 5 — риолитовые купола: 6 — голоценовые пемзовые отложения; 7 — центры пепловых извержений

вулканических очагов. Так образуются вулканические горсты, осложненные кольцевыми структурами.

Вулканическая деятельность проявляется на территории вулканического пояса между вулканами Раупеху (в центре острова) и Белым островом в заливе Пленти на севере. В вулкано-тектонической депрессии (оз. Таупо) ширина активной вулканической и гидротермальной зоны более 20 км. В этой зоне происходят современные движения земной коры и часты землетрясения с глубиной очагов промежуточного типа (120—200 км).

В центральной части района (между действующими андезито-выми вулканами) преобладают риолитовые купола, пемзовые отложения, игнимбриты, расположенные в границах структурных депрессий Таупо-Роторуа, Таравера и Вакатане, ограниченных активными сбросами, по которым предполагаются также и сдвиги.

В целом грабен образован серией погружающихся к центру блоков, имеющих различные наклоны и образующих вулкано-тектонические структуры типа телескопированных грабенов и кольцевых структур. Каждая более молодая грабеновая и кольцевая структура заполнена более молодыми породами и осложнена экструзиями риолитов.

Район к юго-западу от вулкано-тектонической депрессии Таупо отличается относительно приподнятым фундаментом, скрытым под рыхлыми отложениями и имеющим абсолютную отметку 100 м. В направлении к оз. Таупо фундамент погружается до глубины 1000 м, а на юг до 300 м.

В грабене, ограниченном крупными смещениями, ступенчато погружающимися к осевой части до глубины 2—3 км, расположен ряд вулканов Тангариро, приуроченных к линейному поднятию фундамента. Блоковое поднятие с глубиной фундамента 1 км разделяет грабен по оси на две депрессии. Севернее депрессии Таупо поднимается горст Вайракеа.

По структуре и положению вулканические аппараты разделяются на андезитовые вулканы и риолитовые экструзии.

Андезитовые вулканы образуют ряд, вытянутый по оси грабена в северо-восточном направлении и ограниченный по склонам небольшими молодыми вертикальными сбросами, падающими к центру и расположенными по обе стороны от вулканов, параллельно им, многие сбросы закрыты лавами. Вулканы Тангариро располагаются вдоль прямолинейной структуры, образуя вулканический хребет в грабене. Опускание грабена в этом районе некоторые авторы объясняют опустошением внутрикорового очага в связи с выбросами больших объемов кислого пирокластического материала. Пятнадцать активных в историческое время вулканов относятся по типу к андезитовым конусовидным стратовулканам, осложненным образованием кальдер, побочными радиальными шлаковыми конусами и экструзиями кислых лав.

Риолитовые экструзии группируются в кольцевые структуры, с которыми ассоциируются игнимбриты и пемзовые туфы, лежащие в депрессии. Кольцевая структура Мароа находится на пересечении грабена Таупо с грабеном Мароа северо-западного простирания. Молодые риолитовые экструзии вдоль северо-восточной оси кольцевой

структуры Мароа вместе с экструзиями на западе и юго-западе образуют кольцевой комплекс этой кальдеры. Кольцевая структура Хурахоро, осложняющая кальдеру Роторуа, ограничена на севере серией сбросов широтного направления.

Таким образом, формированию вулканического пояса современных вулканов Новой Зеландии предшествовало образование грабенов обрушения (деструктивных). Они понизили геоморфологический уровень вулканизма. Эта структурная зона неоднородна. Ее северная часть представляет собой подводный структурный трог, занятый андезитовыми вулканами островной дуги, поднимающимися на морских осадках неогенового возраста. По простирианию трог переходит в центральную зону сложного раннеороген-ного грабена, сопровождаемого средним и кислым вулканизмом. Там имеются крупные кольцевые структуры и извержения пеплов в больших объемах.

Итак, структуры, обрамляющие с запада Тихий океан, многообразны по проявлению тектонических движений и вулканизма. Четвертичные вулканические пояса наследуют направления неогеновых поясов, но захватывают меньшую площадь.

В тыловой зоне Северного острова, как это типично для сложных структур раннего орогена, находится вулканическая зона вулкана Эгмонд, сопровождаемая серией линейно вытянутых вдоль трещин андезитовых куполов, обрамляющих впадину северо-западного направления.

Четвертичные вулканические пояса Новой Зеландии приурочены к двум зонам растяжения, параллельным горст-антиклинальному поднятию Новозеландских Альп. В зонах растяжения последовательно и параллельно формировались неогеновые и четвертичные вулкано-тектонические троги, грабены и кольцевые структуры, сменявшие друг друга как по простирианию, так и в последовательном телескопированном развитии. Вулканизм развивался в теле-скопированных грабенах, образующихся на фоне общего структурного поднятия консолидирующегося орогена.

Позднеорогенный этап

ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА.

Позднеорогенные вулканические процессы Анд Южной Америки развиты на высокой поднятой орогенной системе (Герт, 1959). Современные вулканы связаны с грабенами и вулкано-тек-tonическими депрессиями. В районах виргаций горных хребтов, где развиты тектонические сжатия, вулканов нет.

Вулканическая деятельность позднеорогенного этапа тесно связана с тремя районами рифтообразования в Андах: северным — Колумбия и Эквадор, средним—Перуано-Чилийским и южным — Ар-гентино-Чилийским (рис. 31). В разных районах Анд вулканы занимают разные тектонические позиции.

На севере Анд грабен Мадлены, протягивающийся на 1000 км, осложнен сбросами амплитудой до 4 км, протягивающимися вдоль Центральной Кордильеры. Вулканы Толима (5215 м) и Руис (5400 м), расположенные вдоль бортов грабена, образовались в связи с плиоцен-плейстоценовыми поднятиями, обрамляющими грабен. В Центральных Андах Эквадора в цепях, испытавших громадные вертикальные перемещения и разбитых на серию горстов и грабенов, расположено около 30 действующих вулканов; среди них наиболее высокие действующие вулканы Земли Котопахи (5897 м), Чимборасо (6262 м) и Сангай (5230 м) — один из самых активных действующих вулканов мира.

Южнее вулканическая цепь заканчивается, Анды сужаются, но в средней части Америки вновь расходятся, образуя серию цепей с продольными грабенами, горстами и плоскогорьями. На широком своде Западной Кордильеры поднимаются вулканы действующий Мисти (5821 м) и Чачани (6075 м). Еще южнее на сводовом поднятии, раздробленном на глыбы, вулканы приурочены к внутренней цепи и не образуют правильных рядов, это стратовулканы По-манаре (6380 м) и Льюльяльяко (6723 м). Эти полигенные вулканы достигают предельной высоты поднятия для вулканической деятельности и уже потухли.

В Аргентине на продолжении вулканической зоны Западной Кордильеры обширные лавовые плато сменяются вулканической горной страной, где вулканы действовали еще в раннечетвертичное

Рис. 31. Рифты и вулканы Анд Южной Америки (по Г. Герту)

время. Среди лавовых плато поднимаются высокие стратовулканы (Куско, 5450 м; Серро-Бонете, 5660 м).

В Южной Америке ось альпийского орогена отклоняется от Тихоокеанского побережья к востоку, к берегам Атлантического океана. Однако новейшие тектонические движения продолжаются с наибольшей силой вдоль меридионального направления и им следует расположение вулканов. В результате интенсивных вулкано-тектонических движений береговая кордильера расчленилась на глыбы, частично погруженные под уровень океана. В сложной мозаике глыб структуры местами принимают даже широтное направление и среди этих отдельных массивов расположены вулканы, подчиненные зонам растяжения земной коры, возникшим в процессе вертикальных движений и поднятия магматических пород.

Вулканическая цепь протягивается вдоль западного склона Кордильер, где вулканы возвышаются вдоль восточного борта грабена, располагаясь на массивах, сложенных интрузивными породами. Преобладают конусовидные стратовулканы, сложенные базальтами и андезитами, — Корковадо (2300 м), Кальбуко (1700 м) и др. Южнее, в Южно-Антильской островной дуге появляются кальдерные островные вулканы, типичные для внутренней зоны островных дуг. Эта дуга является связующей цепью вулканов между орогеном Южной Америки и Антарктическим континентом, на южном конце которого расположен действующий вулкан Эре-бус, сложенный уже трахидолеритовыми континентальными лавами.

В отличие от Анд — района активного вулканизма — Кордильеры Северной Америки относятся к орогенным областям, где вулканическая деятельность ныне почти угасла. В соответствии с этим вулканический пояс, образованный рядом громадных конусовидных стратовулканов и кальдер, менее четко сопряжен с зоной рифтообразования, в рельефе почти не выраженной. Цепь громадных вулканов и кальдер увенчивает Каскадные горы. Вулканы образованы в плиоцен-плейстоцене. В недавнее время действовал Лассен-пик — дацитовый конус, поднимающийся из большой кальдеры. Фундаментом вулканического пояса являются древние породы, выступающие на флангах вулкано-тектонических структур и в горстах.

Вулканизм, связанный с эпигеосинклинальным орогенезом

Вулканизм межконтинентальных эпигеосинклинальных областей

Вулканический пояс межконтинентальных островных дуг

Островные вулканические пояса Средиземноморья являются примером островных дуг межконтинентальных геосинклинальных областей. Здесь выделяются два пояса: восточный — Критско-Малоазиатский, для которого типичны тихоокеанские вулканиты, и западный — Апеннинско-Калабрийский, отличающийся средиземноморским типом вулканических пород.

Восточная островная дуга проходит вдоль края Кикладского массива Эгейского моря и обращена выпуклой стороной к югу, где ее обрамляет цепь островов внешней зоны вулканического пояса. Аналогия с Тихоокеанской дугой довольно условная, но все же присутствуют многие ее элементы, например глубоководный желоб Средиземного моря вдоль внешней островной дуги (острова Крит, Родос, где глубины достигают 3—4 км). Нет фокальной поверхности с глубокофокусными землетрясениями, хотя глубина сейсмических очагов достигает 200 км (Гелленский желоб). На о. Порос в Сароническом заливе и на о. Анафи близ о. Санторин известны гипербазиты, пояс которых продолжается на материке на флангах дуги. Нет смысла проводить дальнейшие аналогии с островными

дугами тихоокеанского типа. Основное различие заключается в отсутствии в этом районе Средиземного моря океанической земной коры.

Континентальное обрамление, в значительной части погруженное под уровень Эгейского моря, принадлежит к альпийской зоне складчатости; магмы Родопской провинции относятся к известково-щелочному типу.

Вулканы островной цепи расположены не на вершинах складчатых гор, а у их внутреннего края. Фундаментом вулканов служат главным образом известняки верхнего мела и неогеновые осадки, образующие вершину подводного хребта. Вулканическая деятельность началась здесь с верхнего мела и продолжается до настоящего времени (острова-вулканы Санторин, Нисирос).

Кальдерный вулкан Санторин напоминает по строению индонезийский вулкан Кракатау. Его кальдера по абсолютному возрасту относится ко второму тысячелетию до нашей эры.

Рис. 32. Везувий и вулканы Флегрейских полей (вид сверху)

Структура Западного Апеннинско-Калабрийского вулканического пояса более сложна и имеет ярко выраженное блоковое строение. Здесь можно выделить полуокольцовую крупную вулкано-тектоническую структуру, в центре которой лежит котловина опускания Тирренского моря. Два ряда вулканов образуют параболически открытый к северо-западу пояс, частично замыкающийся на о. Сардиния лавовым плато с четвертичным вулканом Ферру. Внешний ряд вулканов начинается Этной (Сицилия), продолжается Везувием и цепью потухших вулканов, уходящих на северо-запад Апеннин.

Внутренний ряд действующих вулканов образуют острова Вол-кано, Стромболи, непосредственно окаймляющие глубокую Тирренскую впадину. Разломы, проходящие между внешним и внутренним рядами вулканов, особенно сейсмичны — это Калабрийская дуга землетрясений. Лавы этого района разнообразны и в значительной части относятся к щелочным разновидностям.

Описание сомма-вулкана Везувия является классическим, изучение деятельности и строения этого вулкана восходит к первым векам нашей эры (рис. 32).

Не менее детально изучен крупнейший в Средиземноморье сицилийский вулкан Этна. Он состоит из большого числа вулканических конусов, частично разрушенных и скрытых под поздними излияниями. Фундамент вулкана рассечен множеством пересекающихся сбросов и трещин, достигающих большой глубины и контролирующих расположение вулканических центров, связанных с пересечениями этих структур. Среди многочисленных извержений мелких вулканов, образующих постройку щитового вулкана Этна, различаются боковые излияния по радиальным трещинам, отходящим от основного жерла, эксцентрические, не связанные непосредственно с основным жерлом и, наконец, излияния на склонах лавы, проникающей из основного жерла между слоями, слагающими вулкан, с образованием силлов и даек.

Остров Сицилия — один из приподнятых древних горстов Тирренского массива — отделен грабеном Мессинского пролива от Альпийской складчатой цепи Апеннинского полуострова. На краю этого горста, обрамляющего Мессинский грабен, поднимается вулкан Этна, лавы которого отличаются переходными типами между известково-щелочными лавами эпигеосинклинальных складчатых гор и щелочными калиевыми лавами эпиплатформенного орогенеза.

Вулкан Стромболи, входящий в группу Липарских островов севернее о. Сицилия, сложен щелочными базальтами. В строении конуса этого крупного стратовулкана, согласно А. Риттману, важную роль играют радиальные и мантиевые жилы, внедрившиеся вдоль плоскостей наслоения лавовых потоков. Термин «мантие-вая жила» не совсем удачен, так как в отличие от общепринятого понятия мантии как подкорового субстрата в этом термине под мантией подразумеваются лавовые покровы, облекающие вулкан.

Такая межпластовая жила, залегающая между лавовыми потоками, отличается от лавовых потоков отсутствием шлаков в основании и кровле, также подвергшейся контактовому воздействию.

В береговом обрыве, где хорошо видна внутренняя структура Стромболи, также вскрыт лакколит. Кверху от него ответвляются две жилы, служившие каналами для выброса шлаков при эксцентрическом извержении, для которого лакколит служил мелким приповерхностным очагом. Крупные внутрикоровые эруптивные лакколиты являются периферическими очагами, питающими вулканы. Внедрения таких лакколитов обусловливают образование вулкано-тектонических поднятий и горстов. К числу последних относится о. Искья, который еще в палеогене был частью материка.

Излияния трахибазальтов, согласно А. Риттману, образовали лавовые покровы, с последующим опусканием крупных глыб на дно моря. Это погружение сопровождалось извержениями огромных масс трахитовых туфов. В раннечетвертичное время сформировался лакколитообразный местный очаг, над которым кровля была разбита на глыбы, поднятые в виде вулкано-тектонического горста. Самая высокая глыба этого горста образовала гору Монте-Эпомео, вокруг которой по трещинам внедрились магматические расплавы и возникли мелкие вулканы.

Вулкано-тектонические горсты сопряжены с поднятием вязкой магмы в вулкано-тектонических депрессиях и кальдерах.

Следует отметить, что вулкано-тектонические депрессии образуются в широком диапазоне структур: от геосинклинальных трогов и рифтов на вулкано-тектонических сводах протяженностью в несколько тысяч километров до грабен-синклинальных депрессий протяжением в несколько десятков километров и кальдер диаметром в несколько километров.

В соответствии с размерами этих структур различаются и вулкано-тектонические поднятия. Из геосинклинальных трогов они поднимаются над уровнем моря в виде подводных Кордильер, образуя островные цепи внутренней части островных дуг, увенчанные вулканами.

В грабен-синклинальных депрессиях ранних орогенов вулкано-тектонические поднятия образуют вулканические хребты и огромные сводообразные куполовидные структуры, перекрытые ареальными излияниями и увенчанные крупными вулканами. В вулкано-тектонических депрессиях и кальдерах этот процесс приводит к образованию вулкано-тектонических горстов, аналогичных вышеописанным. Структурные депрессии и кальдеры, осложненные внутренними поднятиями, относятся к типу вздымающихся кальдер.

Вулкано-тектонические горсты образуются также при рифтоге-незе на платформах (например, глыбово-сводовое поднятие горы Рувензори в Западном рифте Восточной Африки).

В Малоазиатский вулканический пояс входят Анатолийское, Армянское и Иранское вулканические нагорья, имеющие общие черты геологического развития, определяющего характер неогенового вулканизма. Это области вулканизма, расположенные в «петлях» альпийских складчатых цепей, в тыловых зонах Альпийского пояса Евразии (см. «Тектоническую карту Евразии»). Следует отметить некоторую аналогию между тектонической позицией раннеорогенного вулканизма в грабен-синклинальных депрессиях окраинно континентальных областей Тихого океана и в вышеупомянутых тыловых зонах межконтинентальных областей. Эти наложенные пояса опусканий в позднем неогене были охвачены вертикальными глыбовыми движениями, сопровождавшимися вулканизмом.

Внешние тектонические зоны ранних орогенов являются в Тихоокеанском поясе структурными аналогами внешних островных дуг, которые надвинуты в сторону океанической платформы. Аналогичному сжатию подверглись Понтические складчатые цепи Северной Анатолии, надвинутые на Черноморскую плиту и обрамляющие с севера

срединные массивы. Восточнее аналогичные движения испытала Аджаро-Триалетская складчатая система, надвинутая на Куриńskую плиту.

Внутренняя Анатолия представляет собой раздробленный массив с основанием из метаморфических пород (палеозойские кварциты, сланцы и мраморы), почти не вовлеченных в складчатость, но испытавших вертикальные глыбовые движения, сопровождавшиеся вулканизмом. Трансгрессивно залегающие на глыбах эоцен-новые отложения слабо дислоцированы и перекрыты почти не нарушенными неогеновыми осадками и вулканитами.

В Малокавказском вулканическом нагорье выступы кристаллического основания местами обнажаются из-под геосинклинальных отложений юры, верхнего мела и палеогена. Эти геосинклинальные формации неглубоко погружены под неогеновые толщи вулканических и осадочных пород. Лежащее южнее Армянское вулканическое нагорье является высокой глыбовой областью с широкими котловинами, расчлененными лавовыми плато и конусовидными вулканами.

Срединные тыловые массивы и обширные продольные долины и базальтовые плато, разделяющие складчатые цепи, вдоль южной окраины обрамлены Тавридами—Турецкими, Армянскими и Курдскими, переходящими в цепи Загроса в Курдистане.

Молодыми вулканическими сооружениями западной части Малой Азии являются позднеплиоцен-четвертичный вулкан Эрджияс в Турции (3916 м), который действовал еще в 1880 г., вулкан Ха-сан (3250 м) и др. Эти вулканы сформировались на неоднократно пенепленизованных срединных массивах, образующих плоскогорья вблизи гор Тавра.

Обширная область поздненеогенового—четвертичного вулканизма на Армянском нагорье состоит из полигенных вулканов щитового и конусовидного типов, а также из сводовых поднятий, покрытых ареальными излияниями. Крупнейшими вулканами этой области являются Арагац (4090 м); Большой Аракат (5165 м), Малый Аракат (3923 м) и вулкан Тундурек —в пределах турецкой части Армянского нагорья, активные в историческое время вулканы Суподаг и Немрут и на Иранском нагорье — хорошо сохранившиеся стратовулканы Сахенд и Севеландач. Горы Эльбурса в Иране увенчаны вулканом Дамавенд, также изливавшим лавовые потоки в историческое время.

Преемственность в развитии неогенового вулканизма тыловых массивов и четвертичной вулканической деятельности, создавшей крупные полигенные вулканы, прослеживается на примере Малого Кавказа.

Новейшая вулканическая деятельность на Малом Кавказе началась с верхнего неогена в связи со стадийным развитием сводовых поднятий в обширных вулкано-тектонических депрессиях (рис. 33, I—IV). В этом вулканическом поясе широко распространены вулканические излияния ареального и центрального типов. Выделяются три вулканические формации: годерзская андезито-дацитовая — верхний неоген; ахалкалакская долеритовая — верхний плиоцен; базальто-андезито-дацитовая — четвертичная.

У южной окраины Аджаро-Триалетских складчатых гор в конце миоцена произошли опускания, образовавшие впадины широтного направления.

Эти межгорные депрессии стали частично областью сарматской морской трансгрессии, охватившей восточную часть Малого Кавказа (рис. 33, 1). В верхнем неогене (сармат?) в этих впадинах возникли субмеридиональные сводовые вулкано-тектонические нагорья — Эрушетский, Самсарский и Кечутский хребты, в конце сармата являвшиеся областью извержений катмайского типа с выбросами больших объемов пеплов (рис. 33, //). Региональные излияния долеритов, образовавшие крупные плоскогорья в районах новейшего вулканизма Малого Кавказа, происходили в конце неогена (плиоцен) во впадинах у подножия этих вулкано-тектонических нагорий (рис. 33, ///). Долериты покрыли выровненную извержениями пепловых туфов и кислых лав территорию вулкано-тектонических депрессий северо-западной части Малого Кавказа.

С Кечутского хребта, являвшегося самым восточным вулкано-тектоническим поднятием в Западной Грузии, потоки долеритовых базальтов по глубоким ущельям рек, распространились на десятки километров к востоку, образовав узкие межгорные плато, а местами растеклись по предгорным равнинам.

Четвертичные извержения охватили главным образом вулкано-тектонические нагорья, к числу которых относятся Самсарский хребет, Арагац, Гегамское и Зангезурское сводовые поднятия (рис. 33, IV).

Рассмотрим структуру наиболее характерных вулканических сооружений четвертичного вулканического цикла.

САМСАРСКИЙ ХРЕБЕТ вытянут на 60 км в субмеридиональном направлении и является крупным вулкано-тектоническим сводовым поднятием, увенчанным полигенными вулканами, экструзиями и лавовыми потоками. Вулканы, хорошо сохранившие свои морфологические черты, особенно в северной части нагорья, излили в позднечетвертичное время громадные лавовые потоки в котловины у подножия хребта (см. рис. 36).

В структуре Самсарского хребта различаются миоцен-плиоценовый фундамент, сложенный породами годерзской свиты, и четвертичная надстройка из вулканов (Схиртладзе, 1958).

Впадины по окраинам Самсарского хребта заполнены долери-тами и андезито-базальтами, переслаивающимися в верхней части с озерными отложениями. Выше залегают андезитовые и дацито-вые потоки, спустившиеся со склонов вулканов. Основание вулканов сложено лавовыми покровами андезито-дакитового типа, имеющими падение к Ахалкалакскому плато на западе и в сторону впадины оз. Тапаравани на востоке. У подножия вулкана Большой Абул Д. Г. Джигаури (личное сообщение) обнаружил и описал глыбы фундамента, сложенную эоценовыми туфами.

Вдоль уступа склонов хребта проходят разломы в виде системы ступенчатых сбросов, падающих в сторону котловин. Движение по сбросам проходило как при поднятии хребта в четвертичное время, так и при опускании котловин, прилегающих к хребту. Об этом свидетельствует заполнение котловин рыхлыми осадками, отложенными в результате разрушения хребта и прилегающих гор, покрытых лавовыми потоками. Эти прогибы, в которых озерно-аллювиальные отложения залегают на кровле покровов долеритов, имеют меридиональное направление, соответствующее простиранию хребта.

Рис. 33. Схемы эволюции вулканических областей Малого Кавказа в позднем миоцене (I), позднем сармате, меотисе и понте (II), в позднем плиоцене (III) и

в четвертичное время (IV) 1 — прогибы, наложенные на складчатые области; 2 — выступы кристаллического фундамента; 3 — вулкано-тектонические поднятия (годерзская вулканическая формация); 4 — излияния плато-базальтов (формации базальтов и долеритов); 5 — ареальные излияния; 6 — вулканы центрального типа; 7 — разломы вулкано-тектонического типа; 8 — горно-складчатые области; 9 — континентальные отложения

Типы вулканизма в различных регионах

Кислые лавы и экструзии, перекрывающие толщу долеритов, свидетельствуют о том, что извержения вулканов, образовавших Самсарский хребет, происходили позже, чем образование нижних долеритов, и частично в одно время с формированием верхней толщи долеритов и андезито-базальтов. Базальтовые и андезитовые шлаковые конусы на поверхности плато являются молодыми вулканами, одновозрастными с вулканами Самсарского хребта.

Тектонические движения в период вулканической деятельности четвертичного времени контролировались разломами субмеридионального направления, по которым

происходили поднятия и опускания. Сводообразное поднятие Самсарского хребта продолжалось в его северной части более длительное время, сопровождая излияния вулканов Тавкветили, Шавнобади и других в позднечетвертичное время. В южной части хребта формирование свода закончилось раньше. Современная морфология хребта здесь более расплывчатая, его склоны глубже прорезаны долинами рек и раньше потухли его вулканы. Современные движения сопровождаются неглубокими землетрясениями.

В северной части Самсарского вулкано-тектонического поднятия у его структурного погружения в Цалкинскую котловину на северном берегу оз. Табацкури расположен вулкан Тавкветили. Это правильный вулканический конус, сложенный шлаками, лавами, лапилли, бомбами, является надстройкой над несколькими крупными четвертичными лавовыми потоками и экструзиями. На его вершине имеется чашеобразный кратер. Андезито-дацитовые и риолитовые потоки, лежащие у основания конуса, сложены хаотическими нагромождениями глыбовой лавы, без почвенного покрова.

Вулкан Егорисар (Бебердаг) состоит из нескольких экструзивных куполов, сложенных черными андезито-дацитами, дацитами и липарито-дацитами. С вершины спустилось несколько коротких глыбовых потоков андезитов.

Стратовулкан Шавнобади расположен на западном склоне Самсарского хребта, к востоку от оз. Табацкури, и сложен лавовыми потоками и пирокластическим материалом андезито-дацито-вого состава. Лавовые потоки черных андезито-дацитов спускаются к оз. Табацкури, образуя каменистые уступы, высотой более 10 м над его берегами.

Лавовые потоки Тавкветили, Бебердага и Шавнобади образуют молодые формы рельефа и почти не разрушены.

Рис. 34. Кольцевая структура Самсар (фото)

Вулкан Самсар (рис.34) представляет собой хорошо сохранившуюся вулканическую постройку, в которой различается «кальдера», связанная с нею толща туфов и вулканических брекчий и шлаковые конусы с молодыми потоками. У подножия Самсара на западном склоне хребта, между селами Диidi и Патари-Самсар, спустился поток, сложенный вулканическими брекчиями и мелкообломочными туфами из неокатанных обломков роговообманковых дацитов.

Строение вулкана Самсар отчетливо выражено в его морфологии. Это кольцевая структура экструзивно-эффузивного

Рис. 35. Схема строения кольцевых структур Самсар и Табацкури

/ — долериты позднеплиоценовые; 2 — андезито-дациты четвертичные; 3 — андезито-дацито-вые экструзии; 4 — андезито-дацитовые стратовулканы голоценовые; 5 — андезито-дацито-вые потоки; 6 — кольцевые разломы; 7 — ось вулканических хребтов; 8 — граница складчатых формаций мела—палеогена

происхождения, в которой следует различать западную часть, где вулканическая активность проявлялась дольше всего, и восточную, где на вулканический рельеф наложены ледниковые процессы (рис. 35).

Западный Самсар образован группой экструзий и крупных лавовых потоков, хорошо сохранивших форму (рис. 36). На стыке кольцевых структур оз. Табацкури и вулкана Самсар вулканическая деятельность в Самсарском хребте продолжалась в голоцене (вулканы Шавнобади, Тавкветили и их побочные излияния).

В южной части нагорья поднимается ряд крупных вулканов, со следами ледниковой деятельности. У их подножий лежат шлаковые конусы и молодые потоки лав, спускающиеся в восточном

Рис. 36. Западные склоны структуры Самсар и лавовые потоки

направлении к крупной компенсационной впадине оз. Тапаравани, отделяющей Самсарский хребет от Мокрых гор.

Экструзия Тавшан-Тапа принадлежит к числу куполов, отстоящих чуть в стороне к юго-западу от Самсарского хребта. Высота купола 200 м, диаметр основания около 800 м. В структуре экструзивного купола хорошо заметно веерообразное строение и большое количество вулканических экструзивных брекчий, наблюдаемых на склонах купола, особенно на южном.

ГЕГАМСКОЕ НАГОРЬЕ — это выпуклое вытянутое в близме-ридиональном направлении структурное поднятие, забронированное лавовыми потоками молодых вулканов, действовавших в течение четвертичного времени. Длина нагорья 70 км, ширина 40 км, высота достигает 3,5 км (гора Аждаак). Склоны нагорья имеют различное геоморфологическое строение. К западу и юго-западу они спускаются полого к долине р. Раздан; на юге отделены узкой депрессией, в которой стоит вулкан Магмаган, от соседнего Варденисского вулканического нагорья. Восточные склоны волнообразно снижаются к оз. Севан. Юго-западные склоны прорезаны

Рис. 37. Схематическая геологическая карта Гегамского хребта (К- Н. Паффенгольц, К. Н. Карапетян, С. В. Мартиросян, Т. А. Дадоян, Т. Х. Аветисян, с дополнениями А. Е. Святловского)

1 — ледниковые, озерно-ледниковые, аллювиальные, делювиальные и другие рыхлые отложения; 2 — вулканы и лавы типа Е; 3 — вулканы и лавы типа С; 4 — лавы типа В; 5 — разломы вулкано-тектонические; 6 — лавы типа А; 1 — сарыкаинская свита; 8 — вахчаберд-ская и белесоватая свиты; 9 — спитаксарская свита; 10 — разломы древней рамы; 11 — до-миоценовые толщи

Вулканы (арабские цифры на схеме): 1 — Инакдаг; 2 — Кызылдаг; 3 — Наратуз; 4 — Карадаг; 5 — Канлыгель; 6 — Аждаак; 7 — Налич-Тапа; 8 — Казал-Тапа; 9 — Кызыл-Зиарат; 10 — Большой Спитаксор; 11 — Малый Спитаксор; 12 — Магмаган

глубокими каньонами, вскрывающими палеогеновые и неогеновые толщи под плащом вулканических и вулканообломочных пород.

Гегамское нагорье имеет брахиантклинальное строение. Оно является вулкано-тектонической структурой, заключенной в тектонической раме из более древних толщ (рис. 37). В олигоцене — нижнем миоцене Гегамское нагорье представляло собой часть складчатой области, входящей в зону вулкано-тектонических депрессий. Начиная с верхнего неогена в образовании структуры нагорья преобладающую роль играли вертикальные движения, сопровождавшие вулканизм. Горстовые поднятия образовали эскарпы, обращенные крутыми уступами в сторону срединной части нагорья. Вулканические излияния были приурочены к сводовым изгибам, где формировались структуры растяжения, благоприятные для образования вулканических жерл.

Расположение центров излияний раннечетвертичного и средне-четвертичного возраста связано с образованием широкого свода, в пределах которого в начале излияний вулканы располагались вдоль поднятия. Позднее общая структура разделилась на продольные поднятия и впадины, возникшие после излияния ранне-четвертичных покровов (типа Камо и Манычарских) и являющиеся типичными вулкано-тектоническими структурами.

В позднечетвертичное время, после распадения сводовой структуры Гегамского нагорья на ряд параллельных вздутий, вулканическая деятельность сосредоточилась вдоль более узких гребневидных структур.

Линейное размещение вулканических жерл определялось структурой фундамента. Однако крупные сбросы, по которым произошло расчленение Гегамского нагорья, не служили, как это отмечает Е. Е. Милановский (1969), путями вулканических извержений.

Это является общей закономерностью при формировании вулкано-тектонических структур (Святловский, 1967).

Простижение структур, с которыми связано расположение центров излияний, подчинено субмеридиональному направлению.

Лавовые покровы Гегамского нагорья по возрасту тектонических нарушений разделяются на позднеплиоценовые, раннечетвертичные, среднечетвертичные и позднечетвертичные. Первые из них, включая и их эфузивные аппараты, сильно эродированы. Они образуют покровы плато, разорванные продольными вулкано-тектоническими сбросами. Эти плато, обрывистые на западе, полого наклонены к оз. Севан и несут следы оледенения.

Рис. 38. Шлаковые конусы Гегамского нагорья

Слоны нагорья и впадины, окаймленные древними плато, сложены обширными покровами среднечетвертичных лав, покрытых шлаковыми конусами (рис. 38), с хорошо сохранившимися лавовыми конусами и вздутиями на поверхности. Позднечетвертичные вулканы и лавовые потоки образуют каменные россыпи—чингины.

Крупные тектонические нарушения в Гегамском нагорье произошли в позднем плейстоцене. К ним относятся разломы субмеридионального направления, обращенные своими уступами к нагорью (у г. Камо) и характерные для кальдер и вулкано-тектонических депрессий. Разорванные ими плато, сложены лавовыми покровами среднеплейстоценового возраста и имеют пологий наклон в сторону оз. Севан и круто обрываются в сторону нагорья.

Сводовое поднятие Гегамского нагорья, которое А. Н. Заварицкий назвал вздутием, связанным с новейшим поднятием складчатой зоны Армении, распадается на отдельные валообразные вулкано-тектонические структуры, сопряженные с прогибами, обрамленными вулкано-тектоническими уступами. Разрывы и центры вулканических излияний связаны с валообразными структурными поднятиями.

Деятельность вулканов Гегамского нагорья периодически оживлялась в связи с определенным режимом тектонических движений. А. Н. Заварицкий отмечал, что определенные закономерности движений земной коры отчасти связаны с различиями в структуре разных участков.

Вулканические нагорья Малого Кавказа имеют характер сводовых поднятий, наложенных на древний фундамент. Новейшие поднятия деформируют более ранние структуры. А. Н. Заварицкий отмечает далее, что в горе Арагац куполообразные вздутия произошли еще в доледниковое время. Расчленение области повторяющихся поднятий на ряд отдельных вздутий, вероятно, сказывалось на распределении вулканических трещин, возникавших в отдельных вздутиях, «когда напряжения в земной коре при их поднятии возрастили до образования разрывов. Линейное расположение вулканических конусов в Ахмангане (Гегамское нагорье—А. С.), образующих здесь продольный ряд, является определенным указанием связи трещин с предполагаемыми частичными вздутиями». Возможно, что дальнейшее изучение деталей структуры основания, на котором расположены вулканы Армении, и его структурное расчленение на ряд отдельных структурных форм позволит подметить еще неясные закономерности в расположении новейших вулканов Армении в пространстве наряду с наметившимися закономерностями порядка их извержений во времени.

АРАГАЦ, по К. Н. Паффенгольцу (1931, 1964), является массивом с антиклинальной структурой, образованной толщей вулканических пород. А. Н. Заварицкий (1953), говоря о структурном положении вулкана Галгат, полагает, что склон Памбакского хребта, обращенный к Галгату, представляет южное крыло антиклинальной складки и Галгат расположен на оси синклинали, проходящей между горой Арагац и Памбакским хребтом. Однако А. Л. Рейнгард, один из ближайших сотрудников К. Н.

Паффенгольца по исследованию вулкана Арагац, отмечает, что наметить длинную ось этой брахиантиклинальной структуры трудно, так как вулкан имеет в плане округлое очертание.

Многие геологи относят Арагац к числу крупных полигенных вулканов Армянского нагорья (А. Т. Асланян, А. А. Габриелян, К. Г. Ширинян и др.). Морфология вулкана Арагац, периклинальное залегание лавовых потоков и пирокластического материала согласное со склонами горы, возрастание их мощности от периферии к центру массива, расположение газовых пузырей и пустот в лавах, вытянутое от вершины вниз по склонам, и, наконец, строение вершины и изменение лав под действием фумарол — вот перечень факторов, приводимых В. И. Амаряном и позволяющих считать Арагац крупным щитообразным полигенным вулканом, образовавшимся в течение нескольких стадий центральных и побочных извержений (рис. 39).

Несомненно прав К. Н. Паффенгольц, указывая, что лавы вулкана Арагац покрывают приподнятое складчатое основание и вулканические формы рельефа насыжены на него. Работы В. И. Амаряна показывают, что если древний фундамент вулкана Арагац сложен породами различного возраста, не имеющими прямого отношения к формированию вулкана, а лишь образующими горсто-вые поднятия в его теле, то начиная с конца плиоцена и в четвертичное время происходит образование собственно Арагацкого вулканического массива, сложенного обширными лавовыми покровами.

Вследствие широкого развития побочных кратеров строение массива неодинаково во всех его частях. Но даже нормальный конусовидный стратовулкан имеет различное строение склонов вследствие преимущественных направлений стока лав и выбросов, часто возникающих по различным структурно-вулканическим причинам. Тем более различно построены склоны вулкана Арагац — крупного вулкано-тектонического поднятия (Святловский, 1959).

Циркообразная впадина на вершине Арагаца, в прошлом, возможно, представлявшая собой кратер, ныне является ледниковым каром в верховьях трога долинного ледника.

Вулканическая толща, выходящая в стенках ледникового кара, сложена переслаивающимися слоями туфобрекций, туфов дацито-вого состава и дацитовых лав. Эти породы пиритизированы, алу-нитизированы и каолинизированы. Такие изменения вулканических

Рис. 39. Схематическая карта вулкана Арагац (по К. Н. Паффенгольцу, Г. Т. Тер-Месропяну, с дополнениями автора)

1 — вулканические туфы террасовые; лавовые потоки, 2 — послеледниковые, 3 — верхнечетвертичные, 4 — древнечетвертичные; 5 — лавовые конусы древнечетвертичные; 6 — лавы верхнеплиоценовые; 7 — разломы вулкано-тектонической депрессии; 8 — вулканогенно-осадочная толща, 9 — пемзы и туфопесчаники; 10 — вулканогенная толща древнечетвертичная; 11 — андезиты и туфы среднечетвертичные; 12 — липариты и обсидианы; 13 — туфы и игнимбриты; 14 — вулканогенная толща верхненеогеновая; 15 — древние геосинклинальные формации; 16 — аллювий

пород обычно связаны с поствулканической гидротермальной деятельностью, но возможны и в кровле неглубоких интрузий.

Бурение скважины на вершине Арагаца не изменит представления о его вулкано-тектонической природе, но позволит решить, насколько высоко поднята в фундаменте Арагаца древняя складчатая толща. По предположениям, древний фундамент основания поднят до уровня подлавового пенеплена Цахкунянского хребта, сложенного складчатым комплексом эопалеозоя, верхнего мела и эоцена.

Если Арагац образовался в зоне верхненеогеновых прогибов, охваченных морской трансгрессией, весьма вероятно, что в его фундаменте залегает гипсоносно-соленосная толща миоцена. Процесс длительного вулкано-тектонического воздымания,

сопряженного с вулканизмом, объясняет развитие рельефа, оледенения и речной сети Арагаца. Этот вулкан можно сопоставить с многими вулкано-тектоническими поднятиями Камчатки, но ближе он стоит к широко распространенным на Малом Кавказе вулкано-тектоническим нагорьям — Самсарскому и Кечутскому хребтам, Гегамскому нагорью. Они отличаются вытянутой брахиантиклинальной формой от почти изометричного по форме Арагаца, но имеют с ним много общего в стратиграфии и во многих чертах структуры. Все они являются наложенными структурами, связанными с ранним орогенезом, и обрамлены древними складчатыми массивами.

В последние годы представления о начале развития малокавказского новейшего вулканизма в верхнем миоцене все более подтверждаются. Буровые работы, проведенные в Ереванском и Араксинском прогибах, показали коррелятивность вулканических формаций с морскими осадочными отложениями, содержащими фауну сарматы.

При рассмотрении геологического разреза вулкана Арагац в сопоставлении с разрезом Самсарского хребта можно высказать более уверенно предположение, что толщи кислых андезито-даци-товых лав в верхних ярусах обоих вулканических сооружений относятся к плиоцен-четвертичному времени. При этом в обоих массивах кислые лавотуфовые разности приурочены к верхним частям поднятых массивов, а основные — к их склонам и подножиям, что характерно для нижнечетвертичного комплекса пород западных предгорий вулкана Арагац, где потоки андезито-базальтов связаны со шлаковыми конусами.

Округлый массив горы Арагац диаметром 50 км является полигенным щитообразным стратовулканом, бронирующим пенеплевизированный и эрозионно-расчлененный горный массив, поднятый в процессе вулканизма до значительной высоты над уровнем моря. Извержения начались в позднем плиоцене и продолжались в виде излияния из побочных кратеров до позднечетвертичного времени. Главная масса лав излилась в акчагыле—апшероне.

Вулкано-тектоническая депрессия в структуре вулкана Арагац хорошо выражена у его северного подножия. По структурно-морфологическим данным эта прогибающаяся, а местами относительно стабильная холмистая равнина включает: Ленинаканскую котловину, лавовую равнину с вулканами группы Галгата, расположенную восточнее, и сложный по структуре юго-западный сектор подножия. В юго-восточной части этой депрессии поднимается вулкан Арагац, лежащий в поясе субмеридиональных вулкано-тектонических структур. Вулкано-тектоническая депрессия опущена, судя по положению фундамента средне- и среднеплейстоценовой ленинаканской толщи, более чем на 1 км.

Ленинаканская котловина занимает западную часть депрессии вулкана Арагац. С севера ее обрамляют Ширакский хребет, с востока — лавовые потоки подножия вулкана Галгат, а на юге — Арагац. Западная часть котловины лежит в пределах Карского плато в Турции.

Для отложений котловины характерны внутриформационные лавовые потоки и туфоловы, коррелятивные с вулканическими породами горы Арагац. Они переслаиваются с озерными отложениями, имеющими мощность около 400 м и относящимися к времени от позднего плиоцена до раннего плейстоцена включительно. Под ними залегают прогнутые покровы долеритовых базальтов, которые в верхнем течении р. Ахурян соответствуют долеритам, поднятым по периферии котловины. В районе Ахурянского водохранилища аналогичные долериты залегают над толщей андезитовых лав и туфогенов верхнего плиоцена (Асланян, 1958).

Вулкан Галгат в северо-восточной части депрессии и соседние с ним Малый Галгат и Карапул-Тана рассматриваются А. Т. Асланяном как одновозрастные с озерной толщей Ленинаканской котловины. Вулканическая деятельность, предшествующая образованию вулкана Галгат, относится к акчагыльскому времени. В плиоцене здесь происходили пемзово-пепловые извержения и изливались лавовые потоки андезито-базальтов.

Вулкан Галгат, как указывал А. Н. Заварицкий (1953), является четвертичным шлаковым конусом. По данным бурения (Асланян, 1958), западные потоки Галгата налегают на озерную толщу, что дает основание относить их по возрасту к среднему плейстоцену. Выше озерной толщи в юго-восточной части Ленинаканской котловины залегают андезито-дациты и игнимбриты; на поверхности плоскогорья, образованного этими отложениями, расположены многочисленные шлаковые конусы.

Структурная депрессия имеется на Малом Кавказе только вокруг вулкана Арагац. Возможно, она имела генетическое значение для образования игнимбритов, так как в таком количестве они не встречаются более нигде, кроме как вокруг вулкана Арагац. Вероятно, здесь существовал неглубокий периферический очаг, давший большие массы сильно нагретых пеплов. Следует отметить, что в годерзской свите, несмотря на большие количества кислых пепловых туфов, игнимбриты не получили широкого развития, поскольку они были связаны с иными структурными условиями извержений, чем на вулкане Арагац.

Известно (Асланян, 1958), что озерные осадки и туфоловы в Ленинаканской котловине перекрывают прогнутый покров позднеплиоценовых (поздний акчагыл) долеритовых базальтов, залегающих на глубине более 300 м. По периферии Ленинаканской котловины эти долериты высоко приподняты над ее ложем.

Геоморфологические и геологические наблюдения Б. Л. Личкова (1931 г.) и других геологов позволяют предполагать существование концентрической трещины, отделяющей широкое ровное предгорье горы Арагац от соседних гор и плоскогорий. По этой трещине происходило опускание вулкано-тектонической депрессии Арагаца. Предположения об образовании концентрических трещин по периферии вулкана Арагац при его поднятии высказаны также К. Г. Шириняном (1961). Он полагает, что эти трещины являлись путями извержения туфолов. Трещины по западной периферии горы Арагац, по мнению К. Г. Шириняна, проходят у подножия массива. Представление об Арагацкой вулкано-тектонической депрессии как о гидрогеологической системе разработано Г. Г. Оганезовым (1957).

Вследствие неравномерности развития подвижных зон в проявлении вулканической деятельности были перерывы, охватывающие значительные промежутки времени. Для Большого Кавказа характерно возобновление вулканической деятельности в поздне-

Рис. 40. Верхнечегемская вулкано-тектоническая депрессия (схематический разрез). По Е. Е. Милановскому

1 — липариты с «фьамме» и структурами течения; 2 — андезито-дацитовые лавы; 3 — морена древнечетвертичного оледенения; 4 — дацитовые туфы; 5 — липарито-дацитовые игнимбриты; 6 — черные липаритовые брекции; 7 г- метаморфические породы; 8 — известняки и сланцы; 9 — граниты; 10 — разломы; 11 — реконструкция вулкана

Рис. 41. Вулкан Эльбрус

Рис. 42. Восточный кратер Эльбруса

орогенный этап после длительного перерыва, продолжавшегося с мезозоя по неоген. В позднем неогене вдоль Большого Кавказского хребта, вероятно, протягивался ряд вулканов, сопряженных с продольными рифтовыми долинами, ныне эродированными.

К числу вулкано-тектонических депрессий в центральной части Кавказа относится Верхнечегемская депрессия, образовавшаяся в связи с мощными извержениями гранитоидной магмы. Она занимает площадь около 200 км² (Милановский, 1969) и опущена по разломам на глубину 2—2,5 км (рис. 40). Толща липаритов, игнимбритов и дацитовых туфов выполняет эту грабен-синклинальную депрессию, возникшую в зоне региональных разломов северной части Кавказского хребта.

Вулканы центрального типа — Эльбрус (рис. 41, 42) и Казбек (рис. 43) находятся на высоко поднятом складчатом фундаменте. Их деятельность сопровождалась вулканотектоническими движе-

Рис. 43. Вулкан Казбек

ниями, образовавшими кальдеру Эльбруса и грабенообразную-депрессию долины р. Терек, по окраинам которой произошло внедрение экструзивных тел (Милановский, 1969). На Кельском плато, к югу от Казбека, большая группа экструзивных куполов четвертичного возраста сформировалась на эрозионном рельфе, а крупные лавовые потоки спустились по ущельям (см. «Атлас вулканов СССР», 1959).

Вулканизм поздненеоген-четвертичного возраста связан со сводовым поднятием Большого Кавказа в позднеорогенный этап его развития.

Проявления четвертичной вулканической деятельности на Малом Кавказе К. Н. Паффенгольц (1931) связывал с движениями земной коры при завершении отдельных циклов эрозии. Вулканические излияния, по его представлениям, сопряжены со сводообразным поднятием Малого Кавказа. В бассейне р. Арпа он выделил четыре покрова четвертичных лав типов В, С, D и Е и один покров верхнеплиоценовых лав типа А, в зависимости от высоты террас, на которых излились потоки, а именно: лавы типа В — на высоте 250 м (андезито-базальты и андезиты); лавы типа С — на высоте 150 м (андезиты); лавы типа D — на высоте 120 м (базальты); лавы типа Е — на нижней террасе (андезиты).

Если бы лавовые потоки в каждый период излияний обладали бы столь большой текучестью, что достигали бы низших точек эрозионного вреза, перекрывая соответствующие террасы и отложения речных долин, получились бы бесспорные свидетельства для определения точного возраста излияний. Однако в большинстве случаев молодые лавовые потоки остаются высоко на склонах гор, и приходится использовать для определения их возраста другие данные, что снижает практическую ценность этих теоретических представлений.

В Виваре (Центральная Франция) Жиро-Сулави заметил, что четвертичные базальтовые потоки располагаются на склонах речных долин и каждый из них перекрывает речной аллювий, сходный с современным. На этом основании был сделан вывод, что излияния базальтов происходили одно за другим, в то время как река углубляла свое русло (Болиг, 1957). Эта закономерность хорошо прослеживается и в других вулканических областях, например в Андах (Южная Америка), где благодаря поднятию гор остатки древних лавовых потоков встречаются в высокогорных долинах на разных уровнях, в то время как молодые лавы располагаются на молодых речных террасах (Герт, 1959).

Лавы изливались на галечники террас, но нигде не перекрывались галечниками, так как далее следовало новое поднятие и врез долин уже в лавовые потоки. Следующие лавы изливались в период окончания глубинного вреза, после образования террас, покрытых галечниками. Многократное омолаживание террас — результат повторных поднятий гор. Увеличение высоты террас к центру гор — результат сводообразного процесса поднятия.

Положение лавовых потоков Малого Кавказа на пяти террасах разного возраста объясняется Н. И. Николаевым (1949) иначе, чем К. Н. Паффенгольцем. Н. И. Николаев полагает, что эфузивные фазы проявляются в связи с опусканием, и поэтому лавовые излияния следует сопоставлять со второй половиной или с концом периода преобладающих отрицательных движений в сложных колебаниях, которые испытала эта область. Однако при таком толковании этой закономерности неясно, почему лавовые потоки не перекрыты после их излияния галечниками.

Следует, однако, добавить, что по особенностям залегания лавовых потоков, протягивающихся иногда на расстояние нескольких десятков километров от центров

извержений, рискованно строить выводы о характере тектонических движений. Дело в том, что только непосредственно в районе излияния можно судить о тектонических условиях, свойственных вулканизму. Когда же лавовый поток прослеживается вдали от центра излияния, он оказывается в иной тектонической зоне. Например, истоки потока часто лежат в зоне поднятия горного хребта, а его окончание — в зоне прогибания предгорной равнины или межгорной речной долины (например, Дебетчайский лавовый поток).

К. Н. Паффенгольц, рассматривая связь лавовых излияний с поднятиями, не объяснял, почему происходит извержение, когда эрозия уже углубила русло и покрыла террасу галечниками. Выходит, что поднятие уже прекратилось, а излияние лавы только начинается. Возникает вопрос о скоростях и соотношении поднятия и эрозии. Если, как это бывает часто, эти два процесса сопряжены, то эрозия оканчивается вместе с поднятием и получается несоответствие с выводами К. Н. Паффенгольца о начале излияния после прекращения поднятия. Если же эрозия начинается после поднятия, то скорость последнего должна быть очень велика, и возобновление цикла эрозии, к концу которого приурочены, по К. Н. Паффенгольцу, излияния потоков, еще более отодвигается от момента поднятия.

Рассмотрим еще один возможный вариант соотношений, когда мощные толщи галечников образуются при продолжительных глыбовых поднятиях и опусканиях, к которым приурочены речные долины. Центры вулканической деятельности приурочены к зонам сводовых поднятий, а лавовые потоки ложатся на галечные террасы в долинах рек, поднятие и эрозия которых сопряжены с изменением базиса эрозии, общим для всей горной системы. При этом учитываются как поднятие области излияния, так и факт залегания потоков на галечниках. Однако, рассматривая условия залегания лавовых потоков в речных долинах, можно делать выводы о тектонической обстановке излияний лишь при достаточно ясной картине локальных тектонических движений.

В. П. Ренгартен отмечал, что на Кавказском хребте четвертичные лавовые потоки изливались в связи с началом эрозионных циклов. В ущельях рек потоки лежат на очень близких по возрасту террасах, поверхность которых еще мало расчленена. Лавовые потоки не перекрыты более молодыми отложениями, а расчленены последующей эрозией, сопровождавшей дальнейшее поднятие.

А. Т. Асланян (1958) говорит, что вулканические извержения приурочены к мегантиклинорию Малого Кавказа, сводовые поднятия которого возобновляются с возобновлением циклов эрозии, отвечающих по времени циклам осадконакопления в смежных зонах прогибания и развития трансгрессии. Фазы вулканической деятельности при поднятии мегантиклинория увязываются с этапами максимального прогибания Куриńskiej и Араксинской впадин. Фазы пенепленизации, в течение которых вулканизм не проявляется и происходит образование аллювиальных речных террас, совпадают с этапами остановки в тектонических движениях и заполнения прогибов осадками. А. Т. Асланян отмечает для этого времени также поднятие прогибов, связанное с регрессией Каспия.

Таким образом, два тектонических этапа играют важную роль для датировки вулканизма: поднятие, определяющее время вулканических извержений и сопровождающееся формированием компенсационных депрессий, в некоторых случаях связанных с вулкано-тектоническими процессами, и остановка дифференцированных движений и пенепленизация, служащие показателями перерывов вулканической деятельности. Эти морфотектонические процессы имеют региональное значение, соответствующее масштабу проявления вулканизма.

В соответствии с представлениями К. Н. Паффенгольца А. Т. Асланян отмечает 4—5 фаз вулканической деятельности, прерываемой в фазы пенепленизации: лавы типа С, D, E₁ E₂, ложащиеся на галечники террасы средних течений поперечных притоков рек Аракса и Куры. Эти логически ясные построения заканчиваются выводом, что явления

вулканизма совпадают по времени с наибольшими значениями амплитуды деформаций, имеющей характер продольного изгиба, а пенепленизация — с наименьшими значениями амплитуды таких деформаций. При этом отмечается, что эффузивный вулканизм в послемиоценовое время (как и в ранние геологические периоды) был теснейшим образом связан с эпейрогеническими деформациями, отвечающими эпохам морских трансгрессий. Этот вывод следует уточнить, чтобы не впасть в заблуждение по поводу времени и места эпох вулканизма в древних геосинклинальных областях.

Принято считать, что в геосинклинальных областях начальный вулканизм сопряжен с периодами погружения и трансгрессии моря. На Малом Кавказе море трансгрессировало не в пределы активного вулканического пояса, находящегося в зоне поднятия и горообразования, а в смежные с ним компенсационные прогибы. Если интерпретировать этот вывод для древнего геосинклинального вулканизма, то надо согласиться с тем, что представления о совпадении эпох вулканизма с трансгрессиями в данном случае не требуют отнесения вулканического пояса к области тектонического погружения. Это совпадает с положениями, развитыми в исследовании о структурах вулканических поясов геосинклинальных областей, принадлежащих к зонам инверсии геосинклинальных прогибов (Святловский, 1967).

Изучая вулканизм четвертичного времени в разных районах Малого Кавказа, можно сопоставить как характер этого вулканизма в разных структурных областях, так и тектоно-вулканические процессы, сопровождавшие извержения. При обзоре коррелятивных отложений вулканической области четвертичного времени необходимо отметить, что вулканы действовали в субазральных условиях и их продукты присутствуют в речных, ледниковых и озерных отложениях. Отмечается, что ранне- и средне-четвертичные лавовые потоки со склонов Гегамского плато, вулкана Арагац, Самарского хребта и Мокрых гор стекали в озера, прилегающие к этим нагорьям. В этих озерных котловинах происходило также отложение пеплов и других пирокластических продуктов извержений четвертичных вулканов.

ВУЛКАНИЗМ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛАТФОРМ Площадные излияния

Большого масштаба вулканические излияния на континентальных платформах достигли в среднем мезозое, когда на огромных площадях происходили трещинные излияния, образовавшие покровы базальтов и долеритов трапповой формации мощностью до 3 км. Излияния охватили значительную часть земной поверхности (от 83° с. ш. до 85° ю. ш.). Лавовые плато занимают обширные территории ныне сохранившейся суши: Сибирская платформа (пермо-триас), Северная Америка (средний мезозой), Гренландия (мел—палеоген), Шпицберген (мел—эоцен), Индия (юра—зооцен), Антарктида (средняя юра—кайнозой), Тасмания (средняя юра), Африка и Мадагаскар (средний мезозой), Южная Америка (средний мезозой).

Трапповая формация — типичное платформенное проявление магматизма. При этом плато-базальты изливались и на древних щитах, обычно входящих в состав платформ, а также и вне древних платформ — в областях завершенной складчатости, формирующих молодые платформы. К числу крупнейших площадных излияний относятся сибирские и деканские траппы.

СИБИРСКИЕ ТРАППЫ. Исследования последних лет в области траппового вулканизма Сибирской платформы (В. И. Гоньшакова, В. П. Солоненко и др.) позволяют рассматривать активное вторжение трапповой магмы в континентальную земную кору в связи со структурными поднятиями. Накопление угленосной серии началось в позднем карбоне, и в дальнейшем платформа распалась на серию синеклиз и антеклиз.

Клинообразное вторжение трапповой магмы в сводовые поднятия, осевые части антиклиналей, сочленения синеклиз и антеклиз, во флексуры происходило по мере развития этих структур в пермо-триасе. На площади более 1,5 млн. km^2 траппы заняли центральные части огромной чаши, прогибание которой явилось следствием гравитационного опускания при накоплении огромной массы лав. По окраинам областей

извержений накопились туфы. Пластовые интрузии, окруженные роями даек, расположились в сводовых поднятиях, где и испытали дифференциацию. Количества и длина даек определялась размерами зон сводовых разрывов: мощность, происходивших при внедрении магмы, проникавшей под давлением сквозь кровлю осадочных пород мощностью 3,0-н

3,5 км.

ДЕКАНСКИЕ ТРАППЫ на полуострове Индостан образованы излияниями базальтовой лавы, происходившими в наземных условиях с середины мезозоя и до начала кайнозоя. Формирование Гондванской системы охватывало большую территорию, чем область излияния деканских траппов, а единство гондванской¹ флоры, распространенной на всем южном полушарии, свидетельствует в пользу существования Гондванского материка до среднего мезозоя.

Накопление мощной серии угленосных гондванских отложений длилось с верхнего карбона по нижний мел и сопровождалось образованием крупных грабенов и вулканизмом. Во впадинах на опущенных глыбах залегают средне- и верхнемеловые морские отложения. Даже в неогеновое время происходили глыбовые опускания больших участков западного побережья полуострова Индостан.

Долеритовые покровы выходят на площади более 650 тыс. км² и занимают не меньшую площадь на дне Индийского океана. Наиболее крупные излияния приурочены к периоду распада Гондваны (средний мезозой — начало кайнозоя). Интрузии долеритов и базальтов внедрялись в гондванскую толщу во время отдельных вспышек вулканических излияний в течение времени от позднего мела (датское время) до раннего эоцена. Среднеурская серия трапповых покровов мощностью 450—600 м переслаивается с глинистыми сланцами (серия Раджмахал). Кратеры и жерла не известны. Излияния происходили по трещинам, выполненным дайками, или вулканическим каналам. Общая мощность деканских излияний достигает 3 км, они переслаиваются с пеплами и пресноводными отложениями.

АНТАРКТИЧЕСКИЕ ДОЛЕРИТЫ. Продолжение базальтовых и долеритовых плато континентов на океаническом дне известно во всех районах деструктивных границ континентов и океанов.

В пределах Антарктиды и прилегающих к ней островов и континентов широко развита сформированная в среднем мезозое формация долеритовых базальтов. Ее излияния происходили на поверхности обширного континента, покрытой мощной серией осадочных пород континентального типа, сходных с гондванской серией (угленосные песчаники и глины с гlossopteriевой флорой). Эти континентальные отложения известны на обломках древнего южного континента — на островах и на окраинах Антарктиды (Земля Виктории, Королевы Мод, Шекльтона, Тасмания, Мэри Бэрд, Трансантарктические горы и др.).

Долеритовые интрузии внедрились в фундамент и гондванскую серию осадков в среднеурское время. Долериты серии Фер-раро в среднеурское время образовали силлы, секущие и пластовые залежи. Базальты изливались на осадочные толщи и образовали покровы и силлы между ними.

Несомненно, что площади лавовых покровов, погруженные ныне на дно океана, во много раз превышают площади лавовых останцов, сохранившихся на обломках Гондваны. Площадь покровных излияний южного полушария в настоящее время трудно оценить, но она, вероятно, не меньше, чем приарктическая территория покровных излияний, останцы которой сохранились по периферии Северного Ледовитого океана.

В кайнозое излияния платформенного типа происходили в ряде районов, отчасти захватив площадь мезозойских излияний. К кайнозойским покровным излияниям относятся базальтовые плато Северной Америки, Арктики и Антарктики.

Базальтовые плато рек Колумбии и Змеиной (штаты Вашингтон и Орегон, США) образуют на площади более 500 000 км² много тонких покровов, переслаивающихся с

пеплом и озерными отложениями. Мощность лавовой толщи достигает 1,5 км, а общий объем излияния более 4 млн. км³.

Арктическое базальтовое плато (Тулейская область вулканизма) охватывало в эоцене обширную площадь северной части Атлантического океана и Северный Ледовитый океан (не менее 2,5 млн. км²). После обрушения территории излияний над уровнем моря сохранились остатки плато на площади 150—160 тыс. км², покрывающие районы Гебридских островов, Исландию, Гренландию, северную часть Великобритании, Шпицберген, Землю Франца Иосифа, острова Де-Лонга и др. Мощность базальтовых покровов до 4 км, отдельные потоки имеют мощность до 60 ж и прорезаны дайками (подводящие каналы), сил-лами, кольцевыми интрузиями.

Вслед за региональными площадными излияниями в результате ряда циклов сводового поднятия и грабенообразования в период со среднего мезозоя до эоцена образовалось множество щитовых вулканов (ныне продолжающих деятельность в Исландии) и субвулканических серий пород континента (кольцевые дайки и конические интрузии Шотландии).

В Антарктике площадные излияния также продолжались и в кайнозое. Оливиновые базальты этого времени несогласно перекрывают гнейсовый фундамент на берегу Эйтса.

В более позднюю стадию вулканические покровы были разбиты серией сбросов и широко распространились извержения центрального типа. На Земле Мэри Бэрд имеются нерасчлененные эрозией конусовидные вулканы, сложенные щелочными оливино-вымыми базальтами, андезитами и потоками кислых лав.

Вулканические архипелаги, где сохранились действующие вулканы, входят в систему орогенов и островных дуг, причленяющихся к орогенным поясам Южной Америки и Восточной Австралии, зародившихся после распада обширных континентов, происшедшего вслед за покровными излияниями.

Верхнепалеозойский — мезо-кайнозойский этап площадного базальтового вулканизма на Земле соответствует эпохе грандиозных катаклизмов, приведших к распаду громадных материков и образованию котловин молодых океанов. Были образованы побережья молодых океанов деструктивного (атлантического) типа. Этот период платформенного вулканизма и распада континентов продолжался от позднего палеозоя вплоть до начала палеогена.

Значительная часть обширных плато ныне погружена на дно океана и есть основание полагать, что они образуют базальтовую кору (второй сейсмический слой) океанического дна. В пользу распространения долеритовых плато на дне океанов свидетельствует увеличение мощности долеритовых покровов в сторону Индийского океана. В районе Бомбая общая мощность долеритовых покровов достигает 3 км, а в сторону континента — уменьшается.

Вдоль краевых частей континентов базальтовые и долеритовые серии выходят на ограниченных площадях, в то время как данные глубоководного бурения свидетельствуют в пользу широкого распространения базальтов эфузивного облика под меловыми и палеоген-неогеновыми отложениями Атлантического, Индийского и Тихого океанов.

В свою очередь на платформенных площадях обширных долеритовых плато сформировались крупные синеклизы (Тунгусская, Деканская), связанные с опусканием районов массовых излияний, однако не достигшим масштаба океанических опусканий.

В процессе дифференциации платформенных структур и образования антеклиз — областей поднятия и синеклиз — областей преобладающего опускания, глубинное строение синеклиз изменялось, по-видимому, даже в тех случаях, когда они не были связаны с опусканием районов массовых излияний. Мощность базальтового слоя в их фундаменте увеличивалась, а гранитного сокращалась. Этим объясняется опускание отдельных районов платформ и превращение их в океанические впадины вне площадей платформенных излияний.

Наряду с внедрением основных недифференцированных магм в интрузивной фации, вызвавших утяжеление и опускание континентальной земной коры, магматическая дифференциация, сопровождавшаяся эфузивным вулканализмом, в условиях дегазации магм приводила к воздыманию площадей излияния. Таким путем возрожденные пояса горообразования на платформах сопровождались увеличением мощности базальтового слоя, что способствовало увеличению неоднородности земной коры и ее неустойчивому состоянию. Дробление платформ сопровождалось площадными излияниями, имевшими в областях сводовых поднятий и рифтогенеза ярусное распространение.

В связи с таким резко дифференцированным вулкано-тектоническим процессом возникали крупные пластовые и ступенчато-грабенообразные разрывы, которые были заполнены многоярусными интрузиями. Многофазная смена интрузивного и эфузивного магматизма усложнила этот процесс образования структур, в результате которого образовалась система крупных вулкано-тектонических впадин, связь которых с процессом траппового магматизма подчеркивается отсутствием сопряженных с ними равновеликих поднятий.

Трапповые впадины - самостоятельный тип тектонических структур, по-видимому, возникших в процессе проседания кровли магматических очагов (Оффман, 1964). Размеры таких впадин Сибирской платформы, выделенных П. Е. Оффманом, достигают многих тысяч квадратных километров (Ванаварская — 200000 км²; Пutorанская — 450000 км²; Мархинская — 80000 км² и т. п.).

Следовательно, формирование вулканических областей на платформах является сложным процессом преобразования земной коры, влекущим за собой структурообразование, сходное с вулкано-тектоническими процессами в геосинклинально-орогенных областях. Наряду с преобладающим структурным поднятием, сопровождающим подъем теплового потока и обширный платформенный вулканализм, формируются вулкано-тектонические депрессии, связанные с обрушением кровли очагов, а также проявляются своеобразные криптovулканические процессы, в результате которых в океанические бассейны втягиваются площади синеклиз, лишенные поверхностного вулканализма.

Необходимо подчеркнуть, что в вулканических процессах, стимулирующих извержения, важную роль играют конвекционно-гравитационный тепло-массоперенос, а в соотношениях гипабис-сального и наземного вулканализма степень дифференциации магматических расплавов и степень их насыщенности газообразными составляющими. На платформах эфузивные излияния преобладали при более кислых магмах, насыщенных газообразными продуктами, и в отдельные стадии вулканализма, когда процессы дифференциации в магматических очагах приводили к обогащению остаточных расплавов газообразными компонентами.

Преобладание интрузивных субвулканических процессов над эфузивными характерно для областей малодифференцированных тяжелых магм. Именно такие многоярусные интрузии, внедряясь в основание континентов, вероятно, способствовали их обрушению. Дифференцированные трапповые формации чаще сохранялись от обрушения (траппы Декана).

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ДАИКОВЫЕ СЕРИИ И ПУЧКИ вдоль окраин океанов и в основании плато-базальтов и долеритов возникли как следствие деструктивных обрушений площадей массовых излияний.

Региональные серии даек базальтов и долеритов связаны с образованием флексур континентальной земной коры вдоль окраин территорий, залитых лавовыми покровами и опустившихся под воды океанов. Крупные флексуры приурочены так же к зонам растяжения и рифтообразования в пределах континентов. Д. Л. Гибсон (Gibson, 1966) рассмотрел крупнейшие флексуры, с которыми связаны массовые базальтовые излияния. Одни из них приурочены к краям континентов, другие — к рифтовым зонам.

Во всех случаях флексуры либо параллельны срединно-океаническим хребтам, либо находятся на продолжении этих структур при переходе их на континенты. Образование флексур происходило при растяжении земной коры, сопровождавшемся базальтовыми излияниями. Трешины и разломы, служившие подводящими каналами излияний и заполненные дайками, были расположены параллельно простиранию флексур и сбросовых уступов.

В настоящее время системы даек наблюдаются на побережьях континентов по периферии океанов во многих районах земного шара. В Восточной Гренландии и в Шотландии на флангах территории Атлантического океана, залитых в палеогене базальтами, дайковые серии прослеживаются на сотни километров. Региональная серия даек связана здесь с крупной флексурой земной коры, расположенной вдоль восточного побережья Гренландии, в базальтовой серии, образованной тулейскими излияниями.

Базальтовая толща падает в сторону моря под углом до 60° , и густота даек уменьшается с увеличением этого угла. Там, где угол до 12° , количество даек уменьшается до 10 на 1 км^2 , а при предельных углах увеличивается до 50 на 1 км^2 . При этом дайки выходят в выпуклой части флексуры, но отсутствуют в вогнутой.

Это свидетельствует о том, что дайки были приурочены к трещинам растяжения флексур, образованных вдоль границы опускающегося блока земной коры.

Мощные дайки долеритов, выходящие в основании лавового плато Мадагаскара, рассматриваются как каналы излияния. Крупная флексура Лебомбо-Матеке-Саби образована в Юго-Восточной Африке в связи с излияниями базальтов Карру.

Долеритовые дайки Декана и флексура Пенвел в Западной Индии также связаны с трещинными излияниями и образованы позже сброса, нарушившего гондванскую серию. Следует отметить ряд долеритовых даек, развивавшихся в зонах проницаемости Сибирской платформы вдоль сочленения - синеклиз и антеклиз. Количество, протяженность, а также мощность таких даек увеличиваются в зонах крупных флексур растяжения.

Отчетливо прослеживается развитие даек на Бразильской платформе (бассейн р. Параны) параллельно Атлантическому побережью Южной Америки, по-видимому, в связи с зоной растяжения флексур, образованных на границе опускающейся океанической области и континента. Рой даек отмечены также в континентальной части базальтовой формации, где они рассматриваются как корни излияний. Вулканализм охватил территорию около $200\,000 \text{ км}^2$, включающую не только базальтовые плато, но и субвулканические инъекции (мощные долеритовые интрузии и силлы), образовавшиеся за его пределами.

К наиболее молодым флексурам и трещинам растяжения относятся флексура Змеиной реки в штате Айдахо (США) и система разломов Индийского срединно-океанического хребта и Красного моря.

Вулканические пояса, связанные с эпиплатформенным орогенезом .

Современный и новейший вулканализм в областях активизированных платформ связан с поясами рифтовых долин, образующихся как на континентальных, так и на океанических платформах. Рифтогенез развивается вплоть до позднего орогенеза (рифты Африканского щита, Сибирской и Европейской платформ).

Протяженность системы рифтовых долин достигает многих тысяч километров, а ширина отдельных рифтов 300 км (рифт Красного моря). В широком смысле рифтовые долины рассматриваются как зоны дробления между древними щитами, возникающие в условиях смены сжатия растяжением, сопровождающиеся вертикальными дифференцированными движениями большой амплитуды. При этом формируются крупные своды, при растяжении которых образуются нормальные сбросы, ограничивающие опущенные блоки. Несомненное участие вулкано-тектонических процессов при формировании рифтов подтверждается неудачами моделирования рифтов путем механических напряжений, хотя сочетание тангенциального сжатия на глубине с растяжением на поверхности рассматривалось как одно из условий рифтообразования. Следует учесть также возможность образования трещин растяжения в результате сдвигов

по разломам. При этом трещины отрыва образуются по диагонали к бортовым разломам грабена.

Различаются вулкано-тектонические и тектонические (щелевые) рифты. Первому типу свойственна вулканическая деятельность, второму нет. Классическим примером вулкано-тектонического рифта является согласно представлениям Е. Е. Милановского, Восточный Африканский рифт.

Объем продуктов излияний в вулкано-тектонических рифтах обычно больше объема рифтовой долины. Часто происходит образование кальдер. Земная кора области рифтогенеза относится к континентальному типу (мощность 25 км). Мантия, вероятно, имеет разуплотненный характер (со скоростью сейсмических волн 7,4 км/сек). Очаги землетрясений располагаются на глубине 30—40 км, реже 50 км, характерны гравитационные минимумы вдоль оси рифта. Вулканизм в вулкано-тектонических рифтах сопровождает все стадии сводообразования, развития продольных и поперечных разломов и обрушения сводов с образованием грабенов. Амплитуда погружения грабенов и их горизонтальное растяжение невелико. Вулканические очаги приурочены к разуплотненной земной коре, высокий тепловой поток которой способствует расширению вещества, сводовому поднятию и в конечном счете определяет возможность вулканизма. Излияния концентрируются вдоль оси растянутого свода, отличающейся наибольшей проницаемостью и наличием линейной зоны поднятия теплового потока.

При раздроблении и дифференциальных движениях в сводах их осевые зоны являются поясом вулканических излияний, а после обрушения и рифтообразования вулканизм здесь часто прекращается, перемещаясь на периферию свода, где продолжается более стабильное вздымание. Отмечается связь вулканических излияний с нижними ярусами рельефа, испытывающими структурное поднятие.

Вулканические излияния каждого цикла, связанного с определенным геоморфологическим уровнем, начинались площадными излияниями и заканчивались центральными. Лавы рифтовых зон относятся к платформенным с преобладанием основных типов щелочных пород (оливиновые базальты, анальцимовые база-ниты, пикриты) и подчиненным значением кислых (фонолиты, трахиты).

В западном рифте Африки развиты преимущественно вулканы гавайского типа (лавы: кивиты, пижонитовые абсарокиты, лейцитовые базаниты); отмечается преобладание калия в лавах Западного рифта и натрия в лавах Восточного рифта. В районах блоковых движений изливаются лавы карбонатитового типа, другие вулканы вблизи рифта изливают преимущественно фонолито-вые и трахитовые лавы. Происхождение магм объясняется дифференциацией при значительной роли ассилияции в неглубоких вулканических очагах карбонатитовых и альбитовых типов пород, а также взаимодействием карбонатитовых магм с сиалическими породами.

Изучение рифтового вулканизма позволяет проследить структурное положение вулканов в связи с разломами земной коры (Восточная Африка, Прибайкалье, Рейнская область). Отмечается корреляция вулканической деятельности с поднятиями выровненных поверхностей. В Восточной Африке установлено до пяти таких поверхностей от юрского до раннеплейстоценового возраста, поднятых на разную высоту над рифтовыми долинами прерывистыми вертикальными движениями.

Намечается несколько структурных позиций вулканов: 1) вулканы вытянуты параллельно главным разломам и находятся на плато, возвышающемся над рифтовой долиной (вулканы Кахузи-Биега в западном рифте Восточной Африки, Кения, Килиманджаро и др.); 2) вулканы расположены на оси рифтовой долины и связаны с горстами и впадинами, перпендикулярными к направлению рифта (вулканы Вирунга); 3) вулканы связаны с впадинами, образующими ответвления от главного рифта (молодые вулканы Каматамбе; рис. 44).

В аналогичных условиях происходил вулканизм, связанный с последовательными этапами сводовых поднятий и рифтообразо-

Рис. 44. Обзорная карта рифтовых долин (по Кренкелю, Реку, Тилю и др.)

1 — морские мезозойские отложения; 2 — палеоген-неогеновые и четвертичные отложения береговой зоны и древние озерные осадки; 3 — молодые вулканические породы; 4 — главные линии разломов; 5 — подчиненные линии разломов; 6 — вулканы; 7 — большие островные горы

вания в Евразии (Прибайкалье). Аппараты извержений в обширных миоценовых депрессиях находились на осьях поднятий и смещались с течением времени на более низкие поверхности рельефа, испытывавшие поднятие.

Ко второму типу приближается Западный рифт Восточной Африки — вулканотектонический тип рифта, переходный к тектоническому. Опускание рифтовых долин здесь сопровождалось растяжением бортов рифта, не осложненным свodoобразованием. Вулканизм проявлялся здесь спорадически и незначительно на втором этапе рифтообразования. Поэтому низы стратиграфического разреза в рифтовых долинах сложены тонкообломочными осадками, а верхняя его часть — грубообломочными. В рифте Ньяса вулканизм отсутствует и очень слабо проявился в рифтах Альберта (Танганьика). Он был сопряжен с перемычками между отдельными звенями рифтовых долин, отличающихся меньшим растяжением, чем в Главном рифте, и излиянием щелочных пород (кар-бонатитов).

Объем вулканических излияний в Западном рифте в сотни раз меньше объема проседания рифта. Ориентировка напряжений в очагах землетрясений указывает на господство растяжений. Наиболее крупные градиенты растяжений (до 2,5 см/год) в грабенах Аденского залива, Красного моря, Байкала, Калифорнийского залива.

В тектонических рифтах с «разорванной» при растяжении земной корой (Красное море, Аденский залив и др.) вулканизм проявился еще более слабо. В зоне рифта отмечаются отрицательные гравитационные аномалии, положительная аномалия вдоль оси рифта объясняется подъемом основной магмы.

Структурные поднятия в рифтах такого типа относятся к вулкано-тектоническим горстам или ступенчатым сводам типа горы Рувензори, образованной в течение четвертичного времени (см.рис. 44).

На стыках тектонических рифтов, лишенных вулканизма, иногда наблюдаются поднятия сводового типа, с которыми сопряжена вулканическая деятельность. Такие структуры характерны для Западного рифта Восточной Африки. Это вулканы группы Кахузи-Биега, расположенные на плато, вулканы группы Вирунга, среди которых действующий кальдерный щитовой вулкан Намла-гира. Ни один из указанных вулканов не находится непосредственно на разломах или их пересечениях, хотя связь между движениями по разломам и вулканической деятельностью очевидна. Излияния были связаны со сводовыми поднятиями внутри рифтов и поднятиями пенепленов в виде горстов, обрамленных разломами-сбросами.

Африка

В ВОСТОЧНОЙ АФРИКЕ вулканизм связан с поднятием центральной части Восточно-Африканского щита в позднем мезозое и кайнозое.

Поднятый до высоты 1 - 1,5 км пологовыпуклый свод, в осевой части был осложнен структурной впадиной Уганды, занятой оз. Виктория и окаймленной системой сбросов. Это центральное опускание охвачено по периферии щита узкими поясами рифтовых долин, протяженность которых более 1000 км. Они образованы несколькими пересекающимися системами разломов, возникших в результате растяжения свода.

Важнейшей из них является меридиональная Восточная рифтовая долина, с которой ассоциируется наибольшая вулканическая деятельность новейшего времени.

Вулканизм, по Е. Е. Милановскому, проявлялся в две главные фазы, соответствующие этапам рифтообразования в Кенийской сводовой структуре. Первая фаза

представлена излияниями на площади поднятия свода основных базальтовых лав, предшествующими рифтообразованию. Вторая фаза, связанная с последующим рифтообразованием, характеризуется изменением состава извержений в рифтах от основного до кислого с повышением щелочности (рифты Эфиопии и Кении—Северной Танзании).

Вулканическую деятельность, начавшуюся площадными излияниями базальтов при поднятии свода, сопровождали процессы обрушения двух типов: рифтовые и кольцевые. К последним относятся круговые структуры кальдер. Они осложняли структурные поднятия и вулканы, являвшиеся центрами вулканизма. Наряду с ними образовались крупные компенсационные прогибы типа впадины, занятой оз. Виктория.

Непосредственно кальдерное происхождение в результате обрушения, связанного с вулканизмом, имели кальдеры Нгоронгоро (диаметром 20 км), Эмбай (диаметром 7 км), Олдоныя (диаметр 5 км). Эти кальдеры расположены на вулкано-тектонических сводовых поднятиях, пересечениях или изгибах и сдвигах рифтовых долин в горизонтальном направлении, вызывавших их смещение, осложненное дроблением и поднятием.

В районе Восточного рифта у пересечения нескольких систем разломов находятся крупнейшие вулканы: Килиманджаро, Кения, Меру, Олдоныя-Ленгам (см. рис. 44).

Таким образом, хотя последовательность образования разломов изменяется в каждом районе, что свидетельствует о их более или менее одинаковом возрасте, наиболее сильные движения, вызвавшие вулканизм, происходили в позднем кайнозое.

Крупнейшие вулканы расположены в зонах наибольшего растяжения земной коры, часто господствующих над рифтовыми долинами, сопряженными с этими зонами. Следовательно, два структурных типа депрессий—'рифтовые и кольцевые—ассоциируются с зонами растяжения, в которых образуются вулканы. Эти структурные нарушения затрагивают как сводовые поднятия, так и вулканические сооружения, свидетельствуя о сопряженности структурных движений с процессами вулканизма.

Динамическая схема напряжений, вызвавших вулканизм, выражалась в растягивающих усилиях диагональных напряжений, возникших на пересечении северо-западных и северо-восточных разломов. Активная вулканическая деятельность всегда ассоциируется с зонами поднятий, характеризующимися высоким тепловым потоком, находящимися в неодинаковых соотношениях с различными локальными активными тектоническими структурами. Это главным образом зоны сочленения и пересечения рифтовых долин.

Вулканизм слабо проявляется в области оз. Виктория и развит более широко в зоне рифтовых долин к востоку от озера.

Килиманджаро, центральный конус которого Кибо, является высочайшей точкой Африки, находится в районе пересечения нескольких рифтовых долин и крупных разломов. В одном с ним ряду располагаются крупные вулканы Меру, Мондули и Эси-, мингор.

Вулкан Килиманджаро имеет вид гребня, перпендикулярного к побережью Индийского океана и к рифту оз. Натрон-Еази. Это сложный стратовулкан с тремя крупными вершинами. Западная из них — Шира оборвана кратером (кальдерой) шириной около 4 км. В дальнейшем на дне кальдеры образовались фонолитовые купола и эксцентричный внутренний конус. Купола ее рассечены радиальными дайками и гипабиссальными пластовыми телами. Наряду с лавами трахибазальтов и долеритов в строении западного конуса участвуют нефелиновые серии пород.

Кибо — главная вершина стратовулкана с кальдерой диаметром около 3 км, внутри которой расположено три внутренних конуса: первый эксцентрично в кальдере, а второй и третий в последовательно возникавших кратерах. В самом молодом кратере, имеющем диаметр 150 м, действуют сольфатары. Конус Кибо образовался после прекращения деятельности Ширы.

Мавензи — третья вершина вулкана, сильно разрушенная и с многочисленными куполами. С восточной стороны находятся побочные вулканические конусы. Характерна серия даек небольшой мощности (до 1 м), простирающихся параллельными рядами в субширотном направлении, но встречаются и радиальные дайки. В строении вершины также участвуют трахибазальты, базальты и щелочные породы.

У подножия Килиманджаро много побочных лавовых и шлаковых конусов, сложенных оливиновыми базальтами и ультраосновными породами. Излияния базальтов происходили, вероятно, при образовании вулкана из всех трех его кратеров в позднем плиоцене. Серии трахибазальтов и фонолитов, возможно, относятся к плейстоцену, они слагают внутрикратерные конусы и купола, и побочные конусы.

Куполовидное нагорье Кения увенчано вулканом Кения (5194 м), сложенным потоками щелочных базальтов, нефелиновых трахитов и их дифференциатов. Этот крупный щитовой поздне-плиоценовый вулкан, действовавший еще в плейстоцене, имеет сложное строение; он сформировался в результате ряда извержений: в первую фазу деятельности изливались ромбен-порфиры, фонолиты, кениты; затем в центральном жерле поднялся экструзивный купол, образовавший цилиндрический некк (plug) нефелиновых сиенитов, поднимающийся ныне в виде пика над разрушенным кратером. Затем трещинные экструзии фонолитов образовали серию даек, а из побочных кратеров излились оливиновые трахиты, образовав потоки и штоки в теле вулкана.

Вулкан расположен в той же зоне сочленения рифтовых структур, где находятся другие величайшие вулканы Африки — Килиманджаро и Элгон. Здесь же расположен молодой фумарольный вулкан Сусва, деятельность которого началась в верхнем плиоцене (фонолиты—1,5 млн. лет, по данным калий-argonового метода). Ромбен-порфиры второй стадии излияния (плейстоцен) сменились в позднем плейстоцене стекловатыми фонолитами.

Вулкан Суев расположена в телескопированной кальдере обрушения. Внешняя кальдера, более древняя, занимает площадь более 100 км², а внутренняя—18 км². Ее стенки рассечены параллельными разломами, по которым происходили наиболее молодые излияния.

Северо-восточнее оз. Виктория в восточном ряду вулканов меридионального направления стоят вулканы Элгон (4323 м), Деба-зиен (3064 м) и Морото (3083 м). Это неогеновые вулканы ранней стадии новейшего вулканизма. Их лавы представлены главным образом базальтами и андезитами. В историческое время вулканы эти не действовали. Самый крупный из них — Элгон — поднимается на щитообразном основании и имеет кальдеру шириной 8 км. В кратере есть горячие источники.

Самая активная деятельность свойственна группе вулканов Вирунга, расположенной в западной ветви рифтов, наиболее сейсмичной и, следовательно, наиболее подверженной современным движениям. В этой части рифт изгибается с северо-запада на северо-восток, и в котлообразной впадине шириной 85 км располагается ряд вулканов Вирунга, проходящий по диагонали к простиранию рифта (рис. 45).

Из восьми вулканов Вирунга западные, расположенные на оси рифта, — действующие. Вулканы, лежащие восточнее, образуют ряд, почти перпендикулярный рифту. Таким образом, эта группа вулканов подчинена диагональной структуре (по отношению к разломам-броскам, обрамляющим рифт).

Естественно, что на пересечении рифта поперечными разломами образовались наиболее глубокие трещины растяжения. На аналогичном скрещении разломов в Восточном рифте образовалась зона сбросов и поднятия плоскогорья «гигантских кратеров». В отличие от этого вулканы в Западном рифте не располагаются на плоскогорье и не прислонены к уступам рифта.

Все вулканы группы Вирунга являются стратовулканами, за исключением экструзивного купола (Quellkuppe) Сабинжо.

Наблюдается следующая последовательность эруптивных стадий: 1) ареальные излияния, 2) трещинные (линейные) извержения, Я) извержения центрального типа. Последние образовали ряд вулканов, из которых самым активным является щитовой вулкан Ньямлагира. Это обширный щит с большой кальдерой, обрамленной несколькими террасированными уступами и оканчивающийся колодцем с лавовым озером. Аналогичное строение имеет соседний вулкан Нирагонго.

Рис. 45. Вулканы Вирунга к северу и северо-востоку от оз. Киву. По Коэну
1 - несомненные разломы; 2 — вероятные разломы, 3 — разломы или флексуры.,
4 — граница поля лав там, где оно не ограничено несомненными разломами

Крупная вулканическая группа Рунгве находится на пересечении под прямым углом двух рифтовых долин севернее оз. Ньяса (см. рис. 44).

Геологические исследования показывают, что вулканы расположены в стороне от тектонических сбросов, но связаны с трещинами растяжения, возникающими как равнодействующие для пары сил, направленных под углом друг к другу.

К северо-востоку от вулканов Вирунга в эллиптической депрессии разбросана группа так называемых эмбриональных вулканов, деятельность которых связана не с эксплозией магматических газов, а с выбросами пара из водоносных горизонтов. Причиной повышения давления паров в этой зоне была инъекция магмы в основание водоносного горизонта, приподнявшая слои кровли.

Фреатические взрывы (Steam blast eruption) проложили жерла, через которые поднялась лава, образовав купола (то-лоиды). Извержение сопровождалось редкими выбросами пепла и вулканических бомб. Большая часть этих вулканов связана с местной тектонической структурой (Х. Мейер).

СЕВЕРО-АФРИКАНСКИЕ ГЛЫБОВЫЕ НАГОРЬЯ. Севернее впадины, занятой озером Чад, на линии простирания крупных структурных поднятий, пересекающих Африканскую платформу от Гвинейского залива к Средиземному морю, возвышается вулканическое нагорье Тибести. Это куполовидное сводовое поднятие, по бортам окаймленное ступенчатыми сбросами, увенчано крупными щитовыми вулканами с громадными вершинными кальдерами. Вулканы сложены главным образом щелочными базальтами.

На юге поднимается вулкан Эми-Кусси (высотой 3415 м, шириной 110 км). Внутри его гигантской кальдеры (диаметром 14 км) есть три кратера, из которых главный Эра-Кахор (ширина 2,5 км и глубина 350 м) имеет побочные кратеры. Последовательные этапы образования этого вулкана показаны на рис. 46.

На западе нагорья, вытянутого в северо-западном направлении, находится пологий щитовой вулкан Тусиде (3265 м) с кальдерой диаметром 14 км, в которой есть приолитовые купола.

К востоку на вулкано-тектоническом поднятии возвышается ряд вулканов: Торсо-Иега (2800 м) с кальдерой диаметром 20 км, Торсо-Тоон с кальдерой диаметром 9 км и Торсо-Воон (2900 м), имеющим кальдеру диаметром 18 км. Вулканы эти действовали с эоценом.

Соседнее, расположенное в 700 км к западу, вулканическое нагорье Ахаггар является обширным сводом, образовавшимся в связи с вулканизмом; его крупные вулканы сложены лавами андезитового и трахитового состава.

Другие вулканические массивы Северной Африки имеют сходную структуру новейших вулканов (в Сирии — Джебель, Друз, Эль-Ленджа; на Аравийском полуострове — Джебель-Шемсен и др.).

Область глыбовых нагорий Северной Африки по структуре, морфологии и типу вулканизма напоминает тихоокеанские талас-сократонные вулкано-тектонические поднятия Гавайских островов,

Рис. 46. Развитие вулкана Эми-Кусси (Тибести). По Б. Жезу, Х. Термье

1 — вулкан, сложенный базальтами и кислыми лавами; 2 — кальдера с эксплозивной деятельностью; 3 — вторичные конусы и экструзии в кальдере и на склонах; 4 — извержения внутри кальдеры; 5 — Фреатические извержения на склонах

Таити и т. п. Есть у нее также сходство с вулканическими районами Атлантического океана, расположеннымными вне срединно-океанического хребта.

В отличие от вулканов на поднятиях талассократонов, в деятельности континентальных платформенных вулканов значительную роль играют эксплозии, образующие кальдеры взрыва с выбросами больших объемов пеплов, в результате чего образуются игнимбритовые покровы. Несколько реже встречаются кальдеры обрушения и кислые экструзии (трахиты, фонолиты), образующие купола, иглы и обелиски.

Вулканические районы Северной Африки и Аравийского полуострова отличаются однотипной морфологией вулканических аппаратов. Это — базальтовые лавовые покровы с небольшими шлаковыми конусами. Более древние (палеогеновые) покровы больше размером и сложены оливиновыми базальтами, они связаны с трещинными излияниями. Эти покровы можно сопоставить с базальтовыми сериями нагорья Тибести и Эфиопии. Более молодые (четвертичные) вулканические аппараты, шлаковые и лавовые конусы образованы щелочными базальтами. Самые молодые вулканы представлены экструзивными образованиями — фонолитовыми и трахитовыми куполами и обелисками.

Эти мелкие вулканические формы встречаются на огромных пространствах Судана, Аравийского полуострова, Ливийской пустыни, Сирии. Они могут быть сопоставлены с крупными вулканами нагорья Тибести и Ахаггара как ареальные излияния, соответствующие им по типу лав.

Вулканизм в описываемых районах сопровождается грабено-образованием разных масштабов. Излияния по типу магматизма аналогичны излияниям на океанических платформах вне срединно-океанических хребтов, среди которых также различаются в основании покровы оливиновых базальтов, а в виде надстроек — щелочные базальтовые и фонолит-трахитовые, лаво-пирокластические вулканические постройки и экструзии.

Евразия

В эпиплатформенных горных поясах Евразии вулканические процессы были структурно связаны с двумя направлениями развития: консолидацией областей завершенной складчатости и орогенезом на платформах.

От периферических горных областей в сторону платформы увеличивалась консолидация областей завершенной складчатости и орогены превращались в молодые платформы. При тектонической активизации на этих платформах изливались, обширные базальтовые покровы. Наряду с этим шел встречный процесс — орогенез на древних платформах, нарушающий их однородность и ведущий к рифтогенезу, сопровождавшемуся вулканизмом.

Эти процессы переплетались между собой, приводя к сложным сочетаниям вулканизма двух типов магм. В первом случае вулканизм характеризовался недифференцированными базальтовыми излияниями, образующими покровы. Встречный же процесс хотя и сопровождался аналогичными типами излияний, но источниками их принято считать дифференциированную базальтовую магму повышенной щелочности (континентальная формация щелочных оливиновых базальтов).

На поздних стадиях эпиплатформенного орогенеза в четвертичное время в горных районах Азии не происходило обширных платформенных излияний, а преобладало

развитие тектонических типов рифтов, почти лишенных новейшего вулканизма (Байкальский рифт, Становой хребет). Наибольшие по площади покровы трещинных излияний поздненеогенового—раннечетвертичного времени наблюдаются в Монголии.

Внутриконтинентальный платформенный вулканизм Китайской платформы также проявляется в неотектонический период в связи с грабенообразованием и кольцевыми структурами (Лебединский, 1960). Хорошо сохранившиеся шлаковые конусы Датунской группы вулканов в Северо-Восточном Китае находятся в пределах кольцевой депрессии, лежащей в зоне грабена. Лавы относятся, подобно аналогичным типам излияний на платформах, к недифференцированным продуктам оливин-базальтовой магмы.

РИФТОВЫЕ ЗОНЫ АЗИИ. Крупнейшая система новейших рифтовых долин Евразии—Байкальская, не имеет отчетливой связи с мировой системой океанических рифтов и относится к внутренеконтинентальным образованиям. Однако существуют представления, что на севере Азии континентальное рифтообразование смыкается с системой рифтов срединно-океанических хребтов Северного Ледовитого океана через разломы, по которым проявляется новейший платформенный вулканизм Яно-Индигирского района (рис. 47).

Континентальные рифты Азии имеют большое сходство с рифтами других континентов. По сравнению с системой рифтов Восточной Африки система рифтов Высокой Азии (Саяно-Байкальский свод, Тува, Витимское плоскогорье, Становое нагорье; Монголия) относится к более поздним этапам развития эпиконтинентального орогенеза, сопровождаемого вулканизмом (рис. 48). Крупные рифтовые долины связаны со сводовыми поднятиями этой обширной горной страны, отличающимися большими максимальными высотами и амплитудами вертикальных перемещений, образующими альпинотипные формы рельефа. Мощные структурные воздымания и эрозия создали эту горную страну в течение неоген-четвертичного времени.

Рис. 47. Анюйский вулкан и разломы фундамента. По Е. К. Устиву, 1966 г.

На юго-западе Байкальской области, по данным В. П. Солоненко («Живая тектоника», 1966), неотектонические движения начались в миоцен-плиоцене, а в Становом нагорье в плиоцен-плейстоцене.

Более поздние этапы эволюции рифтообразования выражаются в появлении эмбриональных структурных впадин на сводово-глыбовых хребтах Станового нагорья, Джугджура и в других районах. В. П. Солоненко в соответствии с этапами их эволюции выделяет следующие рифтовые долины: зарождающиеся, эмбрио-

Рис. 48. Вулкан Домбровского на Витимском плоскогорье

Намечается как продольное, так и поперечное слияние ранее самостоятельных ветвей долин рифтового типа.

В Становом нагорье (по данным того же автора) излияния четвертичных базальтов (плейстоцен-голоцен) происходило преимущественно в осевых частях хребтов Удокан и Калар отмечается отсутствие связи излияний с наиболее крупными разломами-бросами. Долины рек врезаны на несколько сотен метров в неогеновые покровы базальтов, наклоненные к северу и югу от оси хребта и в сторону древних долин. В связи с эволюцией рифтогенеза азальтовые лавы неогенового и раннечетвертичного возраста смешались голоценовыми трахиандезитовыми и трахитовыми излияниями.

Эксплозивная деятельность вулканов выражалась в образовании небольших шлаковых конусов, шлаки которых переслаиваются с лавовыми покровами.

Вулканы центрального типа сосредоточены близ осевой части ебта, но их расположение не связано с простиранием омоложенных разломов. Жерла отдельных вулканов на высоких базальтовых

Рис. 49. Вулканы Кропоткина и Перетолчина в Прибайкалье

плато приурочены к субширотным разломам. Эти разломы не выражены в рельефе, так как по ним не происходило сбросовых перемещений.

После излияния вулканов в средне- и позднечетвертичное время и в голоцене (базальтовые шлаковые конусы) образовались позднейшие разломы, с которыми связаны землетрясения.

Сопряженность новейшего вулканизма Монголо-Прибайкальской эпиплатформенной глыбовой горной страны с тектоническими движениями выражается в совпадении времени вулканических излияний с фазами усиления неотектонических поднятий. Эти фазы поднятий отражены в коррелятных молассовых отложениях, накопившихся в опускавшихся предгорных и межгорных впадинах. Фазы наиболее сильных движений отвечают времени эоплейсто-цен — ранний плейстоцен. Уменьшение размаха движений отмечено во второй половине среднего плейстоцена и в голоцене; соответственно сокращается и вулканическая деятельность.

Вулканизм на поднятых блоках горной страны проявлялся в виде центральных и трещинных излияний, образовавших базальтовые щитовые вулканы небольших размеров и систему трещинных шлаковых и лавовых конусов (рис. 49).

Излияние происходило по трещинам, образовавшимся в связи со сдвиговыми дислокациями земной коры. Путями излияний являлись трещины растяжения северо-восточного простирания, образованные при левосторонних сдвигах по субширотной системе разломов (в результате происходило растяжение по удлиняющейся диагонали параллелограмма деформации). Амплитуда новейших сдвигов, по данным Ю. В. Чудинова, М. Г. Гросвальд, достигала 10 км.

Горный рельеф Монголии и Прибайкалья создавался под влиянием поднятий четвертичного времени, происходивших неодновременно в разных частях эпиплатформенного орогенного пояса. При этом движения, начавшиеся во внутренних частях орогенного пояса, где позднее закончилась консолидация, мигрировали в сторону Сибирской платформы. Отмечается, что к юго-востоку от Сибирской платформы в орогенном пояссе вулканизм проявлялся начиная с более ранних этапов истории (с олигоцена). При этом его ареал расширялся в сторону платформы и одновременно уменьшался масштаб (Гросвальд, 1965).

В районах Высокой Азии лишь в позднем мезозое образовались крупные щитовые кальдерные вулканы (Монголия). Новейший вулканизм происходил в зоне мезокайнозойских вулканических излияний, но на меньшей площади.

В Тувинском нагорье в четвертичное время возникли вулканы центрального типа, среди которых есть щитовые базальтовые вулканы диаметром 11—45 км и относительной высотой 750—1000 м. Базальтовым излияниям предшествовали обильные выбросы пирокластического материала. Более поздние извержения были преимущественно трещинными. Они образовали кратеры — маары, расположенные линейно, и небольшие насыпные вулканы конусовидной формы. Жерла формировались в зонах пересечения северо-северо-восточных трещин растяжения (выводящих излияния) с широтными.

В последние стадии изливались лавы с меньшей эксплозивной способностью, а субвулканические тела, пересекающие граниты фундамента, вероятно, заполняли подводящие каналы вулкана. Однако, не имея выхода, они застыли вблизи поверхности, превратившись в небольшие грибовидные штоки или мелкие лакколитообразные слепые тела (Белостоцкий, 1963).

РЕЙНСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА. С рифтообразованием в Западной Европе связан эпиплатформенный орогенный вулканизм. Заложение Рейнского грабена, обусловленное формированием сводовых поднятий и развитием орогенеза в Западной Европе, относится ко времени образования крупных разломов и позднепалео-зойскому — мезозойскому платформенному вулканализму Гондваны и Лавразии. В палеоген-неогеновое время рифтовые движения возобновились в период обширных тулейских излияний, захвативших северо-западную окраину Европы. Однако вулканическая деятельность в этот период локализовалась в районах Рейнского грабена в поясах, приуроченных к зонам глыбовых движений.

Перед началом вулканализма в палеогеновое время ландшафт состоял из невысоких гор с пологими склонами. На этот сильно волнистый рельеф при поднятии глыбовых гор и формировании Рейнского грабена (25 млн. лет назад) были наложены две поверхности выравнивания, образовавшиеся в периоды остановок рифтообразования; над ними ныне возвышаются останцы палеоген-неогеновых лавовых плато и вулканических построек. Извержения вулканов начались в позднем олигоцене в Рейнских горах, Кайзер-штуле, Северном Богемском прогибе, Лаузиаце.

Щитообразный вулкан Кайзерштуль сложен многочисленными потоками лав, слоев туфов и агломератов щелочных пород (лейцитовые тефриты). Более молодые субвулканические тела и интрузии сложены основными щелочными породами и карбонатитами. Вулкан расположен на сводовом поднятии, олигоценовые слои которого подверглись kontaktовому метаморфизму.

Вулканализм усилился в верхнем миоцене — образовались вулканические покровы и вулканы Рона, Фогельсберга, вулканы и эксплозивные маары Штайнхайма и Нордлинга в Швабии и Хегау.

Базальтовыми покровами были перекрыты неогеновые залежи бурых углей в Бомии, образованные в период, предшествующий базальтовым излияниям. Это подчеркивает низкий геоморфологический уровень континентального рельефа перед эпохой длительного воздымания свода и рифтообразования.

К началу четвертичного времени рельеф был значительно расчленен. Рифтообразование продолжалось с остановками и в четвертичное время. Четвертичный вулканализм был локализован в более четко выраженных поясах рифтов.

Вулканическая область Западного Эйфеля протягивается с юго-востока на северо-запад на 50 км. Ее пересекает меридиональная зона разломов, и в этом районе известно много базальтовых вулканов. К концу вулканической деятельности речные долины были значительно врезаны в поднятое плоскогорье. Наиболее молодые (10—12 тыс. лет) образования — маары и туфовые воронки в Эйфеле являются последними отзвуками вулканализма. Газовые извержения создавали маары и шлаковые конусы, лавовые потоки заполняли кратеры и внедрялись между туфами и осадочными породами, образуя силлы. Образование палагонитовых туфов объясняют извержениями во время сильных дождей.

Излияния базальтов происходили в конце эруптивных фаз два или три раза. Извержения были сопряжены с вулканическими очагами, из которых выше всего в земной коре, вероятно, размещались очаги взрыва маар. Подобно извержениям в Высокой Азии, наиболее крупными вулканическими формами являлись лавовые плато ареальных излияний и щитовые вулканы. Специфической чертой вулканализма рифтовой зоны Западной Европы являются маары Горного Эйфеля.

ВУЛКАНИЗМ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛАТФОРМ

Изучение вулканализма как индикатора тектоники позволяет произвести сопоставление континентальных и океанических структур, сопряженных с вулканализмом, что способствует уточнению представлений о строении дна океана. Основой для такого анализа являются типические структурные условия, в которых проявляются разные типы

вулканической деятельности и образуются связанные с ней породы. Главные из этих условий следующие:

- 1) сопряженность вулканизма с одновозрастными с ним тектоническими структурами;
- 2) структурный контроль вулканизма зонами растяжения, обусловленными тепло-массопереносом к земной поверхности;
- 3) сопряженность вулканизма с вулкано-тектоническими рифтами и кольцевыми структурами;
- 4) отсутствие вулканизма в опускающихся (щелевых) рифтах и прогибах с пониженным тепловым потоком;
- 5) наличие мобильных вулканических поясов эпигеосинклиналь-ного орогенеза с известково-щелочными типами магм в качестве конструктивной границы между континентальными платформами и древними океанами, для которых не характерны эти типы магм;
- 6) отсутствие магматических процессов на деструктивной границе между континентами и молодыми океанами, проходящей по вертикальным сбросам, образование континентальной флексуры; наличие трещин растяжения, в местах, где флексура сложена базальтовыми покровами, заполненных дайками, одновозрастными обрушению;
- 7) однотипность структурных условий излияний толеитовых и щелочных базальтов на континентальных и океанических платформах.

Можно выделить следующие главные типы вулканических поясов и их возможные аналоги на океанических платформах:

- 1) вулканические пояса эпигеосинклинальных орогенов на ранних стадиях формируются на океанической коре, заканчивают свое развитие на континентальной коре в мобильной зоне между континентами и океанами;
- 2) вулканические пояса эпиплатформенных орогенов на континентах и на океанических платформах образуются на разных структурных и гипсометрических уровнях, имея существенные отличия: на континентах они сопровождают завершающие этапы вулкано-тектонического рифтогенеза (глыбовые горы), на океанических платформах связаны с завершением телескопированного рифтогенеза, образующего структуры молодых океанов (срединно-оceanические хребты);
- 3) вулканические пояса, пересекающие границы континентальных и океанических платформ, связаны с рифтовыми структурами, унаследованными от структур эпохи обрушения молодых океанов;
- 4) вулкано-тектонические сводово-глыбовые нагорья континентальных платформ имеют аналогов на океанических платформах вне срединно-оceanических хребтов в виде гораздо более крупных поднятий, например, поднятия Дарвина, Восточно-Тихоокеанского и др.

Механизм вулкано-тектонических поднятий, сопровождавших платформенные излияния плато-базальтов, вероятно, аналогичным образом должен быть сопоставлен с механизмом образования крупных талассократонных поднятий.

Вулканические пояса Тихого океана

В Тихом океане вулканов значительно больше, чем в других океанах, и это может быть сопоставлено с первичной океанической структурой дна этого океана. Крупнейшие формы рельефа, не считая вулканических Кордильер островных дуг на периферии океана, здесь имеют вулканическое происхождение.

Рельеф центральной части Тихого океана образован широкой возвышенностью, представляющей собой лавовое плато с поднимающимися над ним вулканами. Это поднятое подводное вулканическое нагорье, однако, в прошлом возвышалось над поверхностью океана и постепенно опустилось в связи с прекращением на нем вулканической деятельности.

Рис. 50. Предполагаемое развитие поднятия Дарвина. По Г. У. Менарду, 1966 г..

I — широкое воздымание океанической земной коры и мантии в мезозойское время, сопровождаемое грандиозным вулканизмом, вначале подводным, позднее на обширных архипелагах; II — прекращение вулканизма в кайнозое и погружение с образованием многочисленных гайотов и атоллов, в некоторых районах поднятие и вулканизм продолжаются до настоящего времени

1 — район, занятый архипелагами в мезозое; 2 — современное расположение гайотов и атоллов; 3 — зоны разломов; 4 — изобаты глубин океана в мезозое, в км

Поднятие Дарвина является вулкано-тектоническим сводом,, сходным по глубинной структуре с Восточно-Тихоокеанским поднятием, с приподнятым под ним сводом мантии. Не уступает поднятие Дарвина и в размерах, занимая площадь около 40 млн. км² (рис. 50). Не трудно заметить, что эта площадь во много раз превышает размеры известных на современных континентах площадей базальтовых и долеритовых покровов.

Согласно Г. У. Менарду, одновременно с поднятием Дарвина возникли разрывы земной коры, и в центральной части поднятия образовались продольные хребты и депрессии. В мезозое вулканическая деятельность достигла наибольшего объема в этом районе и над поднятием образовались многочисленные вулканы, вершины которых поднимались над поверхностью океана. Погружение свода в кайнозое связывается с весом накопившейся мощной толщи лав,, а также, вероятно, обусловлено вулкано-тектоническими обрушениями при опустошении магматических очагов и прекращении тепло-массопереноса к земной поверхности. Многие вулканы потухли и после морской абразии образовали банки, лежащие ниже поверхности океана на незначительной глубине.

Аналогичное по структуре вулкано-тектоническое поднятие, по предположению Г. У. Менарда, расположено в Меланезии, между желобом Тонга и Австралией. О погружении этой площади после эпохи вулканизма свидетельствуют гайоты Тасманова моря и поверхности выравнивания, опущенные на небольшие глубины.

Структура под рассмотренными поднятиями земной коры, согласно сейсмическим исследованиям, характеризуется скоростями сейсмических волн, отвечающими верхней мантии, очевидно, приподнятой.

Не имеется достаточных оснований для уверенности в существовании на океаническом дне областей площадных вулканических излияний в новейшее время. Все вулканы связаны со структурным рельефом подводных вулканических хребтов и поднятий. Все это свидетельствует в пользу чрезвычайной подвижности океанического дна во время активного вулканизма, очевидно, связанной с орогенезом на океанических платформах.

Большая часть впадин Тихого океана лишена вулканов. Все вулканы связаны с эпохой тектонической активизации позднемезо-зойско-раннекайнозойского времени. Вулканические группы образуют острова, приуроченные к крупным поднятиям океанического дна. По данным Г. У. Менарда (1966), в мезозойское время в северо-западной части Тихого океана существовала большая группа активных вулканов, протягивающаяся в широтном направлении.

В среднем мелу были приподняты под водой вулканические острова восточной части этой группы, но позднее они опять скрылись под уровнем океана. В эоцене образовались вулканические архипелаги Маршалловых островов, Туамоту, острова Гилberta, Каролинские, а также Гавайские. В течение палеоген-неогенового времени многие из этих вулканических групп были подняты в виде вулкано-тектонических хребтов. Конец неогена — четвертичное время является периодом мощного вулканизма, проявляющегося во всех структурных областях мира, в том числе и на активизированных структурах океанической земной коры.

Окраины Тихого океана, обрамленные островными дугами, зачастую еще не поднявшимися выше уровня океана, имеют особенно резко расчлененный рельеф, где вулканические подводные Кордильеры занимают определенное структурное положение.

Обычно они отделены от океанических глубин глубоководным рвом и внешней тектонической островной или подводной грядой.

Лишь за этим барьером располагается собственно-вулканическая островная грядой. На ее континентальном обрамлении иногда расположены глубокие впадины, изобилующие подводными вулканами.

Вулканы расположены беспорядочно на площадях широких океанических поднятий, а также в виде рядов, связанных с линейными тектоническими структурами, гайот и абиссальных холмов — вулкано-тектонических структур, сопровождающихся поднятием дна.

Наиболее типичны для Тихого океана щитовые вулканы, среди которых хорошо изучены вулканы подводного хребта Гавайских островов. Эти вулканы обычно продолговатой эллиптической формы, зависящей от протяженности рифтовых зон, к которым приурочены излияния. Скопление нескольких одновременно действующих вулканов — «щитовой пучок» — определяет неправильные очертания отдельных островов. Вулканы круглой формы возникают при преобладающих излияниях из центрального кратера и расположенных симметрично относительно вершины радиальных трещин, из которых лавы равномерно растекались по склонам.

Вулканические группы образуют острова округлых, овальных и прямоугольных очертаний, зависящих от структуры фундамента, контролирующей вулканическую деятельность. Эти структуры образованы трещинами игнисептами (по Р. Дели), выраженными более или менее четко в виде грабенов или рифтов, простирающихся на тысячи километров. В восточной части Тихого океана простижение этих разломов близко к широтному.

По геологическим и геофизическим данным выявляются следующие соотношения между расположением вулканов и разломов.

Наибольшее количество подводных вулканов находится в районе разлома Кларион. По данным Г. У. Менарда (1966), этот разлом является узким грабеном широтного направления, перекрытым в восточной части вулканическими постройками. Возможно, что разлом пересекает структуры материка и переходит в широтный вулканический пояс в Южной Мексике.

Такая широтная зона нарушений была отмечена еще А. Гумбольдтом и, по его мнению, может быть прослежена на востоке, на вулканических островах. Вдоль зоны разлома расположено несколько вулканических островов, из которых о. Бенедикта является действующим вулканом. Разлом Меррей в западной части представляет собой грабен; в 100 км к югу от него протягивается вулканическая цепь Безлунных гор.

Самый северный из субширотных разломов — Мендосина прослеживается в Тихом океане на протяжении 1000 км, а в его восточной части разломы связаны с тектоникой Северной Калифорнии. Уступ разлома у побережья около мыса Мендосина обращен к северу, а в океане подводный разлом образует уступ высотой более 3 км, обращенный к югу. Предполагается горизонтальное смещение по разлому на 80 км, аналогичное наблюдаемому в районе Сан-Андреас.

Гавайские острова

По геофизическим данным допускается возможность связи вулканических островов с глубинной структурой крупных разломов. Особенно многочисленные исследования проведены в районе Гавайских островов, которые протягиваются в виде вулканических хребтов в северо-западном направлении через центральную часть Тихого океана на расстоянии 2400 км. В северо-западной части этого хребта вулканизм иссяк. Здесь потухшие вулканы погрузились на океаническое дно и являются фундаментом для коралловых рифов. Активность вулканизма смешается в юго-восточном направлении, от о. Куре, где вулканы действовали в палеогене, до о. Гавайи, где они действуют и в четвертичное время. На острове Гавайи щитовые действующие вулканы образуют пять вулканических центров. Эта группа вулканов является последней по времени образования.

РИФТЫ ГАВАЙСКИХ ОСТРОВОВ. По магнитным аномалиям можно судить о глубинной структуре вулканов, которая интерпретируется в виде разломов типа рифтов в верхней мантии и в базальтовой коре. По этим рифтам интрудировали основные породы, проявляющиеся в виде магнитных аномалий (Malahoff, Wppard, 1966).

Первичные рифтовые зоны начинаются на востоке в зоне разломов Молокай, наложенных на них в связи с вулканическими вертикальными движениями, и пересекают Гавайские острова. Зона разломов Молокай протягивается от подводных гор Калифорнийского залива до Гавайской впадины, но здесь в рельефе она уже не выражена. Выделяются два направления глубинных рифтов: широтное, соответствующее зоне разломов о. Молокай, и западно-северо-западное — восточно-юго-восточное — более древ-

Рис. 51. Схема первичных рифтовых зон и зон вулканических трубок Гавайских островов. (Malahoff, Wppard, 1966)

1 — первичные рифтовые зоны; 2 — зона вулканических трубок

нее, так как оно срезано направлением широтных разломов о. Молокай. Расположение первичных, глубинных рифтов не ограничивается островами; они прослеживаются по магнитным аномалиям и в океане.

Первичные подкоровые рифты Гавайских островов не пересекаются между собой, а образуют три зоны: Колоа, Кауаи и Уайтеа (рис. 51). В рельефе поверхностных вулканических сооружений глубинные рифтовые зоны не выражены. Линейные вулканические рифты и вулканические жерловые зоны близкой к изометрической формы совпадают с вывмещающим магматическим каналом вулканического щита.

Жерловая зона Колоа площадью более 100 км^2 и жерловая зона Северного Кауаи площадью более 200 км^2 не связаны с центральным вулканом. Предполагают, что при формировании этих рифтовых зон мagma вторглась в зоны трещин, связанных с магматическим резервуаром и поверхностью, вследствие чего дайко-вые серии приурочены к зонам, лежащим в пределах первичных рифтов. Положение рифтовых зон определялось в ряде случаев по группировке даек и шлаковых конусов (острова Оаху Нии-хай).

На острове Гавайи выделяются четыре первичные рифтовые зоны: Кохала (к югу от нее находится вулканический центр); Ма-уна-Кеа, связанная с жерлами Мауна-Кеа и Хуалалаи; Мауна-Лоа и Килауэа.

Помимо глубинных рифтовых зон существуют поверхностные, выраженные в рельефе в виде рифтов, прорезающих щитовые вулканы, образованные при излияниях из первичных вулканических жерл. Эти рифты возникли в результате растяжения сводов вулканических куполов и не отмечаются магнитными аномалиями. Следовательно, щитовые вулканы в виде островов являются вторичными образованиями. Они наложены на первичные рифты океанической коры и в свою очередь разорваны рифтовыми поясами, на пересечении которых расположены кратеры и кальдеры.

Вулканические жерла выделяются в широтных аномальных зонах, не ограниченных островами, но продолжающихся в океане параллельно оси Гавайского хребта. Возможно, что эти рифты наложены на более древние, теперь уже закрытые разломы северо-западного — юго-восточного направления.

Исследования поверхностных рифтовых зон, в частности восточной рифтовой зоны Килауэа, имеющей ширину 3 км и протяженность 50 км, привели к выводу, что вследствие растяжения куполообразного поднятия по рифтовой трещине дно долины оказывается разбитым на узкие грабены. По ним из неглубоко залегающих магматических очагов поднимается магма, проникающая по трещинам) растяжения на поверхность.

Предполагается, что рифтовые разломы расчленяют щитовой вулкан на большие сегменты. Южный сегмент под влиянием гравитационных сил сползает со скоростью 10

см/год по направлению к океану. Этот процесс сопровождается небольшими землетрясениями с мелкими очагами.

Количество поверхностных рифтовых зон вулканических щитов Гавайских вулканов различно и определяется глубинной структурой вулканов.

На острове Гавайи вулкан Мауна-Лоа имеет две рифтовые зоны и большой кратер; вулкан Килауэа также имеет две рифтовые зоны, большой кратер и является наиболее активным; у вулкана Кохала три рифтовые зоны, проходящие через вершину (рис. 52). На острове Мауи вулкан Халеакала имеет три рифтовые зоны, вулкан Западный Мауи — две рифтовые зоны и серию радиальных трещин. С рифтовыми зонами связаны открытые трещины, шлаковые и лавовые конусы, из которых берут начало лавовые потоки. Некоторые рифтовые зоны выражены в рельфе нечетко и устанавливаются по группам рассеянных жерл и трещин, как на вулкане Мауна-Лоа. В ряде случаев на продолжении рифтовых зон, даже плохо выраженных в рельфе, регистриру-

Рис. 52. Карта вулканов Гавайских островов (Макдональд, 1933)

ются гипоцентры неглубоких землетрясений, например, на североизападном склоне вулкана Мауна-Лоа. К рифтовым зонам вулкана Килауэа приурочены горячие источники

ВУЛКАНЫ ГАВАЙСКИХ ОСТРОВОВ. Главнейшие вулканы Гавайских островов, образующие структурную надстройку над сводом подводного хребта, вытянутого в северо-западном направлении на 2400 км в центральной части Тихого океана расположены в нескольких тысячах километрах от районов альпийских складчатых зон. Поэтому они удобны для изучения структур вулкано-тектонического типа в вулканических поясах океанических платформ.

На основе геофизических исследований и изучения механизма извержений гавайских вулканов рассмотрена генетическая последовательность в развитии вулканизма на океанической платформе и разработаны гипотетические представления об этом процессе.

Недифференцированная первичная базальтовая магма проникала по подкоровым разломам из мантии через первичные рифты, отмеченные магнитными аномалиями, и заполняла резервуары на глубине нескольких километров под вулканами (во втором сейсмическом слое). В этих периферических вулканических очагах происходила дифференциация магмы и образование толеитовой и щелочной серий базальтовой магмы, формирующей гавайские вулканы в процессе периодических извержений, связанных с повышением давления в магматических резервуарах. Тепловой и магматический напоры при этом, очевидно, способствовали расширению и поднятию вулкано-тектонического хребта.

Рифты, образующиеся на первичных поднятиях океанической земной коры, представляли собой протяженные грабены на дне океана. Позднее они были залиты лавами.

Щитовые вулканы, образующие ряды и «пучки», разбиты системой рифтовых долин того же направления, что и первичные рифты в земной коре (Stearns, 1946). По мере поднятия вулканов и выхода их вершин из океана формировались громадные сооружения современных вулканов, возвышающиеся на 8—9 км над дном океана. При этом структурные черты вулканических построек были обусловлены эволюцией периферических очагов вулканов.

В центральных частях вулканов образовались кальдеры, расположенные в пунктах пересечения более ранних, местами уже отмерших, разломов (северо-западного — юго-восточного простирания) широтными разломами.

Вулканическая деятельность, продолжавшаяся в течение четвертичного времени, в настоящее время сосредоточена в восточной части островов.

Древнейший щитовой вулкан на о. Кауаи в средней части Гавайского архипелага действовал в течение раннего и позднего плиоцена (возраст 5600 тыс. лет). К концу плиоцена образовался большой центральный кратер, после разрушения которого вновь возникла система грабенов, заполненных лавовыми потоками; после продолжительного покоя в течение плейстоцена он действовал вновь.

Вулканизм с течением времени переместился в юго-восточном направлении к берегам Америки. Возраст вулканов о. Оаху — 3,4 млн. лет, о. Молокай—1,8 млн. лет, о. Мауи—1,3 млн. лет (Macdonald, 1961). Самые молодые вулканы в юго-восточной части архипелага образовали о. Гавайи, их возраст 800 тыс. лет. Они действовали в четвертичное время.

В настоящее время к кальдерной стадии относится действующий вулкан Мауна-Лоа с кальдерой Макуавеавеа $4,8 \times 2,4$ км на вершине, ограниченной уступом высотой до 180 м. Соседний к юго-востоку вулкан Килауэа иногда рассматривается как побочный, хотя и обладает крупной кальдерой и рифтовыми зонами. Для Мауна-Лоа в течение более ста лет (с 1832 г.) описано много извержений, относящихся к кратерным (центральным) и побочным (трещинным) излияниям.

В 1949 г. отмечалось центральное извержение, происходившее из кратера, возникшего на эруптивной трещине в кальдере Макуавеавеа.

В структуру вулкана Мауна-Лоа входят: щитовой вулкан, вытянутый вдоль рифтовой зоны; рифтовые зоны; кальдера Макуавеавеа; круглый кратер в юго-западной части кальдеры диаметром 1 км; кратер на 30 м ниже дна кальдеры; два кратера расположены в южной части кальдеры (см. рис. 52).

В 1950 г. произошло извержение на фланге в юго-западной рифтовой зоне Мауна-Лоа. Возникли трещины длиной до 3 км на высоте около 3000 м над уровнем моря и было излито большое количество лавы, образовавшей несколько потоков, достигших берегов океана. Извержения из трещин сопровождались образованием шлаковых конусов.

Щитовые вулканы гавайского типа отличаются от исландских щитовых вулканов громадными размерами и являются крупнейшими после лавовых плато вулканическими сооружениями Земли.

Высота Гавайского вулкана вместе с подводным цоколем достигает 10 км при ширине в несколько сотен километров. Угол наклона его склонов 4—6°, что также меньше, чем у вулканов исландских.

На вершинном плато, отличающем вулкан гавайского типа, находится колодцеобразный кратер с крутыми стенками 4×5,5 км. Он окружен ступенчатыми уступами сбросов обрушения (рис. 53).

Рис. 53. Образование сбросов обрушения кальдеры Килауэа. Чаша Галемаумай и часть обрыва кальдеры Килауэа, свидетельствующие о расширении кальдеры путем овальных сбросов. По Макдональду

Гавайские вулканы превосходят в размерах исландские, и гидростатическая лавовая колонна не достигает кромки кратера. Лавы, не заполняя кратер-кальдеру, изливаются по трещинам радиальных рифтовых зон.

Продукты рыхлых извержений образуют небольшие шлаковые конусы на склонах вдоль рифтовых зон, их ничтожно мало по сравнению с лавами. Щитовые вулканы Тихоокеанских островов и подводные щитовые вулканы по размерам приближаются к гавайским.

Щитовые вулканы образованы в основном многочисленными трещинными излияниями, в связи с чем в узких рифтовых зонах широко распространены нормальные прямоугольные сбросы, возникающие при поднятии и растяжении зон.

На пересечении рифтовых зон формируются кальдеры и кольцевые структуры, связанные с глубинной структурой вулканов. Здесь развиты концентрические, дуговые и

прямоугольные сбросы. По окраинам щитовых вулканов встречаются сбросы, обращенные уступами к океану, не четко выраженные, но достигающие 10 км протяженности и связанные с зонами растяжения и гравитационного вулканического оползания.

Дайки в гавайских вулканах встречаются на островах Ленаи, Мауи и Оаху. Серии даек шириной 2—5 км приурочены к рифтовым зонам, определяющим их простирание. Штоки и некки — 300—900 м, в поперечнике сложены базальтами, расплавы которых поднимались по узким прямым разломам и жерлам вулканов.

Системы даек на о. Оаху выходят в общей первичной рифтовой зоне Вайанае.

Дайковая зона о. Ниихау имеет то же простирание, что и первичная рифтовая зона, а группа даек расположена в жерловой зоне площадью 8X8 км. Иногда дайки связаны с залегающими неглубоко куполами, например, с куполом Халеакала на о. Мауи. Система даек кратера Кулаи на о. Оаху интрудирована более молодыми дайками. Многочисленны дайки размером от нескольких сантиметров до 1 л в кратере вулкана Вайанае.

Направления векторов магнитных аномалий совпадают с Гавайским хребтом, но отличаются от направлений современных рифтовых зон (последние не отражаются в магнитных аномалиях). На этом основании предполагается существование крупных интрузивных тел, сложенных породами мантии, внедрившимися в глубинные рифтовые зоны океана.

Глубоко уходящие структурные связи вулканизма с земной корой выражаются как во влиянии структуры фундамента на расположение и структуру вулканов, так и в обратной зависимости и влиянии структуры и нагрузки вулканических сооружений на земную кору. Это позволяет характеризовать вулканизм как процесс, органически связанный со структурной жизнью земной коры.

Прежде всего следует подчеркнуть, что вулканизм сопровождался крупными вертикальными перемещениями земной коры дна океана. По данным Г. У. Менарда, платформа на подводном склоне острова Оаху находилась в миоцене на уровне моря, а ныне погружена на глубину 500 м. Эта платформа служит основанием двух крупных щитовых вулканов, образовавшихся в плейстоцене после длительного затишья вулканизма.

В архипелаге вулканических островов Табуй наряду с недавно действующими вулканами имеются гайоты с широкими плоскими вершинами, опущенными ниже уровня океана на 1500 м. Здесь два периода вулканической деятельности разделены длительным периодом покоя и погружения.

Погружение вулканических островов сопровождается заселением их вершин кораллами, образующими рифы большой мощности — на острове Эниветок 1400 м (Lad a. Schlanger, 1960). При этом вулканические хребты обычно отличаются вулканизмом на одном из флангов, что связано с миграцией вулканических извержений. Потухшие вулканы другого фланга опускаются, обрастают глубоко погружающимися атоллами. 13*

Г. У. Менард отмечает несколько стадий развития вулканических групп Тихого океана, отличающихся структурой и морфологией вулканических сооружений, расположенных вдоль линейных разломов:

- 1) высокие подводные вулканы (2—3 км), не соприкасающиеся основаниями (Безлунные горы);
- 2) вулканы, соприкасающиеся основанием, образующим общий цоколь для всей группы, вытянутой в виде хребта (подводного);
- 3) вулканы, слившиеся основаниями, образующие крупный подводный хребет эллиптической формы (Маркизские острова);
- 4) многочисленные вулканы и кратеры, покрывающие хребет, образующий обширное сооружение, подобное Гавайскому хребту.

Влияние глубинной структуры на структуру отдельных вулканов Гавайских островов выражается в ориентировке и форме вулканических щитов. При этом на овальную форму вулканов, вытянутых вдоль глубинных рифтов, накладывается влияние соседних вулканов, расположенных группами.

К структурам, образованным под влиянием давления вулканических сооружений на фундамент, относятся кольцевые депрессии под вулканическими сооружениями и окружающие их валы или дуги (Yenning Meinesz, 1948; Dietz, Menard, 1953).

Такие депрессии отмечаются вокруг Гавайских островов, Имперских подводных гор и в других подводных и надводных вулканических группах, а также и в связи с островными дугами.

Пологий вал, окружающий периферический ров Гавайских островов, имеет ширину около 100 км и охватывает дно океана на расстоянии около 370 км от вулканов. При этом дно рва опущено ниже общего уровня дна океана. Крупные архипелаги вулканических островов окружены низкими валами шириной несколько сотен километров и рвы являются локальными депрессиями в этих валах. Наложенные на периферический вал разломы напоминают перо, стержнем которого является ось вала. Эти разломы возникают при растяжении коры в результате вулканической деятельности.

Вулканические пояса срединно-океанических хребтов

В рифтовую систему Мира на океанических платформах входят рифтовые долины срединно-океанических хребтов, не уступающие по активности тектонических процессов орогенным поясам континентов. По морфологии и размерам срединно-океанические хребты также соразмерны с континентальными горными системами. Кобер рассматривал срединно-океанический хребет как оро-ген, но напрасно искал в нем черты геосинклинального происхождения.

Для срединно-океанических хребтов Атлантического и Индийского океанов характерно медианное положение и обрамление со стороны континентов берегами деструктивного типа. Расположение гетерогенных структур дна океана указывает на проявление все более молодых движений по направлению от деструктивного побережья к срединно-океаническим хребтам.

Ряд поднятий дна океана имеют континентальное продолжение и могут рассматриваться как блоки погрузившихся и в разное время поднятых континентальных глыб, обусловливающих гетерогенное строение океана. Рельеф срединно-океанических хребтов имеет грядовый тип и тектоническое происхождение с центральной рифтовой долиной не сквозной, но разбитой поперечными разломами (ущельями) и поднятыми блоками на отдельные котловины, столь глубокие, как котловины океана.

Срединно-Атлантический хребет S-образно изогнут параллельно берегам континентов на участке от 50° с. ш. до 55° ю. ш. У 22° с. ш. Центральная рифтовая долина имеет глубину 4120 м и делится поперечной седловиной глубиной 3400 м.

Слоны хребта сложены главным образом изверженными породами (базальтовыми, габбро, ультраосновными). Осадки незначительной мощности встречаются во впадинах. По обе стороны хребта протягиваются поперечные поднятия, разделяющие котловины дна океана.

С поперечными разломами связаны тектонические сдвиги, к которым приурочены глубокие впадины (например, впадина Ро-манш). Повышенный тепловой поток, сейсмичность (до глубин 40—60 км), молодые тектонические движения характеризуют режим центральных частей срединно-океанических хребтов — рифтовых долин и горстово-сводовых поднятий, образующих острова и поднятые хребты (рис. 54).

О подводном вулканизме центрального грабена хребта на дне океана данных мало; на значительном протяжении он, вероятно, испытывает современное опускание и не имеет вулканов.

Данные о тепловом потоке, повышенном в несколько раз по сравнению с нормальным, связаны главным образом с поперечными поднятиями — перемычками рифта, к которым приурочена вулканическая деятельность, а также с островами. Особенно

Рис. 54. Вулканы и землетрясения Срединно-Атлантического хребта.
По Г. У. Менарду

1—вулканы; 2.—эпицентры землетрясений; 3 — контуры срединно-океанического хребта

хорошо изучены вулканы в центральном грабене Исландии, где также отмечается аномально высокий тепловой поток.

Исследования рифтовых долин океанов приносят много неожиданностей, трудно объяснимых. В частности, неожиданна предполагаемая связь теплового потока с зонами выхода будинированных гипербазитов. В противоположность этому гипербазитовый пояс островных дуг лежит в зоне аномально низкого теплового потока.

Строение рифтовых долин срединно-океанических хребтов еще мало изучено. Пробы базальтов и гипербазитов взяты преимущественно со склонов хребтов и перемычек, разделяющих рифтовые долины. Поэтому утверждение, что гипербазиты занимают центральное положение в структуре и выжимаются из мантии через рифтовую долину, преждевременно. Судя по их будинажу и сходству с тектонической формацией гипербазитов островных дуг, не связанных с современным вулканическим поясом, не исключена возможность отнесения гипербазитов срединно-океанических хребтов к зонам сжатия на флангах рифтовых структур.

Острова, расположенные в северной части Срединно-Атлантического хребта (Исландия, Ян-Майен), характеризуются современным вулканализмом, приуроченным к осевой зоне хребта. Эти острова являются наиболее молодыми поднятыми структурами. Их можно рассматривать как вулкано-тектонические поднятия, осложненные грабенами, к которым приурочена вулканическая деятельность.

Далее, на пересечении Срединно-Атлантического хребта с порогом Ньюфаундленд—Канарские острова и на Азорском своде ($350 \times 600 \text{ км}$), поднятом на восточном склоне хребта, возвышаются молодые действующие и потухшие вулканы Азорских островов. Их структура связывается с зонами разломов северо-восточного направления (ряды островов) и северо-западного, по которому вытянуты острова в главных рядах.

Вулканы располагаются эшелонированно на главном Азорском своде, образуя второстепенные поднятия типа щитовых вулканов, с крупными кальдерами обрушения (до 10 км в диаметре) на островах Сан-Мигел, Терсейра, Грасьоза и трещинными извержениями (о. Сан-Жоржи).

Современные извержения происходят на склонах щитовых вулканов в виде образования побочных куполов (о. Фаял в 1957 г.). В кальдерах проявляется фумарольная деятельность. Типичны извержения щелочных базальтов океанического типа.

Рис. 55. Вулканический рифт Исландии. По Тораринссону

1 - ; 2 — трещинные излияния; 3 — щитовые вулканы; 4- пояс четвертичного вулканализма, разломы; 5 — ледники

В южной части Срединно-Атлантического хребта расположен щитообразный базальтовый подводный вулкан о. Вознесения с конусом высотой 859 м и трахитовыми куполами. Молодые лавовые потоки из кратеров изливались на склонах вулкана.

Острова Тристан-да-Кунья образованы щитовым базальтовым вулканом (высота 2060 м , диаметр 15 км), расположенным на восточном склоне Срединно-Атлантического хребта, представляющем поднятое лавовое плато. Вся группа вулканов сложена ба-

зальтами, трахитами и туфами, подобно другим вулканическим островам южной Атлантики (о. Буве и др.)- Излияние базальтов произошло в 1961 г.

Исландия является приподнятым над дном Атлантического океана блоком, находящимся на простирации центральной риф-товой долины подводного Срединно-Атлантического хребта, выраженной в структуре острова в виде грабена (рис. 55).

Таким образом, здесь, как и в островных дугах Тихого океана, сочленяются структуры, находящиеся на разных стадиях развития.

Вулканализм подводной рифтовой долины еще мало изучен. Судя по имеющимся данным, действующий подводный вулкан к югу от Исландии расположен на цоколе острова. Что касается вулканализма рифтовой зоны, т. е. самой Исландии, то это чрезвычайно активная зона, являющаяся своеобразной провинцией четвертичных действующих вулканов. Здесь отчетливо рисуется сужение пояса вулканализма с неогена, когда вулканические излияния охватывали весь остров, к четвертичному времени, когда вулканализм был ограничен рифтовым поясом.

Полагая, что Исландия палеогенового времени входила в состав Тулейской вулканической провинции северной части Атлантического океана, естественно думать, что остров является сохранившейся над океаном глыбой базальтового плато, в значительной части погрузившегося на дно Атлантического океана. В таком случае разлом Срединно-Атлантического хребта явился наложенной структурой, пересекшей разностадийные блоки фундамента. Другой путь исследования приводит к заключению о структуре Исландии, как приподнятой части Срединно-Атлантического хребта, определившей выход на поверхность океана этой грандиозной орогенной системы.

Являясь частью поднятия Срединно-Атлантического хребта, Исландия испытала в связи с кайнозойским вулканализмом циклические тектонические движения. К началу эоцена остров в виде блока земной коры был выведен на поверхность океана (по-видимому, в окружении значительной территории суши). Покровы базальтов и долеритов, изливавшиеся в связи со сводово-глыбовыми движениями, переслаивались с бурьими углями.

После распада и обрушения по разломам обширной Тулейской суши в миоцене вулканализма не было. В начале плиоцена наступило новое водообразование и вдоль оси срединно-океанического хребта возник ступенчатый грабен сложной структуры и с признаками растяжения на своде, прорезающий с юго-запада на северо-восток весь остров. В четвертичное время этот грабен испытал дифференцированные опускания до 1 км. На его дне, имеющем ширину 120—260 км и сужающемся к северу, до настоящего времени происходит деятельность вулканов. Здесь же отмечен аномально высокий тепловой поток и выходят высокотемпературные воды.

Осевая магнитная аномалия Срединно-Атлантического хребта совпадает с Исландским рифтом, свидетельствуя в пользу единства этих структур. К югу от рифтовой зоны поднимается подводный хребет Рейкьянес, продолжающий Срединно-Атлантический хребет и являющийся также срединным поднятием рифтовой зоны Атлантического хребта.

Рис. 56. Схема морфологии щитовых (1) и горстовых (2) вулканов Исландии (Jones, 1969)

Сейсмичность и вулканализм не ограничиваются рифтом Исландии и прослеживаются вдоль оси структуры (подводные базальтовые извержения у южных берегов Исландии) на юго-восточном склоне Срединно-Атлантического хребта в 20 км от о. Вестман. Молодые вулканы о. Ян-Майен (71° с. ш.) на продолжении Центрального грабена Исландии к северу связаны с поднятием, расположенным северо-восточнее подводного трога Исландия—Гренландия.

Блоки Тулейской суши, лежащие вне осевого пояса Срединно-Атлантического хребта, лишены современного вулканизма (например, Фарерские острова), где тряпцы, изливавшиеся до конца палеогенового времени, переслаиваются с эоценовыми бурыми углами и их мощность достигает 4300 м.

Крупнейшими вулканическими структурами Исландии являются палеоген-неогеновые базальтовые покровы (молодые базальты, представляющие собой трещинные излияния, палагонитовые базальты, туфы и подушечные лавы, излитые при подводных извержениях щитовых вулканов). Широко распространены вторичные кратеры, формирующиеся на лавовых покровах при высоком уровне грунтовых вод.

В Исландии известно 140 вулканов, из которых 26 действующих. Наиболее распространен исландский тип щитовых вулканов. Щитовой вулкан исландского типа значительно меньших размеров, чем гавайский. Это плоский щит, с большим кратером, окруженным лавовым валом. Сложен он базальтовыми потоками с углами склонов 1—10° (Коллота-Дингья, Трелла-Дингья; диаметр 15 км, высота 1490 м; рис. 56).

При сходстве в основных чертах строения с гавайскими щитовыми вулканами исландские щитовые вулканы наряду с небольшими размерами (6 км) имеют средний угол склона 6—8°. Кратер до 0,5 км диаметром окружен кратерным кольцом высотой 10—15 м с углом склона 30°. Эти вулканы, ныне не действующие, в отличие от гавайских не имеют признаков боковых излияний. Извержения их закончились на стадии центральных кратерных, и в заключительные этапы они фонтанировали, разбрызгивая из озера жидкую лаву, образовавшую краевые валы, сложенные пемзой и стекловатым базальтом.

Встречаются трещинные вулканы с рядами кратеров. Трещинное извержение вулкана Лаки (1783 г.) — классический пример исторических извержений вдоль трещины длиной 30 км.

Интересен особый тип вулканов Исландии — вулканические горсты, описанные Рекком. Это сложенные базальтами плоскогорья, в центре которых находятся вложенные друг с друга кальдеры обрушения. Горсты выдвинуты в зоне разломов современного вулканического пояса (см. рис. 56).

В развитии горстовых гор Исландии можно выделить несколько этапов: а) образование послеледникового щитового вулкана, дислоцированные погружающиеся глыбы которого сохранились поныне; б) образование прямоугольного горста; в) провал Аскья-кальдеры по внешним параллельным системам разломов; г) лавовые излияния на дне кальдеры из краевых кратеров, расположенных на меридиональных и широтных системах трещин разломов; д) извержение из юго-восточных кратеров Рудлова и Аскья.

Овальный провал кальдеры Кнебеля образовался не ранее 1875 г., в связи с извержением кратера Аскья. Глубина кальдеры 230 м, и озеро в ней теплое.

Ранее считалось, что в Исландии вулканы изливают только базальты. Сейчас известно, что не менее 10% лав представлено кислыми породами, образующими экструзивные купола, пластиообразные залежи, игнимбритовые потоки.

ИНДИЙСКИЙ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ. Вдоль гребней этого хребта прослеживаются пояса расчлененных рифтовых ущелий, не образующих сплошных долин, но расположенных кулисообразно и под углом к срединно-океаническому хребту.

В Аравийско-Индийском хребте, простирающемся с юго-востока на северо-запад, наиболее глубокая меридиональная рифт-товая долина проходит под углом 35° к его оси.

В северной и южной частях дно рифтовой долины плоское, шириной от 2 до 10 км, разделенное порогами на несколько депрессий; их относительная глубина достигает 1000—1500 м. В южной части долины на плоском дне возвышается подводный вулкан с относительной высотой 1500 м.

Рифтовая долина на расстоянии 8—10 км по простиранию расчленена высокими хребтами, образующими высокие уступы. Наиболее молодые по возрасту и тектонически

активные рифты расположены на гребне хребта, они почти лишены осадков, а на склонах появляются более древние рифты, заполненные осадками.

Морфология хребтов различна. Они образуют как параллельные короткие гребни, так и широкие вершинные поверхности. Желоб Витязя (5544 м) имеет крутые склоны и является телескопи-рованным грабеном юго-западного—северо-восточного направления. Юго-восточный хребет, ограничивающий желоб, широкий и массивный, а северо-западный представляет собой узкий гребень. Поперечные разломы не имеют в морфологии хребта большого значения.

Тепловой поток связан с блоковой тектоникой рифтовых гряд; наиболее низкий тепловой поток ($0,8 \text{ мкал/см}^2/\text{сек}^2$) на дне рифтовых ущелий, повышенные его значения ($3,5 \text{ мкал/см}^2/\text{сек}^2$) относятся к рифтовым грядам. Последние следует рассматривать как молодые вулкано-тектонические поднятия, к которым и приурочены магнитные тела (величина аномалий 300—650 гамм), лежащие близ поверхности дна, сопоставимые с размерами гряд. В этих грядах выходят широко распространенные молодые базальты и ультраосновные породы.

Лавовые потоки высокоглиноземистых, толеитовых и субщелочных оливиновых молодых базальтов заполняют дно рифтовых ущелий.

На гребнях хребтов залегают палеотипные долериты (вероятно, останцы платоизлияний верхнего мела), ультраосновные породы — серпентинизированные гарцбургиты (60%), лерцолиты (30%), перидотиты (дуниты), сходные с альпинотипными гипербазитами островных дуг и континентов, где также отсутствуют пироксениты и троктолиты.

Выделяются коровьи блоки, сложенные базальтами, габбро, долеритами с более низкой сейсмичностью и тепловой активностью, и мантийные, сложенные преимущественно ультраосновными породами с повышенной сейсмичностью и тепловой активностью (Виноградов и др., 1969). Сейсмичность гребней ультраосновных пород делает их сходными с сейсмо-тектоническими поясами островных дуг, где также выходят ультраосновные породы. Однако тепловые характеристики не совпадают: сейсмо-тектонические пояса островных дуг имеют аномально низкий тепловой поток.

Связь структуры Индийского океана с Азией подчеркивается разломами Мальдивско-Лаккадивского подводного хребта, сложенного в основании опущенными деканскими траппами; сейсмичность разломов распространяется из океана на континент.

Вулканические пояса поперечных рифтовых структур (океан—континент)

Камерунский вулканический пояс принадлежит к зоне эпиплат-форменной активизации, которой захвачены континентальная и океаническая платформы.

Более чем на 1000 км выражен в рельефе Камерунский грабен или рифт с приподнятым западным крылом. Он пересекает как область океанического дна, образуя биссектрису угла Гвинейского залива, так и Африканский щит, протягиваясь по направлению к оз. Чад (рис. 57). На континенте это область глубокого погружения докембрийского фундамента, расширяющаяся в сторону океана и вздымающаяся к северо-востоку, к оз. Чад. В этом отличие Камерунского разлома от Африканских рифтов, образованных на сводообразном выходе докембрийского фундамента. Таким образом, в районе Камерунского грабена преобладают тенденции погружения фундамента, что придает структуре сходство с авлакогеном. Камерунская впадина, связанная с этим погружением фундамента, ограничена крутыми сбросами с амплитудой опускания по ним до 1 км. Эта поперечная к границе континента система разломов северо-восточного направления была заложена в мезозойскую эпоху в период деструктивных обрушений, в результате которых также сформировалось побережье Атлантического океана.

В прибрежных прогибах у берегов Африки комплекс древнего основания погружен, как показали результаты сейсморазведки, не менее чем на 3 км. Здесь выявлен крутой изгиб границ

Рис. 57. Вулканы и вулкано-тектонический рифт Камеруна
1 — рифтовая долина; 2 — разломы; 3 — вулканы

докембрийского основания, в прогибах которого известны мощные толщи, накапливавшиеся, по крайней мере, с верхнего мела.

Континентальный уступ западного побережья Африки, отличающегося на значительном протяжении прямолинейностью и близостью к берегу глубоководных участков океана, имеет сбросовое происхождение.

Здесь известны интрузии и дайки долеритов домелового возраста, часто имеющие простиранье, близкое к направлению береговой линии, и, вероятно, связанные с прибрежными флексурами, как это наблюдается в Восточной Гренландии.

Вся история позднемезозойского геологического развития окраины континента была связана с опусканиями крупных континентальных глыб на дно Атлантического океана. С Камерунским грабеном, вероятно, унаследовавшим направление одного из деструктивных разломов, сопряжена группа расположенных вдоль него вулканических островов. Среди них о. Фернандо-По, отчлененный от континента неглубоким проливом. Судя по строению фундамента он относится к материку. Далее в Атлантическом океане поднимаются острова Принсипи, Сан-Томе, Аннобон. Завершает этот ряд вулканов остров Святой Елены, возвышающийся на подводном Гвинейском плато. Приподнятый над дном океана Гвинейский порог связан с разломами того же направления и соединяется с Срединно-Атлантическим хребтом, разделяя Гвинейскую и Ангольскую котловины.

Большинство вулканов, связанных с грабеном Камерун, относятся к действующим, но сейсмичность этого района невелика, хотя и отмечается на всем протяжении грабена, вплоть до оз. Чад, свидетельствуя о продолжающихся здесь тектонических движениях.

Землетрясения происходят 6—10 раз в год с интенсивностью, находящейся на уровне сейсмичности гор Атласа Северной Африки. Глубина гипоцентров землетрясений находится в пределах 100 км, что соответствует по характеру землетрясений сейсмичности рифтовых структур континентальных платформ и срединно-океанических хребтов.

Вулканы образованы в грабене, морфологически хорошо выраженным возле вулкана Камерун. Здесь у побережья Атлантического океана также хорошо выявляется молодое поднятие, с проседанием которого связан ступенчатый грабен и кальдеры проседания Эбога и Эленгум.

Помимо берегового сбросового обрыва около 250 м высотой, молодые береговые отложения подняты на высоту 100 м, а реки обрываются водопадами в Атлантический океан с крутых уступов.

Стратовулкан Камерун поднимается над низменностью, лежащей у берега моря, образуя эллиптический конус с диаметрами основания 50 и 35 км (объем лав 1400 км³). К северо-востоку вдоль грабена протягиваются обширные лавовые покровы, излитые из молодых кратеров и останцы лавовых плато внутренней части Африки. Крупные кальдеры обрушения описаны в этом районе Б. Жезом. Конус вулкана Камерун сложен неогеновыми и четвертичными лавами, он имеет четыре активных и девять потухших вершин (годы извержений 1909, 1922).

Соседний разрушенный вулкан Этинде (2000 м) относится по возрасту к позднему мелу (сеноман). Это наводит на мысль, что разлом Камерун функционировал продолжительное время. В настоящее время он пересекает океанические и континентальные глыбы платформы, но в прошлом мог являться примером структуры, развитой на континентальном щите и разорванной вкрест простирания деструктивными сбросами, при обрушении атлантического побережья Африки.

Таким образом, разлом Камерун является связующим звеном между Атлантической платформой и Африканским щитом и после обрушения части Африканского континента и образования океанической платформы продолжал оставаться

активной вулкано-тектонической структурой, свидетельствующей о принципиальном тождестве процессов вулканизма на континентальных и океанических платформах. При этом в результате орогенеза в этой части дна Атлантического океана образовался Гвинейский порог, являющийся отрогом срединно-оceanического хребта.

Вулканы талассократонов вне срединно-оceanических хребтов

По структурному положению эти вулканы занимают место между вулканами континентальных платформ и срединно-оceanических хребтов, располагаясь на континентальных глыбах, опущенных на океаническое дно.

Структурно-морфологические черты и состав лав вулканов этих областей сходны.

В ряде случаев вулканы образовались на разломах и в грабе-нах; пересекающих одновременно континентальные и океанические платформы, продолжающиеся в континентальные орогены (Канарские острова). В них проявляются также черты, характерные для океанических валаобразных поднятий.

По составу лав здесь наряду с океаническими базальтами, сходными с континентальными, встречаются андезиты орогенных областей. В Атлантическом океане к числу таких вулканов относятся Канарские острова, острова Зеленого Мыса, Святой Елены.

Канарские острова. Западная группа островов расположена на коре океанического типа с выходами в фундаменте меловых пород, а восточная на континентальной коре с выходами в фундаменте палеозойских (?) пород. Осадочные породы вплоть до морского среднего миоцена образуют складчатую структуру, являющуюся подводным продолжением горной системы Атлас (Африка).

Морфологически и структурно вулканы западной группы островов представлены огромными кальдерами, действовавшими особенно интенсивно в плейстоцене, но характеризующимися и в настоящее время мощными извержениями. Это — щитовые вулканы с побочными кратерами (Фузртевентура), крупные кальдеры (о. Пальма) с конусовидными вулканами Роко-де-лос-Мучачос (2631 м), Тенерифе с вулканом Пико-де-Тейде (3718 м).

Восточная группа вулканов на континентальной отмели отличается меньшими размерами и трещинными извержениями вулкана Лансерот с образованием на трещине побочных конусов.

Острова Зеленого Мыса также являются архипелагом вулканов, воздвигнутых на древнем складчатом основании, с молодыми вулканами, сложенными базальтами и щелочными трахитами.

Остров Святой Елены образован двумя щитовыми базальтовыми вулканами (798—818 м), поднимающимися с глубины 4 км на подводном Гвинейском плато в 600 км от Срединно-Атлантического хребта. Остров расположен на юго-западном продолжении тектонической линии Камеруна, с которой связана структура Гвинейского поднятия.

Базальтовые излияния этих гигантских палеоген-неогеновых вулканов намного древнее вулканической деятельности в Срединно-Атлантическом хребте (базальты 11,3 млн. лет; поздние потоки 8,5—9,6 млн. лет). Ксенолиты древних невулканических пород не обнаружены.

К блокам континентального типа, поднятым над дном Атлантического океана, следует отнести острова Бермудские, Мадейра, вероятно, представляющие собой части уступов древних рифто-вых долин, постепенно сужавшихся в течение верхнего мезозоя—эоцене по направлению к центральной части океана, где в неогене образовалась рифтовая долина Срединно-Атлантического хребта.

На этих островах отсутствуют признаки неогеновой и четвертичной вулканической деятельности, характерной для вулканических островов Срединно-Атлантического хребта, но известны древние долериты, вероятно, принадлежащие к излияниям континентальных платформ. Подобное же происхождение, возможно, имеют и

Сейшельские острова Индийского океана, имеющие континентальную земную кору, но к югу, вдоль Маскаренского хребта, изменяющуюся на океаническую.

В Индийском океане вне срединно-оceanического Индийского хребта расположен остров Реюньон с щитовым вулканом гавайского типа (Питон-де-ла-Фурнез). Вулкан увенчан четырьмя телескопированными кальдерами, образовавшимися в результате обрушения по концентрическим разломам.

Заключение

Геофизические методы исследований дают возможность установить:

- а) подкоровое зарождение рифтовых вулкано-тектонических структур;
- б) локальные поднятия границы Мохоровичича (образование вулкано-тектонических сводов и куполов);
- в) наличие в нижних горизонтах земной коры поясов интрузий с аномальной гравитационной или магнитной характеристикой;
- г) разуплотнение верхней мантии и земной коры в связи с поднятием теплового фронта при конвекционно-гравитационном теплово-массопереносе;
- д) возникновение в зонах конструктивного структурообразования земной коры переходного типа между континентальной и океанической.

ТИПЫ РИФТОВЫХ СТРУКТУР

A. Рифты континентальных платформ

1. Рифты в континентальной земной коре:
 - а) вулкано-тектонические, связанные со свodoобразованием, вулканизмом, обрушением и образованием рифтов огромной протяженности;
 - б) тектонические (щелевые), связанные с растяжением, прогибанием и осадкоакоплением (без вулканизма).
2. Рифты (грабены) на вулканических сооружениях — в толщах вулканических пород.

B. Рифты геосинклинальных областей

1. В базальтовой океанической коре раннегеосинклинальной стадии.
2. Субкоровые рифты, выявленные на основе изучения землетрясений (стадия островных дуг — раннеорогенная на континентальной земной коре).
3. На консолидированной земной коре — грабен-синклинальный подводный трог, в котором поднимается вулканическая кордильера.
4. Рифты щелевые (без вулканизма) и глубоководные желоба.
5. Грабены в осадочной оболочке островных дуг — продольные и поперечные.
6. Грабены вулкано-тектонических поднятий и вулканов в толщах вулканических пород.

C. Рифты ранних орогенов

1. Грабен-синклинали.
2. Вулкано-тектонические депрессии (линейные).

D. Рифты поздних орогенов

1. Прерывистая система грабенов в районах вулканов, образующая высокогорные ландшафты и уничтоженная эрозией на конечных этапах развития орогенеза.
2. Рифты поперечных структур.

212

Заключение

E. Рифты на океанических платформах

1. Субкоровые рифты (кольцевые структуры) в основании вулканических поднятий.
2. Коровые рифты, сопряженные со свodoобразованием и куполообразованием на океанической земной коре.

3. Рифтовые зоны вулканов гавайского типа.

Рифтообразование происходит двумя основными путями — вулкано-тектоническим и тектоническим.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РИФТЫ — образуются согласно классической схеме Г. Клооса в результате последовательных процессов: поднятие — раскалывание — вулканизм. Образование рифтов такого типа сопряжено с куполообразованием, формирующим структуры, изменяющиеся от сводов протяженностью нескольких сотен километров до куполообразных пологих поднятий. Рифтовые обрушения в зависимости от формы поднятия имеют структуры продольных и радиальных рифтов. При этом на периклинальных замыканиях сводов на флангах поднятий происходит разветвление рифтовых долин.

Вулканизм проявляется на крыльях сводов и в . рифтах в несколько этапов, на разных стадиях поднятия и рифтообразования.

Рифтовые долины характеризуются повышенным тепловым потоком и отличаются неглубоким погружением днища, чередующимся с поднятиями и возникновением продольных и поперечных вулкано-тектонических валов, иногда служащих основанием для вулканических аппаратов. Осадконакопление перемежается с отложением вулканических продуктов, значительно преобладающих в разрезе.

Рифтообразование вулкано-тектонического типа приурочено к заключительным стадиям образования сводов (иногда сопряженных с куполообразованием), оно захватывает разные уровни земных оболочек в зависимости от геологических условий и масштаба процесса. Под геологическими условиями подразумевается структура субстрата и стадия структурообразования. Различаются процессы, захватывающие океаническую и континентальную платформы. Следует допускать, что в результате ряда циклов сводового развития с площадным базальтовым вулканизмом перед оседанием сводов континентальные платформы опускаются до уровня океанических платформ. При этом значительно уменьшается мощность сиалической оболочки, чему способствует также предшествующая денудация поднятых частей сводов.

На океанических платформах, образующихся в результате этих процессов, субкоровые структуры формируются на срединно-океанических поднятиях.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РИФТЫ (щелевые) — без вулканизма образуются в результате опускания и растяжения земной коры без предшествующего сводообразования и вулканизма. Дно рифта отличается пониженным тепловым потоком и глубоким погружением с накоплением мощных осадочных толщ в основном мелкообломочных отложений, свидетельствующих о невысоком поднятии бортов рамы рифта.

Между этими типами рифтов существуют промежуточные типы, наиболее часто встречающиеся в природе. К их числу, вероятно, относятся и авлакогены континентальных платформ (с малым проявлением вулканизма).

Геологическим итогом развития рифтовых поясов, отличающихся как субстратом, так и типом эволюции и вещества, является горообразование, на последних этапах которого иссякает вулканическая деятельность. По протяженности охвата земного шара системами рифтов платформы, океаны и геосинклинальные области мало уступают друг другу.

Однако если молодые рифтовые долины континентов Африки и Евразии, хорошо выраженные в рельефе, давно привлекают внимание исследователей, то о мировой системе рифтов срединно-океанических хребтов совсем недавно имелось лишь смутное представление.

Ныне нам надо привыкнуть к мысли, что в основании каждой сложной системы островных дуг лежат подводные рифты. Что касается обширной системы подкоровых рифтов, то предстоит большая работа для того, чтобы привести в соответствие с геологическими фактами гипотезы, высказанные на основе геофизических исследований.

Следует подчеркнуть еще раз, что рифтообразование может происходить на разных уровнях земных оболочек, изменяющихся в связи с различиями структур, на которых происходит рифтогенез, и этапами последнего. Структурообразование рифтового типа наблюдается или предполагается по геофизическим данным во всех вулканических областях и прослеживается на всех стадиях развития структур, вплоть до поздних орогенов как геосинклинального, так и платформенного (континентального и океанического) происхождения.

Крупнейшими рифтами на Земле являются океанические впадины с деструктивной рамой—берегами атлантического типа. Эти впадины формируются от периферии внутрь, путем образования системы вложенных друг в друга все более узких грабенов. В заключение образуется срединный узкий грабен, проходящий внутри громадной области последовательно развивающихся обрушений.

В свете вулканической гипотезы рифтогенез в масштабе целого молодого океана представляется как первоначальное обрушение в рамках современных границ океанических впадин с последующим телескопированным уменьшением размеров рифтов.

Так можно представить формирование Атлантического океана, начавшееся в середине мезозоя с образования обширной впадины в пределах современных границ океана. Далее, во все более узких границах происходило образование внутриоceanических поясов вулканизма, связанного с зонами сводообразных поднятий и последовательного трогообразного обрушения на сводах и завершившегося в начале четвертичного времени образованием Срединно-Атлантического хребта с грабеном вдоль его свода.

Таким путем происходило омоложение структур по направлению к Срединно-Атлантическому хребту и образовалась современная впадина океана, где более древние осадки у берегов океана, начиная со среднего мезозоя, сменялись все более молодыми в центральной части океана. При этом осадки ложились на дно океана, устланное базальтовыми покровами, возраст которых также омолаживался по направлению к Срединно-Атлантическому хребту.

Другое объяснение механизма рифтообразования — как растяжения, приводящего к раздвиганию континентов, связано с теорией дрейфа континентов. В качестве движущей силы дрейфа сторонники этой гипотезы привлекают гравитационные и конвекционные силы, приводимые в действие космическими и планетарными процессами.

С гипотезой дрейфа континентов путем конвейерного перемещения океанической земной коры трудно согласовать представления о подкоровом питании магмой региональных вулканических поясов с длительным существованием вулканических очагов.

Эта проблема еще не подвергалась всестороннему научному обсуждению. Известны лишь работы Т. Вилсона (1966 г.) и Г. У. Менарда (1969), в которых, рассматривая проблему роста дрейфующих вулканов, авторы предполагают, что вулканы постепенно теряют свою активность во время перемещения вместе с корой океанических бассейнов от гребней срединно-океанических хребтов к окраинам континентов.

Небольшой подводный вулкан, возникший на самой молодой океанической коре у гребня срединно-океанического хребта и действующий в течение не менее 10 млн. лет, образует уже на коре промежуточного возраста вулканический остров, который, продолжая дрейфовать вместе с корой, является активным 20—30 млн. лет. После этого вулканическая деятельность кончается и вулканический остров уже на древней коре погружается на дно океана, образуя гайоты и атоллы у окраины океана в абиссали, куда погружается океаническая земная кора перед тем, как быть затянутой под континент нисходящим конвекционным потоком.

Здесь следует напомнить парадоксальность основного тезиса современной гипотезы дрейфа: глубоководные желоба, достигая которых, океаническая земная кора, дрейфующая к окраинам океана, погружается под континент, подобно ленте конвеера, от-

существуют по окраинам Атлантического океана, обладающего однако срединно-океаническим хребтом. Напротив, Тихий океан, обрамленный по периферии глубоководными желобами, лишен срединно-океанического хребта, из рифта которого должна продуцироваться молодая океаническая земная кора.

В природе пока известен лишь один путь миграции вулканов, вернее вулканической деятельности, — это образование рядом с более древним (затухающим) вулканом более молодого (действующего). Примером такой миграции, обычно связанной с глубинными разломами, вдоль которых она происходит, является смещение вулканизма в восточном направлении вдоль Гавайского хребта и в юго-западном направлении — вдоль рифтовой зоны Галапагосских островов.

Помимо такого взаимопротивоположного направления перемещения вулканической деятельности в восточной и центральной частях Тихого океана вышеуказанной схеме дрейфа вулканов не соответствует доминирующее расположение молодых вулканических поясов по окраине Тихого океана.

В телескопированных рифтах вулканических поясов различных типов, и в том числе в срединно-океанических хребтах молодых океанов, вулканическая деятельность становится все более молодой во внутренних рифтах. Это соответствует гипотезе образования молодых океанов путем телескопированного рифтогенеза и, следовательно, делает излишним предположение о дрейфе вулканов на океанической земной коре. При этом следует отметить, что и на восточной окраине Атлантического океана известен ряд молодых вулканов, структурное положение которых отчетливо связано с разломами, стабильными с позднемезозойского времени (Камерунский рифт) и с континентальными глыбами платформенного типа, погруженными на дно океана.

Таким образом во всех известных случаях вулканы связаны со стабильно существующими в данном районе структурами разных типов, обычно принадлежащими к зонам растяжения, связанным с поднятием и куполообразованием, сопровождающимся повышенным тепловым потоком. В условиях дрейфа земной коры, предусматривающего в числе важнейших динамических напряжений сжатие, трудно нарисовать модель, при которой можно теоретически представить дрейф действующих вулканов.

Следует подчеркнуть, что планетарные вулканические лине-аменты, под которыми мы будем понимать глубинные структуры, питающие активные вулканические пояса, прослеживаются вкрест простирания границ крупных тектонических регионов в виде наложенных разломов, в зоне которых проявляется единый тип вулканизма, несмотря на различие фундамента. Помимо этого крупные структуры рифтового типа континентов и океанических платформ вполне сопоставимы друг с другом по размерам и масштабам вулканизма.

Большой грабен, протягивающийся в меридиональном направлении на 70 км через лавовое поле Змеиной реки Северной Америки, рассматривается как рифт, аналогичный пересекающему Исландию рифту Срединно-Атлантического хребта. Однако эта трещинная структура, последние извержения в которой происходили в 1600 г. до нашей эры, отнюдь не расценивается в качестве родо-начальной трещины для образования молодого океана.

Рифтовые моря типа Красного моря или Баффинова залива вряд ли можно рассматривать как первую стадию растяжения, обусловливающую в дальнейшем расширение моря до размеров Атлантического океана.

Долее, 4) ядистичны представления о рифтообразовании, связанном с поднятием потока глубинной энергии и куполообразованием, вовлекающим в процесс глубинные породы. При этом развиваются аномально высокий тепловой поток и вулканизм, сопровождающий формирование сводовых поднятий с дифференцированными тектоническими движениями.

Как и на континентах, под базальтовыми покровами, излияния которых происходили периодически, в океанах оказались погребенными древние платформенные

структуры, пронизанные густой сетью субвулканических тел — силлов, даек, кольцевых интрузий. Эти структуры можно рассматривать в качестве «второго» сейсмического слоя земной коры.

В соответствии с этой гипотетической схемой процесс наращивания базальтовой оболочки земного шара происходил путем площадных эфузивных излияний, и поверхность Мохоровичича в настоящее время отделяет осадочно-вулканические толщи, накопившиеся в течение геологической истории Земли, от их «доисторического» субстрата.

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ. Прототипом планетарных кольцевых структур могут служить котловины проседания (кальдера Гленко), обрамленные вулкано-тектоническими поднятиями, увенчанными вулканами. Продукты вулканических извержений заполняют погружающиеся прогибы по периферии котловин. Крупнейшей кольцевой структурой глобального масштаба является Тихий океан с побережьями конструктивного типа и миграцией складчатых структур в сторону океана.

Региональные и локальные кольцевые структуры известны во многих вулканических областях (Тирренское море, Карибское море и др.). Общее значение рифтообразования и формирования кольцевых обрушений состоит в понижении геоморфологического уровня вулканизма и является предпосылкой для активизации вулканизма на более низком структурном уровне, захватывающем горизонты земных оболочек с более высоким тепловым потоком, форсирующим образование магмы.

Соответственно с этими процессами и структурой субстрата изменяются и масштабы вулканизма. Сопряженность этих процессов выражается в том, что поднятие глубинного вещества и теплового потока сочетается с локальным понижением геоморфологического уровня вулканизма на фоне общего поднятия всего свода.

Связь вулканизма с поднятием глубинного вещества структурно выражается в формировании сводов и куполов, сопряженных с прогибами.

К геофизической характеристике вулканических рифтов и кольцевых структур относится повышенный тепловой поток, резкие магнитные и гравитационные ступени, сопровождающие развитие этих структур. Иную природу имеет процесс образования опускающихся щелевых рифтов (деструктивных, типа глубоководных желобов). Для днища таких рифтов характерен низкий тепловой поток и накопление мощного осадочного чехла.

Структуры рифтов и разломов кольцевого типа встречаются повсеместно, и между ними наблюдаются переходы, причем сочетание этих структур зависит от типов тектонических поднятий, с которыми они связаны. В идеальном случае рифты формируются на продольных сводах, а кольцевые структуры на изометрических.

Принятая нами схема структурообразования позволила построить логически достоверную картину развития вулканических поясов в трех основных геологических позициях.

1. Вулканизм на границе континентов и океанов в геосинклинально-орогенных поясах приводит к образованию складчатого обрамления платформы.

2. Вулканизм в зонах континентального орогенеза сопровождает структурообразование от этапов рифтообразования до поднятия глыбовых гор.

3. Вулканизм на талассократонах в условиях телескопированного рифтогенеза начинается от формирования обширных сводовых поднятий и приводит к образованию срединно-океанических хребтов с рифтовыми долинами.

Первичные вулканические очаги, связанные с земной поверхностью, возникают на разных глубинах земных оболочек в связи с тепло-массопереносом. В процессе орогенеза глубина образования очагов перемещается в верхние оболочки земной коры, достигая уровня периферических очагов, лежащих на глубине нескольких километров.

Понижение геоморфологического уровня вулканической деятельности путем деструктивных обрушений рассматривается как переломный этап вулканизма при изменении его структурных условий.

Наиболее низким структурным геоморфологическим уровнем отличаются в геосинклинальных условиях базальтовые излияния в подводных трогах, а на платформах — излияния долеритовых базальтов. Повышение геоморфологического уровня вулканической деятельности сопровождает орогенез и при этом в лавах увеличивается количество кремнекислоты.

,_хПоскольку четвертичный вулканизм повсюду проявлялся в рамках неогеновых вулканических поясов, проблема связи вулканизма с тектоникой рассматривалась в пределах неотектоники. При оценке динамических условий современных вулканических поясов они отнесены к зонам расширения, характеризующимся повышенным тепловым потоком, сопровождающим тешто-массоперенос. Во всех орогенических поясах с вулканическими поясами сопряжены зоны высокой сейсмичности, в которых вулканизм отсутствует, а тепловой поток аномально низок. В этих зонах формируются надвиговые структуры, направленные в сторону от вулканического пояса.

С точки зрения анализа структурных условий, при которых происходит локальное накопление тепла, способного образовать вулканический очаг, обеспечивающий деятельность вулкана, в структуре вулкана и его фундамента рассматриваются три зоны:

- 1) интраструктура, лежащая ниже вулканического очага и обеспечивающая его тепловым питанием;
- 2) субструктура, лежащая выше вулканического очага в фундаменте вулкана и являющаяся проводником магмы к жерлу вулкана;
- 3) суперструктура — аккумулятивная постройка вулкана.

О интраструктуре мы имеем очень слабое представление, предполагая только, что в ней происходит накопление энергии, питающей вулканический очаг.

Субструктура вулкана является полем формирования субвулканических тел интрузивного и гипабиссального облика, связанных с различными структурными разломами (в том числе с кольцевыми).

Субструктура и суперструктура вулкана — основные объекты изучения структурной вулканологии.

Изучение структуры и продуктов аккумулятивных вулканических построек позволило разработать генетическую последовательность образования вулканических сооружений. Ее общая форма, характерная для гомодромного типа эволюции магмы, следующая: *вулканическое плато-> щитовые вулканы ^ кальдеры обрушения -> конусовидные вулканы -+• кальдеры взрыва -* сомма-вулканы ->- экструзии и побочные лавовые потоки.*

Неравномерность развития структур, существующая даже в пределах вулканических поясов, обусловливает формирование бок о бок вулканических построек, находящихся на разных стадиях эволюции. Для разных геотектонических условий существуют индивидуальные черты эволюции вулканов, при этом перерывы в вулканизме останавливают формирование вулканических структур на разных этапах геологической эволюции.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдеев А. В. О кольцевых структурах Земли. Сб. VI совещания по пробл. планетологии. Тезисы докладов, вып. 1, Л., 1968.
Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, изд-во «Айпетрат», 1958.

- Белостоцкий И. И. Вулканы гор Кара-Тайга в северо-восточной Туве. Тр. Лаборатории палеовулканизма, вып. 1. Алма-Ата, изд-во Казахск. ун-та, 1963.
- Белоусов В. В. Некоторые общие вопросы развития тектоносферы. МГК, XXIII сессия. Докл. советских геологов. Проблема 1, М., изд-во «Наука», 1968.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., изд-во МГУ, 1962.
- Белоусов В. В. Земная кора и мантия материков. М., изд-во «Наука», 1966.
- Белоусов В. И. Роль геолого-структурных факторов в формировании гидротермальных систем в современных вулканических областях. Автореф. канд. дисс. Петропавловск-Камчатский, 1967.
- Беммелен Р. Ван. Геология Индонезии. М., изд-во иностр. лит., 1948.
- Болдуин Р. Б. Соотношения между параметрами кратера. Сб. «Взрывные кратеры на Земле и планетах», М., изд-во «Мир», 1968.
- Болдуин Р. Б. Древние метеоритные кратеры и криптовулканические структуры. Сб. «Взрывные кратеры на Земле и планетах», М., изд-во «Мир», 1968.
- Болиг А. Очерки по геоморфологии. М., изд-во иностр. лит., 1957.
- Виноградов А. П. и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов. Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 10.
- Герт Г. Анды Южной Америки. М., изд-во иностр. лит., 1959.
- Гогель Ж. Основы тектоники. М., изд-во «Мир», 1969.
- Гоньшакова В. И. Закономерность эволюции магматизма на древних платформах. МГК. XXII сессия. Докл. советских геологов, пробл. 18. М., изд-во АН СССР, 1964.
- Горшков Г. П. Землетрясения, кора и верхняя мантия. Сб. «Орогенные пояса», М., изд-во «Недра», 1968.
- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., изд-во «Наука», 1967.
- Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., изд-во «Наука», 1965.
- Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Мировая система срединно-океанических хребтов и ее северный фрагмент. Сб. «Новейшие движения». М., изд-во «Наука», 1969.
- Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., изд-во иностр. лит., 1960.
- Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., изд-во «Наука», 1966.
- Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки. Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 10. М., изд-во АН СССР, 1955
- Заварицкий А. Н. Вулкан Галгат. Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 7, М., изд-во АН СССР, 1953.
- Заварицкий А. Н. О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туfov и туфолов Армении. Изв. АН АрмССР, 1946, № 10. Заварицкий А. Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 1. Иванов Б. В. Опыт составления специализированной геологической карты.
- Методика картирования вулканической формации. М., изд-во «Наука»,
- Кей М. Геосинклинали Северной Америки. М., изд-во иностр. лит., 1951.
- Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., изд-во «Недра», 1967.
- Лебединский В. И. Датунская группа четвертичных вулканов КНР. Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 18, М., изд-во АН СССР, 1960.
- Любимова Е. А. К вопросу о разогревании Земли. МГК, XXI сессия. Докл. советских геологов, пробл. 2. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., изд-во «Недра», 1965.
- Маренина Т. Ю. Вулкан Хангэр в Срединном хребте. Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 17. М., изд-во АН СССР, 1959.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., изд-во «Мир», 1966.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., изд-во «Недра», 1969.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. М., изд-во АН СССР, 1949.

- Обуэн Ж. Геосинклинали. М., изд-во «Мир», 1967.
- Оганезов Г. Г. Подземные воды Ааратской котловины. Ереван, изд. АН АрмССР, 1957.
- О ф ф м а н П. Е. Тектонические условия траппового вулканизма на Сибирской платформе. МГК, XXII сессия. Докл. советских геологов. Проблема 18. М., изд-во «Недра», 1964.
- Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 60, № 11, 1931.
- Паффенгольц К-Н., Тер-Месропян Г. Арагац. Ереван, изд-во «Айпетрат», 1964.
- Риттман А. Вулканы и их деятельность. М., изд-во «Мир», 1964.
- Ронка Л. Метеоритный удар и вулканизм. Сб. «Взрывные кратеры на Земле и планетах». М., изд-во «Мир», 1968.
- Святловский А. Е., Флоренсов Н. А. О некоторых особенностях кайнозойского вулканизма Прибайкалья и Восточной Африки. Тр. Иркутск, ун-та, т. 14, вып. 2, серия геол., Иркутск, 1958.
- Святловский А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., изд-во «Наука», 1967.
- Святловский А. Е. Атлас вулканов СССР, М., изд-во АН СССР, 1959.
- Святловский А. Е. Новейшие движения земной оболочки и вулканизм Курило-Камчатской области. Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 13. М., изд-во АН СССР, 1958.
- Ситтер Л. У. Структурная геология. М., изд-во иностр. лит., 1960.
- Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эфузивный вулканизм Грузии. Монография 8. Тбилиси, 1958.
- Тиррель Г. Вулканы. М., изд-во ОНТИ, 1931.
- Тихонов В. И. Надвиги на восточной Камчатке. «Геотектоника», 1968, № 3.
- Токарев П. И. Сейсмичность и глубинное строение Камчатки. Сб. «Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану». М., изд-во «Наука», 1968.
- Удинцев Г. Б., Жигаго А. В. Геоморфология дна морей и современные проблемы морской геоморфологии. В кн. «XIX Междунар. геогр. конгресс в Стокгольме». М., изд-во АН СССР, 1961.
- Устинев Е. К-Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. ГИН АН СССР, вып. 91, М., изд-во АН СССР, 1963.
- Шейнман Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., изд-во «Недра», 1968.
- Ширинян К. Г. Игнимбриты и туфоловы. Тр. Лаборатории вулканологии, АН СССР, вып. 20, М., изд-во АН СССР, 1961.
- Штейнберг Г. С. О взрывном образовании кальдер. Сб. «Вулканизм, гидротермы и глубины Земли». Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Штейнберг Г. С. Глубинное геологическое строение Авачинской группы вулканов. Автореферат канд. дисс. Л., 1966.
- Anderson E. M. The Dynamics of the Formation of Cone-Sheets Ring dykes and Caldera—Subsidences. Proc. Roy. Soc. Edinb., vol. 56, pt. 1, 1935—1936.
- Branca A., Fraas E. Das Kriptovulkanische Becken von Steinheim. Phys. Abh. der Kon. Preus. Acad. Wiss. Bd 1, Abh. 1, 1905.
- Boll D. Granites and associated rocks of the eastern part of the western Redhills Complex, Isle of Skyl. Proc. of the Roy. Soc. Edinb., vol. 66, N 13, 1966.
- Bucher W. H. Cryptovulcanische structure. Rep. XVI Intern. Geol. Congr., vol. 2, 1936.
- Loos H. Hebung, Spaltung, Vulcanismus. Geol. Mitteil., vol. 30, 1939.
- Dietz R. S., Menard H. W. Hawaiian swell, deep and arch and Subsidence of the Hawaiian Island. Journ. Geol., vol. 61, 1953.

- Elby G. A. The New Zealand subcrustal rift. New Zealand. Journ. Geol. and Geoph., vol. 7, N 1, 1964.
- E s c h e r B. J. On the formation of Calderas. Proc. IV. Pacif. Sci. Cong., vol. 2, 1930.
- G e z e B. Morphologic et dinamisme des grands volkans du Tubesti (Sahara) CR Somm SGF, N 7, 1957.
- Gibson Jan. L. Crustal flexures and flood basalt „Techonophysics" 1966, vol. 3, N 5.
- Grindley G. W. Geology of New Zealand geothermal Steam fields. NZ Geol. Surv. Bull., 1961.
- H e a l y J. Volcanic mechanismus in the Taupo volcanic zone. New Zealand Journ. Geol. and Geoph., vol. 7, N 1, 1964.
- H a r a d a T. Versuch einer geotektonische Gliederung der Japonischen Inseln, Tokyo, 1888.
- Krenkel E. Die Bruchzonen Ostafrikas, Brl. 1922.
- Lad H. S., Schlanger S. O. Drilling operations on Eniwetok Atoll. US Geol. Surv. Prof. Pap., N 260, 1960.
- Macdonald G. A. Volcanology. Science vol. 133, London, 1961.
- M a 1 a h o f f A. and W o 11 a r d S. Magnetic Survey over the Hawaiian Inseln and their Geology. Impl. Pacific Sci., vol. 20, 1966. N a u m a n n E. Über den Bau und Entstehung der Japonische Inseln. 1885.
- Richey J. E. Scotland. The Tertiary Volcanic District. Brit. Reg. Geol. Edinbergh, 1948.
- Schroter J. H. Selenotopographische Fragmente, vol. 2. Getting. 1791—1802.
- Geology of Hawaiian Island. Hawaii Div. Hydrog. bull N 8 1946 H. Das Leitmotiv der Geotectonische Erdentwicklung Bui Deutsch ' Acadwiss. Vertrage und Schr. Hft. 32, 1949.
- Termier H. Volcanisme et Volcans. Diagr. 68. Monte-Carlo 1962 llyrell G W. Flood Basalt and Fissure Eruptions. Bull. Volk. ' vol 2 1937 Venning Meinesz F. A. Gravity Expeditions au sea deep. Netherlands' Geol'