ГЕОТЕКТОНИКА

№ 4 Июль — Август 1985

УДК 551.248.2(571.66)

ФЛОРЕНСКИЙ И. В., ТРИФОНОВ В. Г.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА И ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ КАМЧАТКИ

Новейший вулканизм Камчатки приурочен к депрессионным структурам. Восточная вулканическая зона — перекомпенсированный плиоцен-четвертичный прогиб. Вулканизм зоны, ареальный на плиоцен-среднечетвертичном этапе, с середины среднего плейстоцена концентрируется в ее осевой части. Здесь развивается 130-километровая эшелонированная система сбросов, раздвигов и сбрососдвигов, свидетельствующая о растяжении зоны с небольшой левосдвиговой компонентой. Система разломов обеспечивает подъем магматического вещества из переходного слоя кора — мантия и дополняется вулканотектоникой, отражающей жизнь периферических магматических очагов в более высоких горизонтах земной коры. Геодинамическая дисгармония между мантийным и коровым структурными этажами (сжатие на глубине и растяжение в коре) указывает на структурно-динамическую расслоенность литосферы, с чем может быть связано и одновременное существование глубинных и периферических магматических очагов в пределах единой вулканической зоны.

Камчатка привлекает исследователей не только перспективами изучения различных аспектов современного вулканизма, но и возможностью непосредственно наблюдать зависимость между вулканизмом и новейшей тектоникой. В этом плане важное значение имеет анализ приуроченности четвертичных вулканов к тем или иным элементам современной структуры Камчатки.

На Камчатке (рис. 1) выделяются три главные зоны (пояса) сосредоточения четвертичного вулканизма: зона Срединного хребта в его северной части, зона Центральной Камчатской депрессии и Восточная вулканическая зона, включающая вулканические районы Восточной и Южной Камчатки. Все они приурочены к областям прогибания, которые выделяются на фоне поднятия полуострова в целом [9, 12, 20]. В пределах вулканических зон породы складчатого основания, слагающие обрамляющие поднятия, опущены и не выходят на поверхность. В Срединном хребте вулканическая зона располагается в грабенообразной структуре на сводовой части Срединно-Камчатского антиклинория. В Центральной Камчатской депрессии она приурочена к северной, наиболее прогнутой части депрессии. Вулканические проявления Восточной зоны сосредоточены в прогибе, который с запада ограничен горстообразным поднятием Восточных хребтов, а с востока — поднятиями Восточных полуостровов.

Приуроченность вулканизма к зонам прогибания связана, видимо, с длительно существующим здесь режимом растяжения, тогда как в структурах сжатия (горст-антиклинальные поднятия обрамления) проявления четвертичного вулканизма практически отсутствуют. Анализ истории развития новейшего вулканизма показывает, что вовлечение части вулканического пояса в поднятие ведет к прекращению вулканических проявлений на таком участке [9]. Это объясняется сменой режима растяжения режимом сжатия и в связи с ней невозможностью поступления магматического материала на поверхность. Наглядными примерами тому служат хребет Тумрок, массив Николки, Козыревско-Быстринский хребет — области широкого распространения плиоценового вулканизма, с вовлечением которых в четвертичное поднятие вулканизм полностью прекратился. Таким образом, зоны четвертичного вулканизма представляют собой разобщенные участки обширных плиоценовых вулканических

Рис. 1. Структурно-геологическая схема Камчатки
1 — четвертичные рыхлые осадки; *2* — четвертичные вулканические образования; *3* — неогеновые вулканические образования; *4* — мел-палеогеновые дислоцированные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи; *5* — вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи преимущественно мелового возраста; *6* — домеловые метаморфические толщи; *7* — главнейшие кальдеры; *8* — вулканы; *9* — разрывные нарушения

поясов, сохранившие до настоящего времени тенденцию к прогибанию с преобладающим общим режимом растяжения.

Соотношения между вулканизмом и тектоникой рассмотрены на примере Восточной вулканической зоны (пояса), где разнообразны формы четвертичного вулканизма и устанавливается их связь с проявлениями как региональной тектоники, так и вулканотектоники. Излагаемые результаты получены в итоге многолетних полевых исследований И. В. Флоренского, в которых в 1979 г. принимал участие В. Г. Трифонов. Наиболее изученный участок представлен на рис. 2.

Эволюция вулканизма и вулкано-тектонические структуры. Эволюция вулканизма Восточной зоны и ее отдельных участков достаточно хорошо изучена [4, 5, 9, 13, 15]. Наиболее древние образования зоны представлены щапинской свитой слабо дислоцированных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, датируемых ранним плиоценом [19]. Они выходят на поверхность на западной периферии зоны в области сочленения ее с поднятием Валагинского хребта. Первичные вулканические формы этого времени не сохранились. Первые сохранившиеся вулкани-

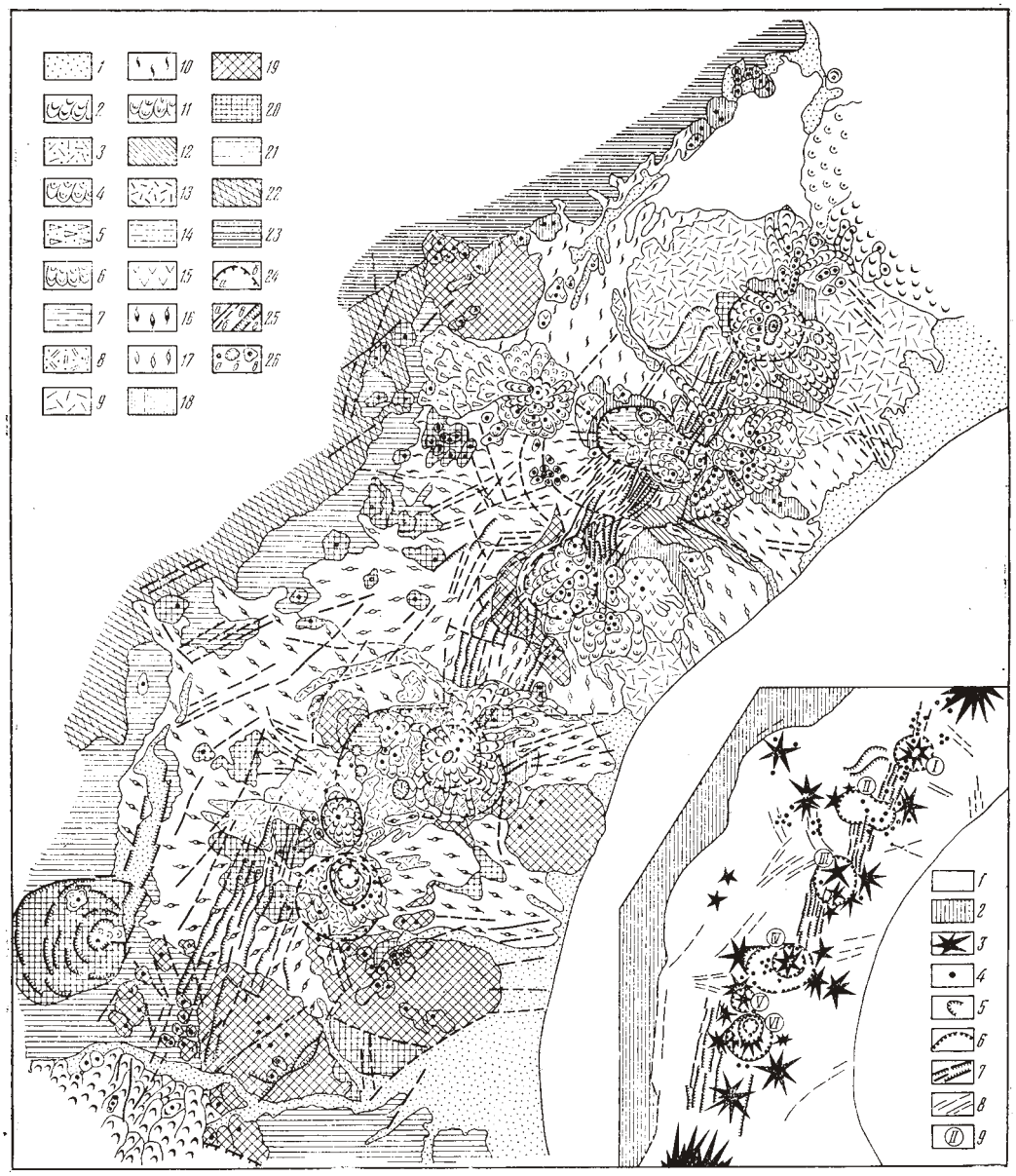

Рис. 2. Схематическая геологическая карта центральной части Восточной вулканической зоны Камчатки; на врезке — схема новейшей структуры Восточной вулканической зоны Камчатки

1, *2* — голоцен: *1* — современные аллювиальные, озерные и морские отложения; *2* — лавовые потоки базальтов, андезито-базальтов и андезито-дацитов. *3—6* — верхний плейстоцен — голоцен: *3* — пемзовые туфы пирокластических потоков; *4* — лавовые потоки базальтов и андезито-базальтов; *5* — отложения направленного взрыва; *6* — лавовые потоки андезитового, андезито-дацитового и дацитового составов. *7—13* — верхний плейстоцен: *7* — озерные отложения (Q_3^{3-4}); *8* — агломератовые туфы пирокластических покровов, связанные с образованием кальдеры Малого Семячика (Q_3^4); *9* — пемзовые пирокластические покровы, связанные с образованием кальдер Крашенинникова и оз. Карымского (Q_3^4); *10* — платоигнимбриты, связанные с образованием Узон-Гейзерной кальдеры (Q_3^3); *11* — андезиты, дациты и липариты экструзивных куполов и лавовых потоков (Q_3^3); *12* — толща чередования пемзовых туфов и лав дацитового и липаритового состава, инъецированная дайковым комплексом (Q_3^{2-3}); *13* — пирокластический покров, связанный с образованием кальдеры Однобокового (Q_3^1). *14*, *15* — средний—верхний плейстоцен: *14* — полифациальный комплекс вулканогенно-осадочного заполнения кальдер (Q_2^3—Q_3^3); *15* — лавы и туфы базальтового состава (Q_{2-3}). *16—18* — средний плейстоцен: *16* — платоигнимбриты, связанные с образованием кальдер Половинки и Стены-Соболинового (Q_2^2); *17* — платоигнимбриты, связанные с образованием кальдеры Большой Семячик (Q_2^1); *18* — лавы и туфы базальтового и андезито-базальтового состава (Q_2). *19* — нижний — средний плейстоцен; разрушенные стратовулканы преиму-

ческие постройки относятся к позднему плиоцену — эоплейстоцену (сторожевская свита). Они представлены сильно разрушенными существенно лавовыми щитообразными вулканами или их фрагментами, а также останцами вулканических плато, сформированными процессами, связанными с ареальным вулканизмом. Возраст вулканитов определяется преобладанием обратно намагниченных пород. Это преимущественно базальты и андезито-базальты, хотя имеются указания на присутствие и обратно намагниченных кислых пород — туфов и игнимбритов.

Ранне- и среднеплейстоценовый этап развития является продолжением предыдущего и характеризуется распределением эруптивных центров по всей площади вулканического пояса и преимущественно основным, базальтовым и андезито-базальтовым составом продуктов, поставляемых на поверхность. Формируются крупные стратовулканы (Жупановские Востряки, Пирог, вулканы хр. Борт, Унана и др.), которые в настоящее время сильно разрушены эрозией и гляциальными процессами. Они, как и образования предшествующего времени, относятся к так называемому докальдерному комплексу вулканитов. Лавы этих вулканов перекрываются более молодыми, среднеплейстоценовыми, игнимбритами, а постройки их часто оборваны кальдерообразующими сбросами.

Следующий крупный возрастной этап в развитии Восточного пояса (средний плейстоцен — настоящее время) имеет качественно иной характер. Ему свойственны наряду с базальтовым вулканизмом мощные проявления кислого вулканизма и формирование вулкано-тектонических депрессий. Начало приходится на вторую половину среднего плейстоцена [5, 9], когда формируются наиболее древние кальдеры изученного участка Восточной вулканической зоны, приуроченные к его южной части (Половинки, Стены-Соболиного, Большого Семячика) и парагенетически связанные с ними поля так называемых платоигнимбритов. Последние заняли значительные площади, перекрыв более древние вулканические образования, которые выступают в виде отдельных разобщенных останцов на поверхности игнимбритовых плато. Возраст игнимбритов определяется по соотношению с ледниковыми отложениями и не противоречит абсолютным датировкам ($0{,}3 \pm 0{,}2$ млн. лет) калий-аргоновым методом и не более 0,18—0,20 млн. лет уран-ториевым методом [5].

Образовавшиеся кальдеры представляют собой вулкано-тектонические депрессии размером 9—11 км в поперечнике. Можно полагать, что такая крупная депрессия, как Стены-Соболиного, достигающая 21 км в поперечнике, состоит из двух слившихся самостоятельных кальдер, место сочленения которых перекрыто более молодыми образованиями. Вулкано-тектонические депрессии имеют четко выраженный наложенный характер: борта их срезают различные по возрасту и генезису вулканические постройки предшествовавшего этапа [8]. Большинством исследователей эти депрессии трактуются как структуры обрушения, связанные с опустошением промежуточных коровых очагов кислой магмы в про-

щественно базальтового состава. *20* — верхний плиоцен — нижний плейстоцен; останцы стратовулканов и отдельные лавовые покровы преимущественно базальтового состава. *21*, *22* — верхний плиоцен: *21* — вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы сторожевской свиты; *22* — осадочные и вулканогенно-осадочные породы щапинской свиты. *23* — дислоцированные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы мел-палеогенового возраста. *24* — кольцевые разломы кальдерных депрессий, установленные (*а*) и предполагаемые (*б*). *25* — разрывы без заметных смещений, достоверные (*а*) и предполагаемые (*б*), и сбросы, достоверные (*в*) и предполагаемые (*г*). *26* — центры вулканических извержений: кратеры стратовулканов (*а*), маары (*б*), шлаковые конусы и одноактные небольшие вулканы (*в*). На врезке: *1* — прогиб, заполненный верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями; *2* — горстообразное поднятие Восточных хребтов, сложенное дислоцированными мел-палеогеновыми породами; *3* — главнейшие стратовулканы Восточной вулканической зоны; *4* — шлаковые конусы и отдельные небольшие вулканы; *5* — взрывные кратеры; *6* — кальдерообразующие сбросы; *7* — сбросы, сбросораздвиги и редко сдвигосбросы, образующие зону растяжения; *8* — прочие разрывы; *9* — главнейшие кальдеры: I — Крашенинникова, II — Узон-Гейзерная, III — Большого Семячика, IV — Стены-Соболиного и Малого Семячика, V — Карымского, VI — Половинки, Однобокого и Карымского

цессе мощных игнимбритообразующих извержений. Сбросы, ограничивающие кальдеры, обычно прекрасно выражены в рельефе и видимая амплитуда смещения по ним — не менее 400 м. Местами сбросы перекрыты более молодыми вулканическими образованиями и положение их устанавливается предположительно. Вулкано-тектонические депрессии выполнены сложным комплексом полигенетических отложений, в котором существенную роль играют озерные осадки, датируемые по материалам диатомового и спорово-пыльцевого анализов концом среднего — началом верхнего плейстоцена [9].

Новая вспышка кислого вулканизма и кальдерообразования падает на вторую половину позднего плейстоцена. В это время сформировались кальдеры северной части Восточной зоны — Крашенинникова (9×9 км) и Узон-Гейзерная (7,5×15 км). Последняя состоит, видимо, из двух кальдер — Узон и Гейзерной. На юге рассматриваемого участка кальдеры этого времени располагаются внутри кальдер предшествующего этапа и имеют меньшие по сравнению с ними размеры (4—9 км в поперечнике). Таковы кальдеры Однобокого, Академии наук (Карымского озера), Малого Семячика. В результате вложения создаются специфические телескопированные структуры. Так, в Карымском районе последовательно вложены одна в другую три разновозрастные кальдеры [5] (см. рис. 2).

С позднеплейстоценовыми кальдерами связаны поля пирокластических отложений — преимущественно неспекшихся туфов. Спекшиеся разности занимают подчиненное положение. Исключением является кальдера Узон, пирокластические отложения которой представлены в основном типичными игнимбритами. Возраст туфов и игнимбритов определяется: по перекрыванию их с верхнеплейстоценовыми моренами; по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов озерно-аллювиальных отложений, выполняющих кальдеры; по коррелятным прослоям пеплов в датированных верхнеплейстоценовых отложениях Центральной Камчатской депрессии [9]. Определения абсолютного возраста подтверждают отнесение пирокластических пород к верхнему плейстоцену: 28—48 тыс. лет трековым методом для пемзовых туфов района оз. Карымского [5]; 39,4 тыс. лет радиоуглеродным методом для игнимбритов кальдеры Узон. Кальдерообразование в восточной зоне продолжается и в голоцене. В пределах изученного района самой молодой является кальдера вулкана Карымского (3×6 км), возраст которой, определенный радиоуглеродным методом, составляет около 8000 лет [5].

Параллельно с проявлениями кислого эксплозивного вулканизма со среднего плейстоцена до голоцена продолжалось формирование стратовулканов. С конца среднего плейстоцена их распределение в пределах зоны начинает подчиняться строгому структурному контролю: в подавляющем большинстве случаев они располагаются внутри кальдерных депрессий, формируя посткальдерные комплексы. В случае телескопированных кальдер один и тот же комплекс может быть «посткальдерным» по отношению к более древним кальдерам и «докальдерным» по отношению к более молодым. Продукты стратовулканов представлены широким диапазоном пород — от базальтов до дацитов. В большинстве кальдер (Половинки, Однобокого, Малого Семячика, Большого Семячика, Крашенинникова, Карымского) вулканизм в посткальдерное время проявился интенсивно, и в них возникли один или несколько крупных стратовулканов. Однако некоторые кальдеры либо оказались лишены посткальдерной эруптивной деятельности (кальдера оз. Карымского), либо она представлена только совокупностью кислых экструзий (Узон-Гейзерная). Исключением из общего правила приуроченности верхнеплейстоцен-голоценовых стратовулканов к кальдерным депрессиям является вулкан Таунщиц, расположенный западнее кальдеры Узон.

На севере рассматриваемого участка Восточной зоны в позднем плейстоцене — голоцене проявился трещинный базальтовый вулканизм, наложившийся на кальдеру Крашенинникова. Он представлен цепочками шлаковых конусов, расположенных на трещинах северо-восточного простирания.

Анализ распределения вулкано-тектонических структур и вулканических проявлений позволяет отметить следующее. 1. На плиоцен-среднеплейстоценовом этапе существования Восточного пояса вулканизм распределялся по всей его площади. 2. Начиная со второй половины среднего плейстоцена, вулканические центры стягиваются к осевой части пояса. 3. Вулкано-тектонические депрессии (кальдеры), располагаясь в осевой части, ложатся на линию северо-восточного простирания [7, 10, 13, 20]. 4. Намечается омоложение кальдер вдоль осевой линии с юга на север. 5. Кальдеры располагаются примерно на одинаковых расстояниях (20—25 км) друг от друга, что объясняется соотношением плотностей расплава и вмещающих пород, вязкостью и мощностью конвектирующих слоев [17]. 6. С конца среднего плейстоцена осуществляется строгий структурный контроль за расположением вулканов — они помещаются в кальдерах и, таким образом, приурочиваются к той же осевой зоне вулканического пояса. 7. Структурный контроль кальдерами последующих проявлений вулканизма приводит к образованию отдельных вулканических узлов, на которые распадается осевая зона. Каждый вулканический узел характеризуется предельной высотой отдельных вулканов, которая определяется глубиной залегания очага, согласно механизму гидростатической модели [15]. Так, предельная высота вулканов, расположенных в кальдере Крашенинникова,— 1800 м, в Узон-Гейзерной кальдере — 1100 м, массива Большого Семячика — 1400 м, Малого Семячика — 1500 м, вулкана Карымского — 1500 м, вулканов в депрессии Половинки — 1100 м. Близкие предельные высоты вулканов на всем рассматриваемом участке зоны (1100—1800 м) свидетельствуют о примерно одинаковой глубине залегания их магматических очагов, приуроченных к единому магмогенерирующему слою.

Тектоника. Восточный вулканический пояс является прогибом, в пределах которого породы складчатого основания не выходят на поверхность. Глубина залегания их неизвестна, однако имеются данные о положении фундамента в прилегающей части Кроноцкого залива на глубине около 100 м ниже уровня моря [14]. Вместе с тем вулканический пояс представляет собой горную страну, возникшую в результате аккумуляции вулканических продуктов, и поэтому его следует рассматривать как перекомпенсированный прогиб [20].

В осевой части вулканического пояса на всей площади рассматриваемого района прослеживается зона разломов шириной 10—12 км (см. рис. 2). Общее простирание зоны — северо-восточное, согласное с простиранием вулканического пояса. Она состоит из отдельных сегментов: Жупановско-Карымского, Мало- и Большесемячинского, Большесемячинско-Узонского, Узонско-Крашенинниковского и Крашенинниковско-Кроноцкого. Эти сегменты располагаются кулисообразно друг относительно друга, образуя эшелонированную систему, причем простирание разломов каждого сегмента, будучи северо-северо-восточным, не соответствует полностью общему простиранию зоны. В целом система сегментов составляет левый кулисный ряд, который предполагает наличие небольшого левого сдвига вдоль оси ряда. Детально изучались Жупановско-Карымский и Узонский участки зоны разломов и полученные результаты экстраполировались с помощью аэрофотоснимков.

На Жупановско-Карымском участке разломы являются типичными сбросами, амплитуды смещений по которым до 5 м. Угол падения плоскостей сместителя достигает 70°. Отдельные разломы прослеживаются на расстояния от 3 до 15 км. В целом они образуют грабенообразную структуру шириной до 18 км. Ясно выражена группа разломов западного борта грабена, тогда как восточное его обрамление представлено лишь двумя разломами, секущими восточное подножие вулкана Жупановские Востряки.

Северный участок зоны (район кальдер Узон и Гейзерная) дает более представительный материал. Составляющие его разломы относятся к нескольким типам.

Трещины-раздвиги без видимых вертикальных смещений, но с горизонтальной амплитудой до 0,5 м, выражены в рельефе рвами длиной до 1—2 км.

Сбросы, морфологически выраженные уступами, прослеживаются на расстояние 3—4 км; видимые амплитуды вертикальных смещений до 3—4 м, падение плоскости сместителя от 50 до 80°.

Сбросораздвиги — микрограбены, с относительно опущенным одним из бортов; уступ одного борта достигает высоты 3—5 м, у подножия его располагается ров шириной 1—2 м, уступ второго борта составляет $^1/_4$—$^1/_5$ первого уступа. Подобная морфология указывает на присутствие как вертикальной, так и раздвиговой составляющих движений. Это позволяет отнести структуры к сбросораздвигам с вертикальной амплитудой 2—3 м и горизонтальной до 1 м.

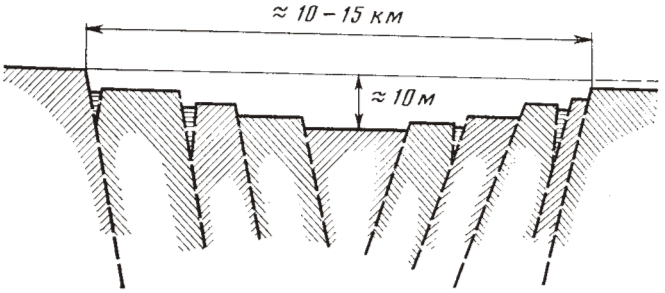

Рис. 3. Схематический профиль поверхности плато Широкое (район Узон-Гейзерной кальдеры). Пояснения в тексте

Левые сбрососдвиги, выраженные небольшими, до 1—2 м, уступами, которые смещают верховья водотоков на 2—3 м по горизонталям влево. Они обнаружены только на плато Широком.

Все перечисленные разломы практически не освоены эрозионной сетью — они идут вкрест или под острым углом к простиранию водотоков. Перемещения по разломам можно наблюдать и непосредственно в обнажениях. Так, в борту плато Широкого, обращенном к долине р. Шумной, зафиксированы смещения до 6 м пластов лав и туфов. Здесь же, в долине р. Шумной, видны приуроченные к разломам базальтовые дайки мощностью до 2 м. По-видимому, с этим дайковым комплексом связаны базальты, залегающие в верхах разреза плато Широкого. Отдельные разломы зоны прослеживаются на расстояния от 3—4 км на плато Широком до 9—10 км в районе сопочки Дуга. Местами они настолько многочисленны, что расстояние между ними часто составляет всего 150—200 м. В целом разломы образуют структуру типа грабена со ступенчатыми бортами (рис. 3). Ширина грабена 10—15 км, суммарная амплитуда опускания днища 10—15 м.

Общая протяженность зоны разломов в осевой части Восточного вулканического пояса в пределах рассматриваемого участка составляет около 130 км. Разломы, как уже отмечалось, очень молодые, о чем свидетельствует их прекрасная морфологическая выраженность и слабая освоенность эрозионной сетью. Они рвут лавы, игнимбриты и туфы, относящиеся к разным горизонтам среднего и верхнего плейстоцена, и перекрыты голоценовыми вулканитами. Поэтому мы относим большую часть разломов к концу среднего — позднему плейстоцену. Но заложение зоны произошло раньше, до массовых проявлений кислого эксплозивного вулканизма, поскольку в ее южной части, на Жупановско-Карымском участке, можно видеть сгущение сетки разломов на выступах доигнимбритовых (досреднеплейстоценовых) пород за счет присутствия более древних нарушений. Вместе с тем зона продолжает жить в голоцене. На это указывает четкая приуроченность к разломам зоны цепочек голоценовых шлаковых конусов, наложенных на кальдеру Крашенинникова, а также

морфология сложных массивов Малого Семячика и Крашенинникова, образованных рядами конусов стратовулканов, которые формируются в результате миграции их питающих каналов вдоль трещин зоны.

Развитие зоны разломов во времени определяется не возобновлением заложившихся ранее нарушений, а постоянным образованием новых разрывов. Имеет место общее омоложение зоны с юга на север. Так, на ее отрезке севернее Большого Семячика значительная часть нарушений рвет молодые отложения верхнего плейстоцена (игнимбриты, озерные отложения и экструзивные купола Узон-Гейзерной депрессии, туфы кальдеры Крашенинникова), в то время как на юге одновозрастные отложения (туфы кальдер Однобокого, оз. Карымского, Малого Семячика) почти не затронуты тектоническими нарушениями.

Общая грабенообразная структура зоны разломов, наличие типичных сбросораздвигов и раздвигов позволяет трактовать ее как зону растяжения. Некоторые исследователи [6] сравнивают ее с рифтами типа Исландского. Однако структурное положение и история формирования Восточно-Камчатской зоны разломов принципиально иные. Растяжение здесь ограничено территориально и, по-видимому, имеет значительно меньшую величину, чем в рифтовой зоне Исландии.

Единая зона растяжения Восточной Камчатки осложнена проявлениями вулканотектоники. Все кальдеры Восточного пояса приурочены к зоне растяжения. Они наложены на нее и расчленяют ее на отдельные сегменты. При этом древние разломы срезаются кольцевыми сбросами обрамления кальдер, а более молодые прослеживаются в их пределах, что свидетельствует о длительной жизни зоны, эпизодически нарушаемой возникновением вулкано-тектонических структур.

Кальдеры служат границами сегментов разломной зоны, образующих левый кулисный ряд. Возможно, под кальдерами или на их месте существовали аналоги левосдвиговых трансформных зон. Их слабым поверхностным отражением могут быть небольшие тектонические нарушения в районах кальдер, поперечные к общему простиранию зоны разломов. Горизонтальная амплитуда смещения одного сегмента относительно другого уменьшается с юга на север: от 12 км в районе кальдеры Половинки и Стена-Соболиного до 1,5 км в районе кальдеры Узон-Гейзерная. Это можно связать с омоложением зоны с юга на север.

Начиная со среднего плейстоцена, зона растяжения контролирует все вулканические проявления, которые стягиваются к осевой части вулканического пояса. Распределение эруптивных центров в пределах зоны растяжения неравномерно: они локализуются в кальдерах, как наиболее ослабленных участках, благоприятных для поступления вещества на поверхность. Таким образом, имеет место пространственное совмещение региональной зоны разломов, кальдер и позднеплейстоцен-голоценовых вулканов. Это дает возможность полагать, что со среднего плейстоцена зона растяжения становится основным поставщиком магматического вещества на поверхность. Магма либо прямо поступала на поверхность из глубинных очагов по трещинам растяжения с образованием зон шлаковых конусов и крупных стратовулканов, либо предварительно локализовалась в крупных периферических коровых очагах, опустошение которых вело к образованию кальдер. Тогда же, в среднем плейстоцене [11], активизировались тектонические движения, приведшие к интенсивному воздыманию Восточных хребтов и усилению растяжения в осевой части парагенетически связанного с ними компенсационного прогиба Восточной вулканической зоны. Совпадение во времени этих вулканических и тектонических событий указывает на единство глубинного механизма, приведшего к интенсификации формирования крупных структур и активизации вулканической деятельности. Пространственная и временная связь разрывообразования и вулканизма свидетельствует о том, что условия поперечного растяжения, проявленные в морфологии разломов на земной поверхности, господствуют во всей верхней части литосферы до переходного слоя от коры к мантии, к которому приурочены основные магматические очаги [3, 18]. Вместе с тем на бо́льших глубинах, как по-

казывает изучение механизмов очагов землетрясений [1, 2], под Восточным вулканическим поясом господствуют условия сжатия, поперечного или косоориентированного к простиранию пояса. Это можно рассматривать как проявление геодинамической дисгармонии между коровым и мантийным этажами, т. е. структурно-динамической расслоенности литосферы региона [16].

Итак, вулканические четвертичные пояса Камчатки приурочены к областям прогибания с преобладающим синхронным режимом поперечного растяжения. В осевой части Восточного вулканического пояса выделяется региональная зона растяжения. Она выражена зоной сбросов, трещин растяжения, сбросораздвигов и сбрососдвигов, образующих структуру типа грабена. Зона распадается на сегменты, кулисообразно расположенные друг относительно друга, что позволяет предполагать наличие левосдвиговой компоненты движений вдоль оси зоны. В современном виде зона разломов оформилась в среднем—позднем плейстоцене. К ней тяготеют все кальдерные депрессии Восточного вулканического пояса, часто имеющие телескопированное строение. В кальдерах сосредоточены проявления позднеплейстоцен-голоценового вулканизма. Приуроченность кальдер и вулканов к разломной зоне свидетельствует о том, что со второй половины среднего плейстоцена эта зона растяжения становится основным поставщиком магматического вещества на поверхность, тогда как в плиоцен-раннечетвертичное время вулканизм проявлялся на всей площади прогиба.

Зона растяжения обеспечивает общий подъем магматического вещества из глубоких горизонтов (переходного слоя кора—мантия), где расположены главные магматические очаги, а вулканотектоника отражает жизнь периферических магматических очагов, расположенных в более высоких горизонтах земной коры. Омоложение разломов, составляющих зону, и кальдерных депрессий с юга на север свидетельствует о распространении зоны в этом направлении. В голоцене разломы становятся прямыми магмовыводящими каналами в северной части пояса, где формируются зоны шлаковых конусов, наложенные на кальдеру Крашенинникова.

Намечается геодинамическая дисгармония между мантийными и коровыми структурными этажами (режим сжатия на глубине и растяжения в более высоких горизонтах). С такой структурно-динамической расслоенностью литосферы может быть связано и положение одновременно (в геологическом смысле) существующих в пределах единого вулканического пояса глубинных и периферических магматических очагов.

Таким образом, структурно-динамическая обстановка под вулканическим поясом существенно сложнее, чем это могло бы вытекать из простого поддвига океанической плиты под островную дугу.

Литература

1. *Аверьянова В. Н.* Глубинная сейсмотектоника района островных дуг на северо-западе Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1979. 290 с.
2. *Балакина Л. М.* О распределении напряжений, действующих в очагах землетрясений северо-западной части Тихого океана.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 11, 1959, с. 59—63.
3. *Балеста С. Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
4. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. 262 с.
5. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. 299 с.
6. *Ермаков В. А., Милановский Е. Е., Таракановский А. А.* Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки.— Вестн. МГУ. Геология, 1974, № 3, с. 3—20.
7. *Заварицкий А. Н.* Линейное расположение вулканов Камчатки.— В кн.: XVII Междунар. геол. конгр., тез. докл. М.— Л.: Госгеолиздат, 1957, с. 137.
8. *Зубин М. И., Мелекесцев И. В., Таракановский А. А., Эрлих Э. Н.* Четвертичные кальдеры Камчатки.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 55—66.
9. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 440 с.
10. *Леглер В. А.* Горизонтальные тектонические движения и расположение вулкани-

ческих центров в Восточном хребте Камчатки. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский: Дальневосточное книжное изд-во, 1974, с. 23.
11. *Мелекесцев И. В., Брайцева О. А.* Соотношение четвертичных тектонических движений и вулканизма Камчатки.— Геология и геофизика, 1971, № 7, с. 137—141.
12. *Огородов В. Н.* Четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки.— В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. Т. 2. М.: Наука, 1966, с. 130.
13. *Святловский А. Е.* Вулканические и вулкано-тектонические структуры, их взаимосвязь и эволюция.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974, с. 247—234.
14. *Селиверстов Н. И., Надежный А. М., Бондаренко В. И.* Особенности строения дна заливов Восточной Камчатки по результатам геофизических исследований.— Вулканология и сейсмология, 1980, № 1, с. 38—43.
15. *Селянгин О. В.* Эволюция кальдерного комплекса, ритмичность и направленность вулканического процесса в Карымской группе вулканов, Камчатка.— В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977, с. 187—201.
16. Тектоническая расслоенность литосферы неотектонических подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 228 с.
17. *Ушаков С. Н., Крас М. С.* Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М.: Недра, 1972. 192 с.
18. *Федотов С. А.* О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5, с. 25—37.
19. *Шанцер А. Е., Гептнер А. Р., Егорова И. А. и др.* Вулканогенные толщи хребта Тумрок, их палеомагнитная характеристика и возраст.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9, с. 73—83.
20. *Эрлих Э. Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 144 с.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
26.IX1983