

ГЛАВА VII. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И СТРУКТУРЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ. ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТОГЕНЕЗ

Тектоническая приуроченность вулканических поясов.

Грабен-синклинали

Прежде всего, отметим, что все вулканические пояса рассматриваемых районов прямо примыкают к зонам основных разломов и всегда располагаются в зоне их висячего крыла, обращенного к тыловой части тектонической системы. В роли основных разломов (см. гл. IV) могут выступать разломы, отделяющие внешнюю зону геоантиклинальных поднятий, и их аналоги типа Медиан-Лайн в Японии или Альпийского разлома Нов. Зеландии, т. е. любые разломы, разграничивающие пары структур, создающих систему поперечной зональности рассмотренных тектонических систем. Зоны этих разломов приурочены, как мы видели, к перегибам поверхности М, отчетливо фиксируются линиями высоких градиентов силы тяжести и имеют надвигово-сдвиговую природу.

Так, Восточный вулканический пояс Камчатки примыкает к линии высоких градиентов силы тяжести, отделяющей внешнюю зону поднятий полуостровов восточного побережья и Берегового хр. Южной Камчатки. Вулканические проявления Центральной Камчатской депрессии располагаются в тыловой части разлома, разграничивающего эту структуру и горст-антиклиналь Восточного хр. Камчатки. Вулканический пояс Срединного хр. примыкает к системе разломов, ограничивающей Козыревско-Быстринский линейный свод (см. рис. 2). Вулканический пояс Назу примыкает к линии Ширикава-Мориока, ограничивающей внешний пояс поднятий гор Абакуми и Китаками. Вулканический пояс Большой Курильской гряды располагается вдоль тыловой границы Срединно-Курильского глубинного разлома, отделяющего геоантиклиналь внешней дуги (Малая Курильская гряда — хр. Витязя) от вулканического пояса. Аналогичное положение занимают вулканы Зондской дуги, Соломоновых о-вов и других островных дуг нормального типа — вулканические проявления во внешней цепи островов (т. е. на геоантиклинали внешней дуги) во всех случаях полностью отсутствуют. Все вулканы располагаются на внутренней гряде островов.

С точки зрения увязки положения вулканов на островных дугах нормального типа и в тектонических системах типа Камчатки особенно интересно расположение вулканического пояса Киришима (внешняя вулканическая зона Кюсю). Пояс этот прямо продолжает вулканический пояс дуги Рюкю, к востоку от него, т. е. по направлению к фронту структуры, расположена область поднятия, сложенного верхнемезозойскими — палеогеновыми породами комплекса Шиманто (см. рис. 14). Примыкание вулканических поясов к разломам типа Медиан-Лайн хорошо видно на примере зоны Унзен-Куджу на Кюсю, Центрального вулканического района Северного о-ва Нов. Зеландии, соотношения вулканов Филиппин с Великим Филиппинским разломом, приуроченности вулканов Суматры к зоне разлома Семангко. Во всех перечисленных случаях вулканические пояса появляются на участках шарнирного погружения этих линий, где они прослеживаются в комплексе дочетвертичных отложений по косвенным признакам, и тоже прилегают к тому крылу разломов, который обращен к тыловой части тектонических систем. Вулканические пояса могут примыкать и к крупным поперечным разломам (вулканы зоны Норикура в Центральной Японии (см. рис. 14)).

Приуроченность вулканических поясов к тыловому крылу основных разломов отражает их закономерное положение в структурах с определенным типом динамической обстановки. В системе парных структур, типичной для рассматриваемых тектонических систем, вулканические пояса всегда приурочены к тыловой зоне отстающего поднятия (относительного погружения). Во фронтальных геоантиклинальных поясах, соответствующих выходу на поверхность сейсмофокальных зон, или их аналогах, где господствует обстановка общего сжатия, вулканические проявления, как правило, отсутствуют. Таким образом, отмеченная еще на ранних стадиях изучения нормальных островных дуг закономерность — приуроченность вулканических поясов к зоне внутренней дуги — приобретает вполне определенный физический смысл.

Положение в тыловой зоне, которая соответствует волне отстающего поднятия и в которой чередуются эшелоны структур сжатия и растяжения, возникающие как реакция на движения по основной зоне разлома, определяет приуроченность вулканических поясов к

определенному типу морфоструктур. Как видно из обзора в главе IV, во всех случаях вулканические пояса связаны со структурами типа грабен-синклиналей. Фундамент, сложенный дочетвертичными породами, в них резко опущен и, как правило, ниже современного эрозионного вреза гидросети или береговой линии моря. Амплитуда опускания от сотен до 1000 м, а суммарный размах движений относительно смежных горных систем достигает 1500—3000 м. Эти структуры имеют резко асимметричную форму, отражающую флексурное положение их на крыле основного разлома. В передовой, обращенной к желобу части грабен-синклиналей, соответствующей стыку их со смежной фронтальной зоной геосинклинального поднятия, отмечаются крупноамплитудные сбросы — такие, как разлом восточного ограничения Центральной Камчатской депрессии, разлом Каингароа в восточной части вулканической зоны Таупо и т. д. Тыловой борт грабен-синклиналей полого сочленяется со смежными структурами. Иногда этот борт осложнен системой ступенчатых мелкоамплитудных сбросов.

Морфология грабен-синклинальных структур варьирует в различных типах тектонических систем. В островных дугах типа Бонин грабен-синклинали морфологически почти не выражены. Вулканы здесь примыкают к флекуре, ограничивающей тыловую зону островной дуги. На островных дугах типа Курил грабен-синклинали выражаются в виде прогиба между геоантиклиналью внешней дуги и вулканическим поясом. В пределах самого вулканического пояса, в тыловой части грабен-синклинали, наблюдается чередование кулисообразно расположенных поднятых и опущенных блоков. В первых на высоту до 900—1000 м подняты неогеновые вулканические породы. Во вторых дочетвертичные отложения погружены и располагаются четвертичные вулканы. В блоках, где неогеновый фундамент поднят на значительную высоту, четвертичные вулканы отсутствуют. В тектонических системах типа Камчатки грабен-синклинали выражены линейными прогибами, в большинстве случаев заполненными четвертичными вулканогенными толщами. Но при любых вариациях морфологии ширина грабен-синклиналей всегда соответствует ширине смежных с ними фронтальных поднятий. Этим, как и общей приуроченностью, грабен-синклинали резко отличаются от грабенов нормального типа.

Грабен-синклинали имеют унаследованно-наложенный характер. В большинстве случаев они наследуют положение неогеновых зон интенсивного прогибания, которые зачастую являются вулканическими поясами соответствующего времени. Частично же они пересекают их под углом и накладываются на комплексы мезозойского или более древнего возраста. Степень унаследованности (или, соответственно, наложенности) разная для различных типов подвижных областей. На островных дугах четвертичный вулканический пояс полностью наследует положение вулканического пояса неогенового времени. В системах типа Камчатки при общем унаследованном развитии четвертичных вулканических поясов отдельные их участки наложены на разнородные структуры, что вызвано общим продвижением фронта тектонической системы. Вследствие этого иногда значительные участки или даже целые звенья вулканического пояса имеют наложенный характер. Таковы центральная часть зоны Семангко, зона Таупо, грабен-синклиналь Восточной Камчатки. Одновременно наблюдается, хотя и в меньших масштабах, продвижение вулканических поясов в сторону тыловой части подвижной области и вдоль ее оси. В связи с этим смещаются четвертичные вулканические зоны Срединного хр., частично накладываются на тыловой прогиб Западной Камчатки, и зона Чокаи от южного окончания Хоккайдо, где обрывается неогеновая «зона зеленых туфов», продвигается вплоть до северного окончания острова. В областях типа Корякского нагорья, Тайваня, Нов. Гвинеи и др. четвертичный вулканизм преимущественно носит наложенный характер.

Перечисленные особенности отличают грабен-синклинали от нормальных рифтовых зон, образующихся на своде растущего поднятия. Многие считают, что формирование грабен-синклиналей вулканических поясов связано с просадкой после выбросов значительных масс кислого магматического материала (Беммелен, 1963; Westerveld, 1952). Анализ материала по грабен-синклиналям Камчатки показывает, что они заложены до начала четвертичной вулканической деятельности, хотя обновление их происходило параллельно с вулканизмом. Резко отличаются и объемы изверженного вулканического материала и грабен-синклинали: последний много больше. Так, общая длина Центральной Камчатской депрессии 1700 км, но почти все вулканические проявления концентрируются на ее среднем участке длиной только 300 км. Сходные возражения против возможности формирования грабен-синклинальных структур за счет просадки в опустошившиеся магматические камеры приводятся для Нов. Зеландии, Суматры, Анд.

В то же время зависимость амплитуды прогибания от количества изверженного материала

и типа вулканизма несомненна. Если в грабен-синклинали располагаются линейные ряды стратовулканов, прогибание незначительно. Если же на определенном участке структуры концентрируются центры массовых выбросов кислого пирокластического материала или массовых излияний базальтов, амплитуда опускания достигает максимальных значений. В Кроноцко-Гамченском районе, где располагаются линейные ряды андезитовых стратовулканов, смещение за четвертичное время не превышает 200 м, а на центральном участке той же грабен-синклинали Восточной Камчатки, в Карымско-Семячикском районе, где располагаются долгоживущие центры, давшие огромные по масштабам выбросы кислой пирокластики, оно достигает 1500 м. Сходные с последними амплитуды опускания фиксируются и в грабене северной части Срединного хр., где локализуется большое число центров массовых излияний голоценовых базальтов. В Нов. Зеландии в юго-западной части грабена Таупо протягивается линейный ряд андезитовых стратовулканов Национального парка Тонгариро. Фундамент здесь располагается на отметках, близких к уровню моря. В то же время на участке оз. Таупо — о. Уайт, где локализуется ряд крупных центров кислого вулканизма, глубина залегания фундамента вулканических пород, по данным геофизических работ, 1000—3000 м.

Таким образом, локализация массовых вулканических проявлений в грабен-синклиналах обуславливает усложнение этих структур: если в первоначальном виде они являются отражением отстающего поднятия в тыловой части системы парных структур, то накопление здесь мощных вулканогенных толщ приводит к дополнительной компенсационной их просадке.

Соотношение скорости накопления вулканического материала с тектоническими движениями. Развитие структуры вулканических поясов

Обычно выделяют два типа соотношения движений с осадконакоплением: компенсированное накопление, когда мощности накопившихся толщ полностью компенсируются равным им по величине погружением, и некомпенсированное, когда мощность толщи меньше величины погружения. В любом случае считается, что основным условием сохранения данной мощности за геологическое время является погружение ее ниже уровня эрозии, иначе скорость эрозии и общая неустойчивость осадков по отношению к ней неизбежно ведут к уничтожению накопившихся толщ. Именно на этом принципе основан метод анализа мощностей. В. Е. Хаин (1964) признает возможность избыточной компенсации погружения накоплением, что приводит к обмелению бассейна, но делает оговорку, что батиметрическая поправка на обмеление практически представляет собой незначительную величину (менее 10% общей мощности) для крупных отрезков геологического времени (эра, период, эпоха) и может в этом случае не учитываться; для более мелких геохронологических подразделений (век и меньше) она становится сравнимой с мощностью осадков и не может не приниматься во внимание. Все эти воззрения выработаны на основе изучения толщ осадочных пород. Накопление же эффузивных толщ имеет специфические особенности.

1. Огромная скорость накопления. Крупнейшие вулканические постройки (Корякский, Козельский, Вилючинский вулканы, Ключевская сопка, Фудзи и др.) сформировались за период с конца последнего верхнечетвертичного оледенения до наших дней, т. е. за какие-нибудь 18—20 тыс. лет. Вулканы, выросшие в ходе извержений исторического времени, за несколько лет достигают высоты несколько сот метров и несколько километров в диаметре (Анак-Кракатау, купола Шивелуча, Новый на вулкане Безымянном, вулкан Парикутин и т. д.). Накопление это не компенсируется прогибанием. Следовательно, каждый вулкан — это яркий пример перекомпенсированного накопления. В той же мере это относится и к вулканическим поясам, представляющим собой гряду, образованную слившимися основаниями вулканов.

2. Значительная устойчивость вулканогенных, в частности, существенно лавовых, толщ по отношению к эрозии. Так, нижне-среднечетвертичные вулканы Камчатки в значительной мере расчленены эрозией и сохраняются в виде гребней, располагающихся звездообразно вокруг центров извержения. Однако гребни останцев полностью сохраняют первичную поверхность вулканической постройки (вулканы Ипелька, Кетепана, Уксичан и др.). Миоцен-плиоценовые вулканические хребты прекрасно выражены в рельефе Камчатки в районе Козыревско-Быстринской системы поднятий и на южных склонах Южно-Быстринского хребта, Х. Куно и К. Яги (Куно, 1962) упоминают о плиоценовых и даже миоценовых вулканах Японии, выраженных в современном рельефе.

Все это свидетельствует о том, что, по крайней мере, на протяжении конца (а возможно, и всего) неогена и четвертичного времени аккумулятивные вулканические толщи достаточно устойчивы по отношению к эрозии, чтобы сохраниться в виде значительных по масштабам положительных форм.

3. На ранних и средних стадиях развития гипсометрический уровень вулканических поясов обрамления океана и еще дальше — в поясах центральной части океанических впадин зачастую ниже уровня интенсивного воздействия эрозионных процессов. Развитие в этих условиях определяет прекрасную сохранность аккумулятивных форм на протяжении геологически длительного времени.

4. Другой постоянно действующий фактор, определяющий сохранность рельефа, — сильная дифференцированность тектонических движений в подвижных поясах. Учитывая приуроченность вулканических проявлений к зонам отстающего поднятия, можно говорить о создании в пределах вулканических поясов дополнительного пространства, способствующего сохранению вулканических толщ. Классический пример роли вулканической перекомпенсации в формировании тектонических форм — структуры срединно-океанических хребтов. Данные океанологических исследований, и особенно геологических работ на единственном доступном прямому наблюдению участке срединно-океанических хребтов — Исландии, показали, что они в значительной мере представляют собой аккумулятивные вулканические хребты, образовавшиеся на фоне линейного вздутия мантии. Другим примером перекомпенсированного развития структур может служить Гавайский хребет, образованный грядой слившихся основаниями вулканических аппаратов.

В главе III говорилось о том, что биклиальные пояса островных дуг нормального типа, к которым приурочены проявления вулканизма неоген-четвертичного времени, носят четко выраженный перекомпенсированный характер. На Камчатке в основании Авачинской группы вулканов проходит хребет, сложенный вулканическими породами плиоцена — нижнечетвертичного времени. Хребет заполняет грабен в меловых отложениях глубиной до 1500 м и поднимается до высоты +1000 м, образуя положительную форму рельефа (Штейнберг, 1966). Расположенные на этой аккумулятивной гряде вулканы Авачинской группы делают еще более разительной картину перекомпенсированного развития. Судя по материалам Н. Модриньяка и Е. Стадта (Modriniak and Studt, 1959) и Дж. Хили (Healy, 1964), такую же структуру имеет грабен Таупо в Нов. Зеландии — подошва четвертичных вулканических толщ опущена на глубину до 3400 м, в то время как аккумулятивные постройки вулканов имеют высоту до +3000 м. К тому же выводу приводит и анализ геологической карты Кюсю, в частности на участке от вулкана Унзен до вулканической группы Куджу.

Таким образом, на всех стадиях развития структуры можно говорить о едином перекомпенсированном типе соотношения накопления вулканических пород с тектоническим движением. Учет этого фактора может внести много нового в анализ морфологии структур и развития древних вулканических поясов. Можно сослаться, в частности, на работы Г. Ф. Червяковского (1964), установившего аккумулятивный характер силур-девонских вулканических хребтов Южного Урала, ранее трактованных как ядра антиклинальных структур. При последующем погружении такого рода хребты могут выступать в качестве положительных форм подводного рельефа, определять положение зон пониженной мощности осадков и тем создавать ложное впечатление инверсии в развитии структуры.

В условиях платформенного развития длительному сохранению в рельефе вулканических форм способствует также малая интенсивность движений и очень малая скорость эрозии. Возможно, действием именно этого фактора объясняется образование гор Путорана, возникших в районе максимальной мощности лавовых толщ тунгусской серии. В ходе формирования вулкана накопление материала идет неравномерно. Перекомпенсация достигает максимума в единичных вулканических аппаратах. Со временем вулканы, высящиеся над рельефом, эродируются и происходит перераспределение материала — вынос его с вершинных частей построек в зону подножия. Этот процесс выравнивает уровень аккумулятивной вулканической гряды.

Мощным фактором выравнивания рельефа вулканических поясов является также массовый вулканизм: трещинные излияния базальтовых лав или мощные выбросы кислой пирокластики. Продукты такого рода вспышек вулканической активности широко распространяются по площади, заполняя все понижения рельефа, т. е. наряду с эрозионными факторами выравнивания в вулканических поясах действуют факторы эндогенные, приводящие в итоге к тому же результату. Отдельные вулканы, смыкающиеся подножиями, при этом трансформируются в вулканогенную толщу.

Остановимся на вопросе о пределе перекомпенсации, т. е. предельной высоте аккумулятивных вулканических гряд, образующихся в процессе накопления и последующего перераспределения вулканогенного материала. Вершинный уровень такого рода гряд в зонах верхнеэоценового нижнечетвертичного вулканизма, сохраняющий во многих случаях первичную поверхность растекания лав, точно соответствует высоте водораздельных поверхностей в смежных горст-антиклинальных поясах, образованных дислоцированными комплексами донеогеновых отложений. Так, неоген-нижнечетвертичный вулканический пояс Козыревского хребта примыкает по разлому (Диагональный шов Камчатки) к Малкинскому своду, образованному метаморфитами и кремнисто-вулканогенными толщами Cr_2 . При этом уровень водоразделов имеет единые высотные отметки. Кровля неоген-нижнечетвертичных толщ, слагающих хр. Гумрок, тоже сохраняет черты первичной поверхности растекания лав. Уровень высот выходов этой кровли, т. е. уровень абсолютных отметок водораздела хребта, равен уровню водораздельных гребней смежных горст-антиклиналей хр. Валагинского и Кумроч, образованных дислоцированными толщами верхнего мела — палеогена. Аналогичная картина наблюдается на Южной Камчатке, Курилах и в других районах. Во всех этих случаях имеет место не компенсационное заполнение впадин, а создание аккумулятивных гряд вулканического рельефа, пределом роста которых является уровень поднятия горст-антиклинальных поясов. Накопление аккумулятивных вулканических толщ здесь играет ту же роль, что и тектонический процесс поднятия, и уровень форм рельефа, создаваемый обоими процессами, однотипен.

Для понимания тенденций развития вулканических поясов важное значение имеет тип связанного с ними поля тяжести. Из приведенных примеров (Япония, Нов. Зеландия, Камчатка, Курилы) видно, что оно везде практически однотипно. Обычны слабо отрицательные или небольшие положительные аномалии силы тяжести, много меньше интенсивных положительных аномалий, типичных для смежных зон невулканических геоантиклинальных поясов. Такой характер поля силы тяжести резко отличен от обычного для альпийских орогенических поясов, где наблюдаются интенсивные положительные аномалии. Пониженные значения силы тяжести в вулканических поясах трактуются многими авторами как результат разуплотнения вещества верхней мантии в их пределах (Eiby, 1964; Pakiser, 1960). Подчеркнем, однако, что вне зависимости от трактовки природы этого явления оно свидетельствует о том, что изостатическое равновесие здесь нарушено и, соответственно, следует ожидать интенсивного воздымания этих зон или последующего накопления аккумулятивных вулканогенных гряд.

Интересно в этом отношении проследить эволюцию зон неогенового вулканизма. Примером может служить Козыревско-Быстринская зона поднятий в северной части Срединного хр. Камчатки. Показано, что в миоцене и плиоцене эта структура была зоной активного вулканизма, формировавшейся на фоне растущего поднятия и игравшей роль внутренней вулканической островной дуги. Зона сравнительно узка, ее ширина не превышает 50 км. К востоку и западу вулканогенные толщи миоцена и плиоцена фациально замещаются одновозрастными осадочными отложениями (Ротман, 1963б; Эрлих, Ермаков, 1964). Линейный свод, вдоль которого располагаются вулканические аппараты, приурочен к осевой части прогиба, ограниченного с краев поднятиями. На востоке таким поднятием является внешняя невулканическая дуга. Как показывает фациальный анализ, по крайней мере с конца миоцена в качестве невулканической внешней дуги выступает цепь островов, сформировавшихся на месте современного Восточного хр. Западный край прогиба в миоцене совпадает с краем Охотской платформы, а в плиоцене с Тигильско-Паланской системой сводов. В нижнечетвертичное время вулканизм в рассматриваемой зоне полностью завершается. Она окончательно формируется как чисто тектонический Козыревско-Быстринский свод. Эта структура разделила надвое северную часть депрессии и привела к формированию двух новых структур — грабен-синклинали Срединного хр. и Центральной Камчатской депрессии в ее современном виде. Одновременно или даже чуть позднее в этих вновь образовавшихся структурах заложились новые вулканические зоны. Как известно, четвертичные вулканы зоны Срединного хр., располагающиеся к западу от Козыревско-Быстринской системы сводов, имеют средне-верхнечетвертичный и современный возраст, нижнечетвертичные вулканы здесь отсутствуют. Последними исследованиями (Эрлих, Ермаков, 1964) доказано отсутствие нижнечетвертичных эффузивов в фундаменте Ключевской группы вулканов. Таким образом, время образования грабен-синклинали и заложения в ее пределах вулканических аппаратов практически совпадает.

Окончательное формирование Козыревско-Быстринской системы сводов, отмирание вулканизма в пределах этой структуры и возникновение двух новых грабен-синклиналей и сопутствующих им вулканических зон — существенный этап эволюции геологического строения

и вулканизма Камчатки. С этого времени перестает существовать четко выраженная зональность, характерная для систем островных дуг: внешняя дуга — внутренняя дуга — тыловой прогиб. Вместо этого появляется эшелонированная система грабен-синклиналей с широко развитым в их пределах вулканизмом и невулканических зон горст-антиклиналей. Одновременно структура и вулканизм Камчатки приобретают все характерные черты, отличающие их от нормальной островной дуги.

Аналогичное преобразование переживают структуры вулканических поясов Северо-Восточного Хонсю и Кюсю: на границе плиоцена и четвертичного времени происходит воздымание неогеновой вулканической зоны и отмирание вулканизма на ее территории. После этого на флангах поднятия закладываются две новые зоны вулканизма: на Хонсю — Назу и Чокаи, на Кюсю — Киришима и Унзен-Куджу.

Другим типом преобразования неогеновых вулканических поясов в четвертичное время является их телескопирование. При этом новая фаза погружения захватывает лишь узкую центральную часть неогенового вулканического пояса, а его краевые участки испытывают воздымание до уровня окружающих поднятий. Так развивалась структура грабен-синклиналей Южной и Восточной Камчатки.

Оба типа преобразования структуры неогеновых вулканических поясов в четвертичное время отображены на рис. 53. Общее уравнивание высот свидетельствует о восстановлении изостатического равновесия, хотя, если учесть принцип перекомпенсированного накопления вулканических толщ, можно заключить, что амплитуда воздымания в пределах обоих типов структур резко различна.

Таким образом, накопление вулканических толщ, с одной стороны, вызывает компенсационное прогибание территории вулканического пояса, а с другой, приводит к формированию аккумулятивных хребтов. Процесс формирования таких структур является аналогом тектонического поднятия, как по конечной морфологии образующихся гряд, так и по их высоте. Из приведенного в предыдущих главах материала видно, что в зонах некомпенсированного погружения (глубоководные желобы, тыловые прогибы, отдельные типы межгорных впадин) и в зонах интенсивно растущего поднятия проявления вулканизма, как правило, отсутствуют. Более того, в самих вулканических поясах интенсивное воздымание структуры отмечается лишь после прекращения в ее пределах вулканической активности. Можно заключить, что появление вулканов знаменует инверсию прогиба, выражающуюся в интенсивном поступлении на поверхность глубинного (вулканического) материала и перекомпенсированном его накоплении в зоне опускания. Так возникают аккумулятивные структуры вулканических хребтов, являющиеся отражением специфической формы поднятия при прямом поступлении глубинного материала на поверхность.

Закономерности структурного размещения вулканических центров

При общей связи локализации вулканических поясов с основными разломами, определяющими поперечную зональность тектонических систем рассмотренных типов, отмечается полное отсутствие вулканов вдоль этих разломов (сброс вдоль восточной границы Центральной Камчатской депрессии, Филиппинский разлом, сброс Каингароа в зоне Таупо, разломы ограничения рифта Семангко). Это подтверждает закономерность, отмеченную ранее А. Е. Святловским (1960). Активные перемещения по разломам фундамента, контролирующим распределение вулканических центров, в момент вулканизма отсутствуют. В то же время вулканы всегда занимают совершенно закономерное положение в системе опережающих зон, связанных с основными разломами. Крупные вулканические центры Южной Камчатки (Ксудач, Асача, Ходутка, Горелый, Мутновский, Вилючинская сопка) тесно связаны с зонами сдвигов широтного и северо-восток-восточного простирания, смещающих разлом, который ограничивает поднятия Берегового хр. Здесь же можно видеть еще более сложную связь: кальдера Курильского оз., Ильинский и Желтовский вулканы образуют цепь, расположенную по оси грабена северо-восточного простирания, совпадающего с зоной глубинного сдвига, который смещает основной разлом. В то же время все центры эрупции в этом грабене располагаются на линиях широтного простирания, соответствующих трещинам скола по отношению к ограничивающим грабен сбросам (см. рис. 3). Вулканы Ключевской группы вытянуты вдоль оси, продолжающей

простирается грабен р. Шапиной, т. е. вдоль системы трещин обрыва, образовавшихся при движениях в пределах Восточного хр. и оперяющих по отношению к ограничивающему его разлому. Вулканы зоны Срединного хр. образуют линейные ряды, располагающиеся под углом 30° к основному разлому, ограничивающему западный борт Козыревско-Быстринской системы сводов. Вулканы зоны Назу расположены рядами вдоль линий широтных сколов при общем меридиональном простирании зоны. Зона Унзен-Куджу на о-ве Кюсю имеет северо-восточное простирание, и в то же время крупнейшие вулканические центры в ее пределах, такие как Унзен и Асо, вытянуты в широтном направлении. Вулканы Суматры,

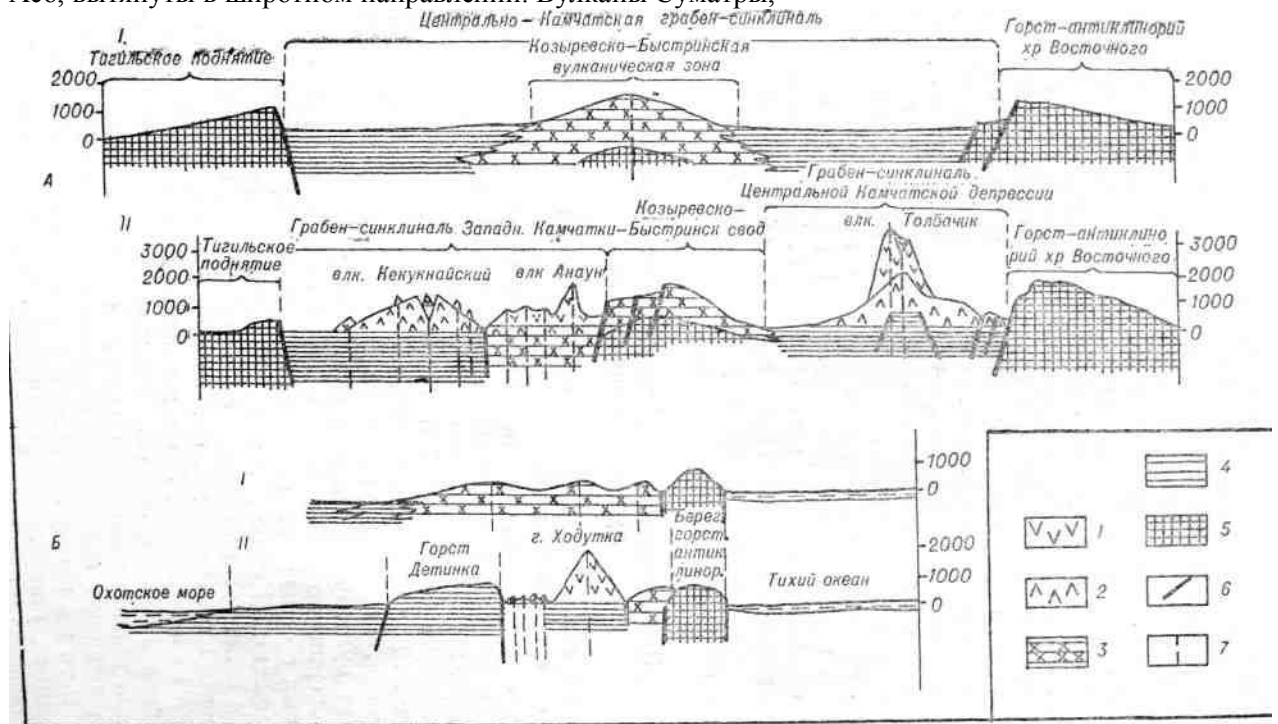


Рис. 53. Разрезы, иллюстрирующие развитие структуры вулканических поясов Камчатки.

А - развитие Центрально-Камчатской грабен-синклинали; Б — развитие грабен-синклинали Южной Камчатки. I — поперечный разрез структуры плиоцен-нижнечетвертичного времени; II — поперечный разрез современной структуры. 1 — верхнечетвертичные и современные вулканогенные образования; 2 — нижне- и среднечетвертичные вулканогенные образования; 3 — плиоцен-нижнечетвертичные вулканогенные образования (алнейский комплекс); 4 — плиоцен-нижне-четвертичные осадочные отложения — фациальные аналоги алнейского комплекса; 5, — комплекс дислоцированных «доалнейских» отложений; 6 — дизъюнктивные нарушения; 7 — подводящие каналы вулканических аппаратов.

располагающиеся вдоль рифта Семангко (простирается северо-западное), образуют, как правило, ряды широтного простирания, соответствующие положению оперяющих трещин скола. На Яве при общем широтном простирании контролирующего вулканы грабена ряды вулканических построек ориентированы в северо-западном направлении.

Вулканы островных дуг (рис. 22, 28, 29, 32) расположены в виде эшелонированных рядов. Простирается рядов ориентировано под острым (30°) углом к простиранию дуги, и каждый ряд занимает положение, отвечающее трещинам отрыва, разделяющим поднятые блоки дочетвертичного фундамента (складки волочения). Аналогичную роль в распределении вулканов играют и зоны поперечных разломов, имеющих (см. главу IV) природу левого сдвига. Так, вулканы Бол. и Мал. Удины сопки, Плоский и Острый Толбачик расположены вдоль разлома северо-западного простирания. Однако они образуют две группы (Бол. и Мал. Удины, Плоский и Острый Толбачики), каждая из которых имеет широтную ориентировку и примыкает к основному северо-западному разлому. С разломом северо-западного простирания связано положение вулкана Шивелуч в Центральной Камчатской депрессии, ряда Козельский вулкан — Авачинская и Корякская сопки на Восточной Камчатке. И в этих случаях основной разлом находится несколько в стороне от ряда вулканов, и каждый вулканический аппарат располагается на трещинах оперения основного разлома.

Выявляется общая закономерность локализации вулканов и вулканических групп — они располагаются на трещинах отрыва, оперяющих по отношению к основной системе разломов

островных дуг и близких к ним тектонических систем. Вывод о связи вулканов с трещинами отрыва близок к заключению А. Е. Святловского (1967) о приуроченности вулканов к трещинам растяжения. Однако не приходится, как делает А. Е. Святловский, говорить об особой «вулканической» природе этих разломов — они четко увязываются с движениями по основной системе глубинных нарушений.

Отмеченная закономерность уточняет и два других положения. Во-первых, можно уточнить природу «вулканических разломов» — линий, контролирующих ряды вулканических построек, о которых говорили А. Н. Заварицкий (1950) и другие авторы. Из приведенных данных следует, что бесполезно было бы искать под такими рядами единую зону разлома — в каждом случае наблюдается цепочка изолированных трещин, каждая из которых используется подводящим каналом вулкана. Основной же разлом всегда располагается в стороне от вулканического ряда. Во-вторых, можно уточнить вывод, сделанный Г. С. Штейнбергом (1966), о приуроченности вулканических поясов к перегибам поверхности М. При знакомстве с этой работой возникал ряд вопросов: 1) почему вулканы локализуются вдоль одних перегибов поверхности М и не локализуются вдоль других; 2) почему в ряде случаев вулканы не связаны с такими перегибами и 3) почему при общей вытянутости вулканов вдоль флексуры поверхности М они отодвинуты от линии флексуры. Теперь можно сформулировать ответ: вулканические пояса островных дуг локализуются вдоль тех разломов глубокого заложения (связаны они с перегибом поверхности М или нет), вдоль которых отмечаются горизонтальные перемещения типа глубинного сдвига. Так как отдельные вулканы располагаются не на линии основного разлома, а вдоль оперяющих его трещинных зон, вулканический пояс прилегает к такому разлому, но вулканы всегда отодвинуты от него.

Наконец, вывод о положении вулканов на оперяющей системе трещин отрыва объясняет и давно отмеченную закономерность — правильные расстояния между крупными вулканическими центрами и рядами вулканов. По предложенной схеме она объясняется нормальной при сдвиговой тектонике правильностью повторения расстояний между оперяющими трещинами. Правильное чередование на крыльях сдвигов зон сжатия и зон растяжения создает правильное чередование «вулканических» и «невулканических» блоков.

В зависимости от типа структурной обстановки в коре можно выделить три резко различных типа вулканических центров.

1. Трещинные и ареальные излияния. Аппараты извержения локализуются вдоль трещин растяжения, так что подводящий канал группы линейно расположенных мелких лавовых вулканов и шлаковых конусов почти вплоть до поверхности представляет собой дайку.

2. Линейные ряды стратовулканов. Извержения связаны с центральными каналами цилиндрической формы, локализующимися вдоль линейной системы изолированных трещинных зон фундамента. Связь между отдельными каналами отсутствует.

3. Изолированные вулканические центры. Центры локализованы на пересечении ослабленных зон фундамента. О линейном расположении вулканов здесь можно говорить лишь в очень отдаленном приближении. Проявления региональной линейной тектоники на поверхности практически не выражены. Основным фактором распределения каналов извержений в пределах таких центров являются структурные формы, генерируемые поднимающейся магмой. С такими центрами обычно связаны крупные вулcano-тектонические депрессии.

Отмечается, что характер и интенсивность структурообразования, проходящего под воздействием поднимающейся магмы, находится в прямой зависимости от перечисленных типов локализации вулканов.

Так, трещинным вулканическим зонам, формирующимся в условиях интенсивного регионального растяжения, не отвечают какие-либо формы вулcano-тектонических структур. Стратовулканам, связанным изолированными подводящими каналами, локализованными вдоль региональных ослабленных зон, отвечают системы радиальных даек, реже — кольцевые системы даек, секторные грабены и кальдеры гавайского типа. Изолированным вулканическим центрам и группам центров, связанным с промежуточными питающими очагами и расположенным вне тектонически активных региональных зон, отвечают куполообразные структуры и телескопированные системы тектонических депрессий.

Подобные соотношения представляются естественными, так как и движения земной коры, и вулканизм выражают результат преобразований энергии подкорковых процессов, функцией от которых является и вулканизм, и тектоника. Соответственно, интенсивное развитие одного из этих процессов предопределяет нехватку энергии для другого.

Вулканизм и глубинная тектоника

Приуроченность вулканических поясов к зонам растяжения в тыловом крыле основных разломов земной коры обуславливает не только проникновение здесь на поверхность магматических расплавов, но и интенсивную дегазацию мантии. Это проявляется в двух взаимосвязанных формах. Прежде всего, общее резкое возрастание величины теплового потока. Б. Г. Поляк (1966) отмечает, что кондуктивный поток тепла в вулканических районах Камчатки в два раза выше той же величины в смежных структурных зонах. Аналогичные данные получены для Японии (Ueda, Horai, 1964). Величины теплового потока в вулканических зонах и смежных поясах геантиклинальных поднятий фронтальной зоны приведены на рис. 54. Вторая форма того же процесса – многочисленные источники термальных вод, локализующиеся в пределах вулканических поясов. Следствием общего прогрева и воздействия термальных вод в вулканических областях является широкое развитие в них регионального термального метаморфизма. Принципиальная возможность этого процесса показана Х. Такеучи и С. Уеда (Takeuchi and Ueda, 1965). В поверхностных зонах он имеет форму преимущественно гидротермального метаморфизма и распространяется локально, близ зон современных гидротерм. На глубине температуры и размах этого процесса резко возрастают, и он захватывает всю ширину вулканической зоны. Сопоставление с древними (верхнемезозойскими) метаморфидами рассматриваемых районов, сформировавшимися в сходной обстановке и выведенными ныне на дневную поверхность, показывает, что уровень термального метаморфизма корневых зон вулканических поясов соответствует наиболее высоким гранулитовым фациям. Различия Р—Т-условий в корневых зонах внешних геантиклинальных поясов (высокое динамическое давление и низкий тепловой поток) и вулканических зон (низкое динамическое давление и высокий тепловой поток) позволяют говорить о том, что в нижних горизонтах земной коры островных дуг и близких к ним тектонических систем существует та самая парная система зон метаморфизма, которая характерна для толщ их фундамента (см. главы I, II). Эта точка зрения близка к гипотезе, высказанной Х. Хаттори (Hattori, 1968). Разница состоит в том, что он связывал метаморфизм высоких давлений внешней зоны с глубоким геосинклинальным погружением толщ в желобах, что создавало определенные трудности в увязке наблюдаемых фактов. Как показано выше, создание пояса высоких давлений не связано с глубиной погружения (т. е. не имеет литостатическую природу), а является следствием общего динамического сжатия в пределах сейсмофокальных зон.

Чрезвычайно интересен вопрос о соотношении вулканизма с сейсмичностью. После установления обособления вулканов от зоны сгущения эпицентров, приуроченности их к тыловой части сейсмофокальной зоны была высказана гипотеза о парагенетической, но постоянной связи сейсмических и вулканических поясов. Утверждается, что андезитовый вулканизм связан с очагами землетрясений промежуточных глубин (100—150 км). Дальше других исследователей пошел Х. Куно (Kuno, 1959), который, рассмотрев вопрос о взаимоотношении вулканизма и сейсмичности Японии, высказал гипотезу о зависимости типа базальтовой магмы от глубины землетрясений. По его представлениям, глубина расположения очагов землетрясений под вулканическим поясом отражает глубину зоны генерации магмы.

Укажем также на работу А. В. Горячева (1966). Он сопоставляет частоту и энергию землетрясений с количеством и энергией извержений вулканов различных районов Курило-Камчатской гряды за идентичное время и приходит к выводу об обратно пропорциональном их соотношении. В частности, он обращает внимание на то, что вулканы Центральной группы Курильских о-вов наиболее активны за последнее столетие, но сейсмическая активность в этом районе минимальна.

А. Е. Святловский (1967) выделяет два различных и зачастую сопряженных типа подвижных поясов — сеймотектонические, в пределах которых концентрируются мелкофокусные землетрясения, и вулканические, где землетрясения редки. Очаги их располагаются на средних и значительных глубинах. Соответственно он отрицает единую генетическую природу сейсмофокальной зоны, признавая, однако, парагенетическую связь вулканизма с землетрясениями с промежуточной глубиной очага.

Решение этой проблемы требует точных количественных исследований по корреляции энергии и времени вулканических извержений и землетрясений для значительного числа районов и за достаточно длительный период. Представляется, что непродолжительность срока систематических сейсмологических исследований, неполнота данных об извержениях вулканов и отсутствие критериев оценки их энергии не позволяют провести сейчас такую работу. Тем не менее, можно указать на ряд фактов, свидетельствующих о том, что проблема эта далеко не так

проста, как рисуется в свете приведенных гипотез. Прежде всего, наличие сейсмофокальной зоны не подразумевает обязательного наличия вулканического пояса, и наоборот. Так, если фокальная зона протягивается вдоль всей Алеутской гряды, то вулканы группируются лишь в восточной части этого структурного пояса. В пределах дуги Тонга-Кермадек известные вулканические аппараты группируются в северной части пояса, в то время как на протяжении более 200 км они отсутствуют при неизменном характере сейсмофокальной зоны. Из работы Г. Герта о геологии Анд (Герт, 1959) следует, что вулканы располагаются здесь в трех изолированных районах:

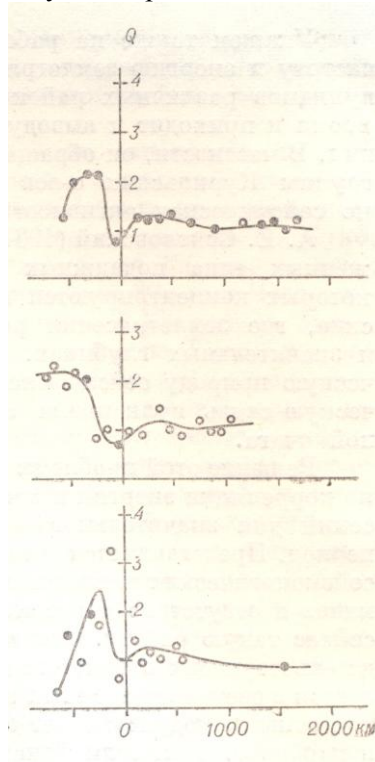


Рис. 54. Распределение теплового потока в островных дугах и близких к ним тектонических системах (по Hotta, 19706): *I* — Курильская дуга, *II* — Япония, *III* — Бонин. По горизонтальной оси указаны расстояния от оси желоба.

1) Колумбии и Эквадоре, 2) Южном Перу и Северном Чили и 3) Среднем и Южном Чили. Очаги же землетрясений с промежуточной глубиной протягиваются вдоль всей горной системы Анд.

Обратная картина — наличие вулканических поясов в зонах отсутствия землетрясений, связанных с сейсмофокальной зоной — становится особенно очевидной, если принять весьма вероятную гипотезу о том, что сейсмофокальные зоны не изменяли существенно своей длины за четвертичное время или, по крайней мере, за голоцен. Прежде всего, обращает на себя внимание отсутствие землетрясений с промежуточной и большой глубиной очагов на всем протяжении от Мексики до Аляски, включая районы мощной четвертичной вулканической активности на Западе США; последнее извержение на вулкане Лассен-Пик произошло, как известно, в 1915 г. Пояс голоценовых вулканов Срединного хр. Камчатки протягивается на 150 км севернее окончания Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны. Вулканическая активность исчезает здесь лишь в последние сотни лет. Если же учесть все проявления четвертичного вулканизма, то протяженность вулканического пояса превышает длину сейсмофокальной зоны более чем на 700 км. Вулканические районы Короманделя, Окленда и г. Эгмонт на Северном о-ве Нов. Зеландии, где последние извержения наблюдались 300—400 лет назад, асейсмичны. Тем более это относится к районам четвертичного вулканизма на п-ове Банкс в восточной части Южного о-ва.

Несовпадения положения сейсмофокальной зоны и вулканических поясов, как видим, вполне достаточно, чтобы отрицать их сопряженность и наличие парагенетической связи между ними. К этому следует добавить резкие различия глубины землетрясений в вулканических зонах, характеризующихся однотипными вулканическими продуктами. Рассмотрим связь глубинных землетрясений с типом базальтов и глубиной и характером дифференциации.

На Южной Камчатке характер базальтов не изменяется по всей ширине вулканической

зоны, а глубина очагов землетрясений изменяется от 60 км в восточной части до 250 км в западной части вулканического пояса. Высокоглиноземистые базальты, которые, по данным Х. Куно, образуются при землетрясениях с глубиной очага более 150 км, имеются на Гавайях, где глубина землетрясений не превышает 60 км, в Центральной группе Курильских о-вов (глубина землетрясений 180 км), на Западном Хоккайдо (глубина землетрясений 200 км) и в зоне Таупо, где она достигает 250—300 км. Щелочные трахибазальты образуются в континентальной части Азии, в районах, где глубина землетрясений первые десятки километров (Масайтис, 1966). Одновременно здесь имеются районы развития нормальных известково-щелочных базальтовых пород. Исследования Ю. Волленберга показали, что в районе Центральной рифтовой зоны Африки, близ вулканов Вирунга, дающих трахибазальтовые лавы, а также в районах оз. Киву и Увира глубина очагов землетрясений (по предварительным данным) 26,5, 11,5 и 26,3 км, соответственно. В то же время в районах развития щелочных провинций в тыловых зонах вулканических поясов глубина очагов землетрясений 250—300 км. Все это полностью опровергает гипотезу Х. Куно о зависимости типа базальтов от глубины землетрясений.

Так же и степень дифференцированности вулканических пород не связана с глубиной очага землетрясения. Достаточно упомянуть вулкан Эгмонт, находящийся в асейсмичной зоне, и вулкан о. Уайт, где глубина землетрясений достигает 350 км, — оба они действующие, и оба дают андезитовые лавы. Другими словами, всюду в зоне одинаковой глубины гипоцентров располагаются любые типы вулканов — от чисто базальтовых до андезитовых и кислых.

Все приведенные примеры относятся, однако, к общей характеристике сейсмичности вулканических районов. Исследование же вопроса о связи характера вулканизма с глубиной землетрясений требует специальных исследований и точных конкретных данных, в частности о расположении вулкана в момент извержения. Такие данные пока практически отсутствуют.

Сейсмофокальные зоны создают благоприятные тектонические условия для локализации вулканических поясов и вулканов, однако прямой связи между сейсмичностью и вулканизмом, по всей видимости, нет — она опосредована через серию промежуточных явлений. Кроме того, линии основных разломов, вдоль которых располагаются проявления вулканизма, не обязательно связаны с сейсмофокальными зонами. Достаточно, чтобы такие разломы имели глубокое заложение и создавали близ себя сеть трещин растяжения, на которых и будут располагаться вулканы. Примеры такого типа локализации вулканов мы видим в рифтовых зонах, пересекающих континенты, на срединно-океанических и внутриокеанических хребтах (типа Гавайского), в Тихоокеанском подвижном поясе — в Антарктическом поясе вулканов, поле базальтового вулканизма Канады, андезитовом поясе Каскадных гор и других вулканических районах Запада США.

Суммируя сказанное, можно отметить, что вулканические пояса располагаются вдоль всякого, тылового крыла глубинных разломов, имеющих надвигово-сдвиговую природу в зоне, соответствующей отстающей волне поднятий (относительного погружения), морфологически проявляющейся в виде грабен-синклинальных структур. Концентрация вулканизма приводит к накоплению в грабен-синклиналиях мощных лавово-пирокластических толщ и вызывает дополнительную компенсационную просадку этих структур. Вулканические центры и группы располагаются на трещинах скола, оперяющих основной разлом или секущие поперечные разломы, также имеющие сдвиговую компоненту. Перекомпенсированное накопление вулканических толщ в грабен-синклиналиях создает аккумулятивные хребты над зоной погружения и определяет тем самым биклиналиное строение грабен-синклинальных структур. Пределом аккумулятивного накопления служит высота окружающих горных систем. По достижении этого предела вулканизм отмирает, и на месте вулканического пояса образуется поднятие.

Не менее существенными представляются вопросы обратного воздействия: трансформации структуры в результате интенсивного и направленного развития в ее пределах вулканизма. В общей форме это влияние всегда признавалось, но характер такого обратного взаимодействия рассматривался недостаточно. Последняя попытка построения модели этого процесса принадлежит А. Рингвуду и Д. Грину (Петрология верхней мантии, 1968). Согласно их точке зрения, значительные массы базальтов, излившиеся на первой стадии развития геосинклинали, погружаются ниже границы кора — мантия. При этом базальты переходят в эклогиты. Следствием фазового перехода является гравитационная неустойчивость, вызывающая дальнейшее погружение. Вторичное парциальное плавление эклогитов в верхней мантии приводит к андезитовому вулканизму. Однако модель эта противоречит приведенным геологическим данным — никакого глубокого погружения, предшествующего стадии островных дуг, тем более погружения ниже поверхности М, не наблюдается. Напротив, отмечается общее воздымание

комплексов фундамента, весьма разнородных по своей природе.

Изменение тектонического режима при переходе от одной стадии тектонического развития к другой сопровождается резким изменением скорости выплавки магматического материала из верхней мантии, изменением его состава и степени дифференциации магмы и интенсивности вулканических процессов. Это сказывается в изменении количества вулканических центров на единицу длины вулканического пояса, объема вулканов, скорости протекания и количества циклов, химизма базальтов, степени дифференциации вулканических серий. От тектонических систем типа Бонин к тектоническим системам типа Камчатки отмечается последовательное возрастание интенсивности вулканизма, свидетельствующее о прогрессирующей интенсификации выплавки магматического материала из мантии. Направленно изменяется в этом ряду подвижных тектонических систем и химизм вулканических пород: отмечается переход от толеитов к высокоглиноземистым базальтам (ряд Куно) и от серий чисто базальтовых к базальт-андезитовым и широкому развитию кислого вулканизма. Параллельно изменяется величина поднятия тектонических систем: амплитуда поднятия оказывается наиболее чутким критерием стадии тектонического развития. Такая связь может быть объяснена масштабами магмообразования. Действительно, переход в расплав части вещества верхней мантии, т. е. фазовый переход, связанный с выплавкой магматического материала, сопровождается увеличением объема, достигающим 20% объема перешедшего в расплав материала (Шейнманн, 1969). Это явление объясняет, по-видимому, и отмеченный в главе IV факт, что преобразование структуры при переходе ее от одной стадии тектонического развития к другой предваряется общим воздыманием всей территории подвижной тектонической системы.

Существуют предельные значения амплитуды и скорости воздымания территории подвижных тектонических систем, при достижении которых вулканизм в их пределах прекращается. Так, если при эволюции тектонических систем от типа Бонин к типу Камчатки отмечается общая параллельность воздымания тектонических систем и нарастание интенсивности вулканизма, то при переходе к тектоническим системам типа Тайваня эта картина резко изменяется. На этом этапе поднятие охватывает всю территорию тектонической системы, скорость его, как мы видели, очень велика, интенсивность же вулканизма резко падает, а затем он прекращается.

С другой стороны, направленная эволюция вулканизма, массовый вынос на поверхность межпоровой силикатной жидкости из слоя пониженных скоростей в верхней мантии оказывают необратимое воздействие на дальнейшее развитие вулканизма и структуры. Под воздействием вулканических процессов происходит общее опускание территории вулканических поясов с образованием линейных грабенов и грабен-синклиналей и серий кольцевых вулканотектонических депрессий. Заполнение этих структур аккумулятивными продуктами вулканизма приводит к созданию в результате перекомпенсации хребтов, сложенных вулканогенными породами. Отмечена тенденция к замиранию вулканизма в момент, когда высота этих аккумулятивных структур достигает уровня смежных поднятий. Постепенное истощение зоны генерации магмы в ходе массовых извержений приводит в конечном итоге к ее эклогитизации и, таким образом, резкому увеличению жесткости структуры. В результате дифференцированный тектонический режим стадии раннего орогена сменяется эпохой общей консолидации.

С вулканизмом связана и динамика мощности земной коры. В последнее время получила широкое распространение гипотеза Е. К. Мархинина (1968), объясняющая рост мощности коры за счет поверхностного накопления и последующего перераспределения эрозией вулканических продуктов. В главе IV было показано, что на мощность коры во фронтальной зоне островных дуг процессы поверхностного накопления толщ не оказывают никакого влияния. Об этом убедительно свидетельствует резкое различие возраста, фациального состава и мощности выходящих здесь толщ при общем единообразии строения коры. В то же время процессы кислого вулканизма отражают чарнокитизацию верхних горизонтов мантии и нижних частей коры. Одновременно кора в целом «пропитывается» многочисленными интрузиями кислого состава. Эти данные свидетельствуют о том, что в тыловой части островных дуг и близких к ним тектонических систем в зоне, где локализуются вулканические пояса и развиты процессы высокотермального метаморфизма, происходит интенсивное нарастание коры «снизу», за счет преобразования верхов верхней мантии. В пользу этого предположения свидетельствует и концентрация большей части очагов землетрясений на границе раздела коры — мантия.

Неравномерный подъем изотерм температурного фронта приводит к образованию несогласных со структурой «метаморфических куполов» в нижних частях коры. Оно сопровождается образованием характерной трещинной зоны над куполами и насыщением ее

поднимающейся магмой. Быстрый подъем магм приводит к вскрытию кровли поднимающейся колонны, массовому выбросу пирокластики и последующей просадке района извержения. Остаточные порции расплава, насыщающего трещинную зону под куполом, продолжают устойчиво существовать в коре в виде интрузий — периферических магматических очагов. Таков предлагаемый механизм формирования покровов кислой пирокластики, кальдер и последующей фазы «посткальдерного вулканизма». Образование трещин при куполообразовании и представление не о едином очаге, а о серии интрузий, насыщающих трещинную зону, устраняет проблему пространства, необходимого для локализации интрузий в коре и просадки кровли. Представление же о «метаморфических куполах», подъеме изоград метаморфизма, секущих структуру вмещающих толщ, хорошо объясняет, почему редки купола в районе вулканотектонических депрессий.

В целом можно резюмировать, что если возникновение подвижных тектонических поясов рассмотренных типов, закономерности их пространственного распределения и пульсационный характер их развития предопределяются причинами планетарного порядка, то развитие их протекает по принципу саморегулирования, причем вулканизм играет роль регулятора.

Отмеченные закономерности эволюции тектонических систем и соответствующей ей эволюции вулканизма открывают возможность для прогнозирования изменения характера вулканизма в пределах тех или иных районов.

По всей видимости, в пределах тектонических систем островных дуг следует ожидать общей интенсификации вулканических процессов. На системах типа Бонин вероятно развитие андезитовых стратовулканов. На тектонических системах типа Курил можно ожидать, что общий процесс их воздымания будет сопровождаться мощными вулканическими извержениями взрывного типа, связанными с заложением в коре интрузий, и ареальными базальтовыми излияниями в тыловой части тектонических систем. На тектонических системах типа Камчатки можно ожидать общего затухания вулканических процессов. Однако в ходе этого затухания возможны единичные крупные извержения взрывного типа, связанные с продолжающейся жизнью очагов в коре, и спорадические излияния щелочных базальтоидов.

Приведенные материалы, по мнению автора, определенно показывают, что при анализе современного строения вулканических областей как нигде особенно необходим комплексный, пользуясь термином В. В. Белоусова, «геономический» подход, учитывающий традиционные вопросы структурной геологии, петрохимии, геохимии, геофизики. Этот и только этот подход может обеспечить правильное решение поставленных проблем.

Полученные серии взаимосвязанных дискретных характеристик стадий развития современных тектонических систем можно использовать для определения стадийности развития древних подвижных поясов. В первую очередь это относится к химизму базальтов и глубине дифференциации серий. Можно, по-видимому, сформулировать следующее общее положение: точно так же, как осадочные породы являются показателем географической среды их формирования, так и вулканические серии являются важнейшим показателем тектонических условий. В этом состоит основа применения полученных закономерностей на базе метода актуализма. Более того, используя взаимосвязь характеристик той или иной стадии тектонического развития, можно на основе приведенных материалов попытаться определить гипсометрический уровень структурообразования и характер сейсмичности подвижных тектонических систем геологического прошлого.