

УДК 551.215

КОЖЕМЯКА Н. Н., ЛИТАСОВ Н. Е., ВАЖЕЕВСКАЯ А. А.

АСАЧИНСКАЯ ГРУППА ВУЛКАНОВ НА КАМЧАТКЕ

Асачинская группа вулканов расположена в 90 км к югу от г. Петропавловска-Камчатского, вблизи известных действующих вулканов Горелый и Мутновский. Несмотря на это, район Асачинских вулканов изучен слабо. В литературе по региону Южной Камчатки имеются лишь отдельные упоминания или отрывочные сведения об этих вулканах [2, 6, 14, 15]. В районе вулкана Асача нет действующих или потенциально действующих вулканических аппаратов. И все же вулканический массив Асача — Желтая привлек к себе пристальное внимание исследователей в связи с тем, что в марте 1983 г. в районе вулкана Желтый начался неожиданно сильный рой землетрясений вулкано-тектонического характера. По данным П. И. Токарева (устное сообщение), в период с 7 по 17 марта ежедневно регистрировалось по несколько десятков землетрясений силой до 3—5 баллов на удалении 10 км от эпицентра, в районе вулкана Желтый.

Учитывая возобновление сейсмической активности и некоторую вероятность прорыва магмы на склонах горы Желтая в будущем, а также отсутствие систематизированных сведений в литературе, мы приводим краткое описание геологического строения и вулканизма Асачинского массива. В основу статьи положены материалы полевых исследований авторов в 1968 г., частично использованы данные В. С. Шеймовича и др., полученные при геологической съемке. По имеющимся сведениям и вторичному дешифрированию аэроснимков нами составлена геологическая карта Асачинской группы вулканов, уточнены площади и объемы вулканических аппаратов и массива в целом, выделены новейшие тектонические нарушения, которые ранее не отмечали.

Кратко рассмотрим современный структурный план Южной Камчатки и положение в нем Асачинского блока пород. Тектоническое строение Южной Камчатки в основных чертах известно [2, 6, 13, 16], однако многие его детали неясны. Это объясняется чрезвычайно сложным сочетанием региональных глубинных разломов северо-восточного, северо-западного, субмеридиального и субширотного направлений, тесным взаимодействием тектонических, вулкано-тектонических и вулканогенно-аккумулятивных процессов [6].

Рассматривая Южную Камчатку как систему крупных и мелких блоков, исследователи [2, 3, 11, 18, 19] выделяют в ее пределах следующие основные структуры (с востока на запад): Прибрежный вулкано-тектонический горст (система поднятий Берегового хребта) как передовую часть надвига с преобладающими деформациями сжатия; Камбально-Гореловский вулкано-тектонический грабен (структурный трог, А. Е. Святловскому) как тыловую часть надвига, испытывающую в основном деформации растяжения; Голыгинский прогиб, осложненный Ункановичским вулкано-тектоническим горстом.

Асачинская группа вулканов сформировалась на границе сводовых блоковых поднятий Берегового хребта и зоны опускания Камбально-Гореловского грабена, в пределах отдельного блока пород, имеющего че-

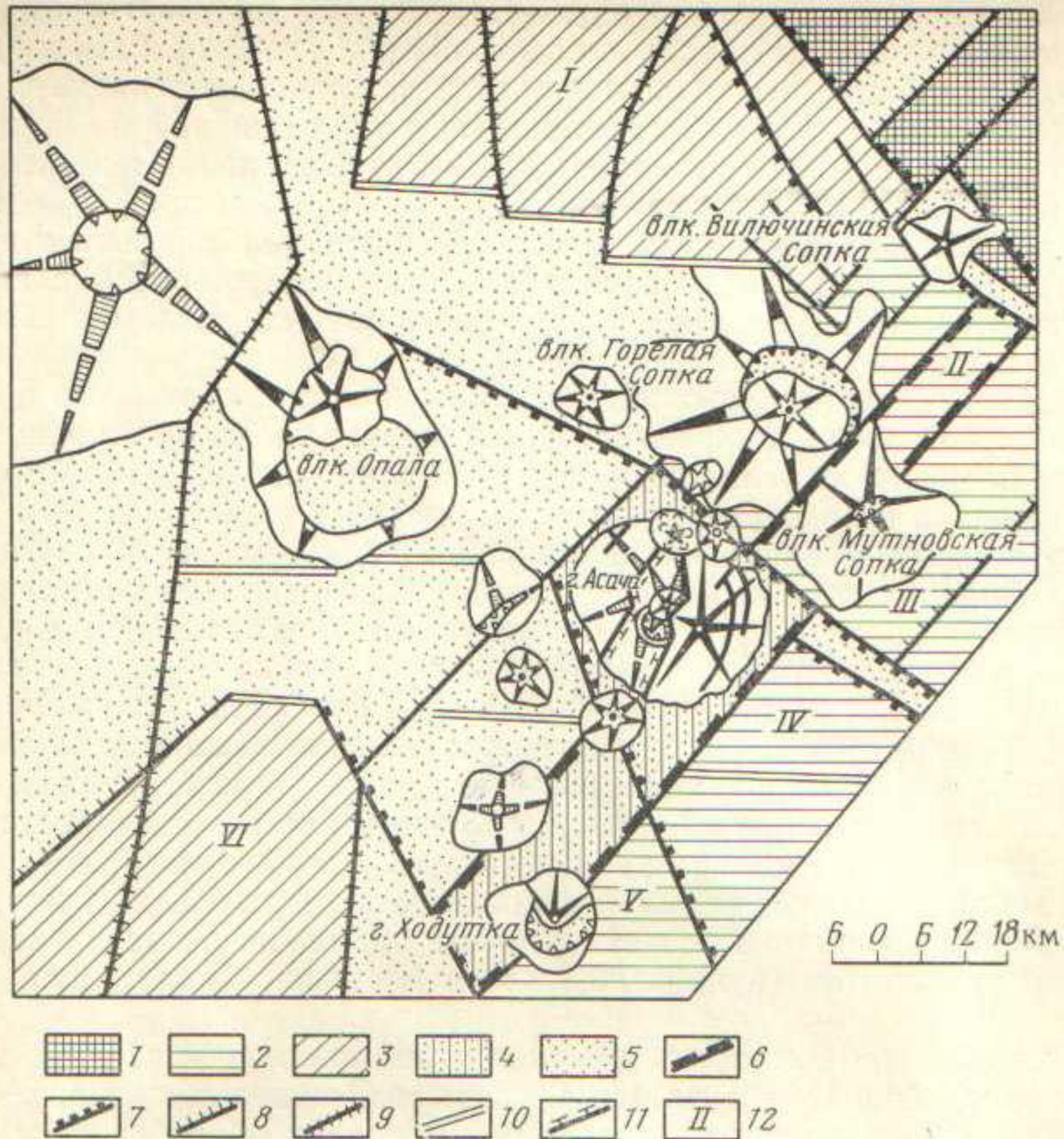


Рис. 1. Тектоническая схема района Асачинской группы вулканов. Составил Н. Е. Литасов. 1 — Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций; 2 — Прибрежный вулканотектонический горст (система поднятий Берегового хребта); 3 — аккумулятивно-тектонические поднятия плиоцен-четвертичного возраста; 4 — область аккумуляции плиоценовых вулканитов; 5 — зоны опускания (вулканотектонический грабен, депрессии); 6 — зона регионального глубинного разлома северо-восточного направления; 7 — древние северо-западные разломы; 8 — тектонические нарушения четвертичного возраста; 9 — региональные глубинные разломы субмеридионального направления; 10 — Банно-Карымчинская широтная зона разрывов; 11 — тектонические нарушения Асачинского вулканического массива; 12 — вулканоструктуры: I — Карымчинская; II — Вилучинская, III — Мутновско-Жировская; IV — Асачинская, V — Ходуткинская, VI — Ункановичский вулканотектонический горст. Расшифровка типов вулканических аппаратов дана в подписях к рис. 2

кие структурные границы (рис. 1). На востоке Асачинская структура ограничена зоной глубинного разлома северо-восточного направления, который заложился, вероятно, в позднем миоцене — раннем плиоцене на стыке геологических структур с разнородным тектоническим режимом, четко фиксируется по геологическим данным и находит отражение в геофизических полях [2, 8, 13]. Помимо разломов северо-восточного направления Асачинская группа вулканов отсекается глубокими тектоническими нарушениями северо-западного направления, которые выделяются по картам региональных аномалий силы тяжести [8] и по геологическим данным [19, 20].

Современный структурный план этого района значительно усложнен развитием широтной зоны разрывов Банно-Карымчинской структуры (см. рис. 1), которые установлены по данным геологических съемок, дешифрирования аэрокосмических снимков и четко отражены в геофизических полях [2]. Банно-Карымчинская зона широтных разрывов шири-

ной до 30 км отсекает серию опущенных блоков на участке от М. Петропавловской зоны поперечных дислокаций (по Г. М. Власову) и вере до Ункановичского вулcano-тектонического горста на юге. В делах этой зоны амплитуды вертикальных перемещений по разломам колеблются от 1000 м на севере до 50 м на юге. Природа широтных разломов не вполне ясна. По мнению М. М. Лебедева и др. [11], они рассматриваются как оперяющие по отношению к диагональным нарушениям. А. Е. Шанцер [20] предполагает, что их формирование является результатом взаимодействия двух основных систем разломов северо-восточного и северо-западного направлений.

Исходя из анализа истории геологического развития этого участка вулканической зоны, мы приходим к выводу, что заложение широтной системы разрывов обусловлено компенсационными движениями отрицательного знака в позднем плиоцене и в четвертичное время. Эти движения, по нашему мнению, являются следствием выноса из глубины огромно больших объемов изверженного материала на ограниченной площади и широтного расположения крупных вулканических центров. В пользу такого заключения свидетельствует резкое изменение геологической обстановки на этом участке. Здесь происходит сближение и пересечение западного и восточного рядов плиоценового и четвертичного вулканизма [6], наблюдаются широтная группировка крупных вулканических аппаратов и их совмещение в пространстве, фиксируется новая вспышка базальтового ареального вулканизма в новейшее, верхнеплейстоцен-голоценовое время (Толмачев дол). В пределах участка размером 30×60 км только за четвертичное время было извергнуто около 1000 км^3 вулканитов (вулканы Большая Ипелька, Опала, Асача, Илья).

Таким образом, Асачинская группа вулканов расположена в зоне пересечения глубоких региональных разломов северо-восточного, северо-западного и широтного направлений, в пределах обособленного блока пород, на участке повышенной проницаемости земной коры. Названные факторы обусловили длительную интенсивную и разнообразную вулканическую деятельность.

Ниже приведены общие сведения об Асачинском массиве и рассмотрена специфика его развития.

Асачинская группа вулканов представляет собой сложно построенный вулканический массив округлой формы, состоящий из нескольких разновозрастных вулканических образований: древней и наиболее крупной щитообразной постройки вулкана Асача (Q_1^3 — Q_2), конусовидной постройки стратовулкана Желтый (Q_2 — Q_3), относительно более молодого существенно лавового стратовулкана (собственно горы Асача с отметкой 1910,7 м — Q_3), небольшого лавового конуса Туманов (Q_3^4) и серии конусовидных вулканов верхнеплейстоценового и древнеголоценового (Q_4^1) возраста. Максимальный размер вулканического массива 20×22 км в поперечном направлении, его площадь более 300 км^2 , абсолютная высота 1910 м. При средней относительной высоте массива 1300 м общий объем изверженного материала оценивается в 145 — 150 км^3 (включая все названные выше вулканические постройки, но без учета базальтовых ареальных вулканических образований голоценового возраста вблизи его подножья).

В работе [9] по четвертичному вулканизму Южной Камчатки группа вулканов Асача — Желтая была выделена как долгоживущий вулканический центр, развитие которого продолжалось, вероятно, со второй половины нижнего плейстоцена до начала раннего голоцена, т. е. в течение более 600 тыс. лет (если следовать геохронологии плейстоцена В. А. Зубакову [7]). Если же учитывать и фундамент Асачинской группы вулканов, где, по данным В. С. Шеймовича, обнаруживается древний плейстоценовый вулканический аппарат, общая длительность формирования Асачинской структуры, возможно, достигает 1,5 млн. лет.

Молодые вулканические аппараты Асачинской группы вулканов завершили развитие в самом конце верхнего плейстоцена, частично в начале древнего голоцена (Q_4^1). Вулканические образования ареального типа (мелкие лавовые и шлаковые конусы, отдельные щитовые вулканы небольшого размера), которые расположены у подножья этой группы, продолжали формироваться в раннем (Q_4^2) и среднем голоцене (Q_4^3), однако они, по нашему мнению, связаны с особой региональной обстановкой растяжения, которая была характерна для центральной части Южно-Камчатской вулканической зоны в верхнем плейстоцене и голоцене [21]. Примечательной особенностью Асачинского массива является развитие в его пределах густой сети тектонических нарушений северо-восточного и северо-западного направлений и дуговых разломов верхнеплейстоценового и голоценового возраста. Наиболее молодые из них, дуговые разломы голоценового возраста сформировались на северо-восточных склонах вулкана Желтый и характеризуются четко выраженными смещениями (рис. 2).

Ниже приведена краткая характеристика геологического строения и петрологии отдельных вулканических образований Асачинского массива.

Древняя постройка вулкана Асача (Q_4^3 — Q_2) представляет собой типичный щитообразный вулкан, характерный для раннего этапа четвертичного вулканизма. Он сложен ритмичным напластованием многочисленных лавовых потоков основного состава мощностью от 5—7 до 12—15, реже 20 м. В верхней части постройки появляются шлаковые прослои мощностью до нескольких метров. Они переслаиваются с лавами и агломератовыми туфами, которые пронизаны дайками базальтового состава. Углы наклона постройки от 5—6 в нижней части до 15—20° — в верхней. Точные размеры постройки определить трудно, так как она частично перекрыта лавами вулканов Желтый, молодой Асачи и базальтовыми излияниями голоценового возраста. Она является наиболее крупной в Асачинском массиве. Ее примерный диаметр 15×18 км, площадь 200—250 км², объем изверженного материала более 100 км³. По материалам геологической съемки, фундаментом вулкана является эффузивно-пирокластическая толща плиоценового цикла вулканизма (алнейская серия). Периклинальный характер залегания плиоценовых вулканогенных образований, особенно хорошо выраженный на восточных склонах Асачинского массива, позволяет выделять самостоятельный вулканический аппарат, завершивший развитие в позднем плиоцене.

Лавы древней постройки вулкана Асачи перекрывают заведомо плиоценовые отложения с перерывом и угловым несогласием и обнаруживают следы воздействия двух стадий верхнеплейстоценового оледенения. Учитывая относительно хорошую сохранность постройки, мы считаем, что ее заложение произошло во второй половине нижнего плейстоцена, а дальнейшее формирование продолжалось в среднем плейстоцене.

Состав пород вулкана довольно однообразен — в основном базальты и андезитобазальты, содержание SiO_2 от 52 до 55%. Вкрапленники составляют ~20% объема породы. В базальтах они представлены плагиоклазом, оливином и моноклинным пироксеном. Плагиоклаз по составу отвечает лабрадору № 55—60. Встречаются как самостоятельные кристаллы, так и сростки. Андезитобазальты характеризуются отсутствием оливина. Среди порфирировых выделений преобладает плагиоклаз, кроме него присутствует небольшое количество пироксена (0,5%). В то же время в основной массе микролиты пироксена составляют до 40% ее объема. Как для базальтов, так и для андезитобазальтов характерна интерсертальная структура основной массы.

Вулкан Желтый (Q_2 — Q_3) заложен, возможно, в среднем плейстоцене, но его основное развитие происходило в верхнем плейстоцене. По типу постройки он является конусовидным, существенно лавовым стра-



1 0 1 2 3 4 км

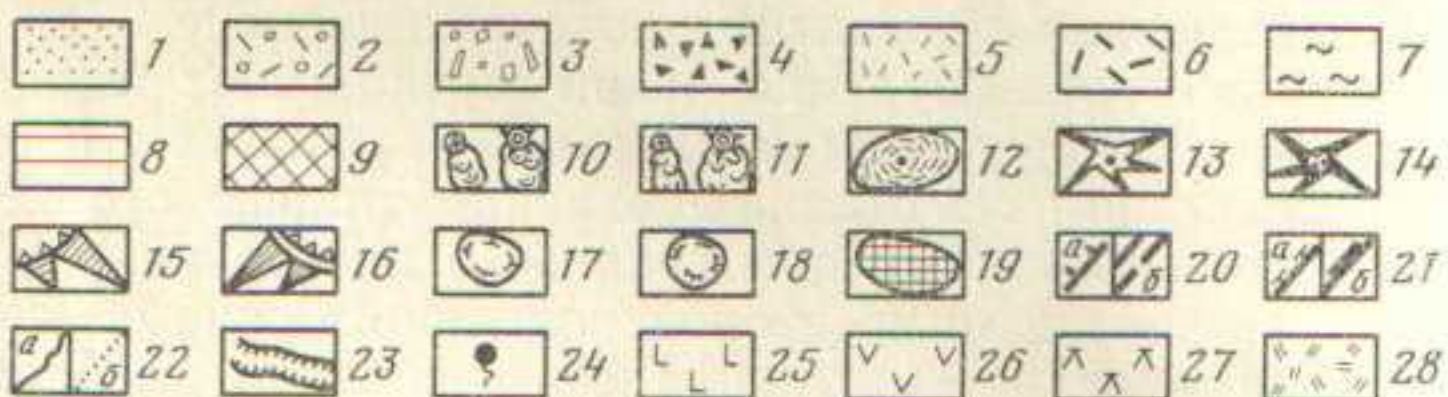


Рис. 2. Геологическая карта Асачинской группы вулканов (Южная Камчатка). Составили Н. Н. Кожемяка, Н. Е. Литасов. 1 — рыхлые нерасчлененные отложения речных долин; 2 — взрывная пемза извержения вулкана Ксудач в 1907 г.; 3 — шлаки, нерасчлененная пирокластика; 4 — ледниковые отложения второй стадии верхнеплейстоценового оледенения (Q_3^4); 5 — взрывные пемзовые отложения вулкана Опала (Q_3^2); 6 — зо-пирокластические потоки вулкана Опала (Q_3^2); 7 — туфоигмбриты вулкана Кудинский (Q_2-Q_3); 8 — лавовые плато (Q_1); 9 — вулканогенные комплексы плиоценового цикла (N_3^2); 10 — новейшие шлаковые конусы ареального типа ($Q_4^2-Q_4^3$); 11 — те же, но относительно более древние ($Q_3^4-Q_4^1$); 12 — щитовые вулканы (Q_4); 13 — конусовидные существенно лавовые вулканы (Q_3-Q_4); 14 — крупные конусовидные стратовулканы (Q_2-Q_3); 15 — молодая постройка вулкана Асача (Q_3); 16 — древняя конусовидная постройка вулкана Асача ($Q_1^3-Q_2$); 17 — экструзии Асачинского массива (Q_3); 18 — древние экструзии плиоценового цикла вулканизма (N_2); 19 — субвулканическая интрузия; 20: молодые тектонические нарушения Асачинского массива с смещениями (Q_3-Q_4) (а); молодые тектонические нарушения без видимых смещений (Q_3-Q_4) (б); 21 — тектонические нарушения, разделяющие вулканы Асача и Желтая (а), древние системы тектонических нарушений (б); 22 — границы вулканических провинций: а — установленные; б — предполагаемые; 23 — ледниковый трог второй стадии верхнеплейстоценового оледенения (Q_3^4); 24 — термальные источники; 25 — гальты, андезитобазальты; 26 — андезиты; 27 — андезитодациты, дациты; 28 — липы.

товулканом. Размеры: 8×13 км в поперечнике, относительная высота 1200—1300 м, площадь 45 км^2 , объем изверженного материала 45—50 км^3 . Нижняя часть постройки сложена существенно эффузивными образованиями мощностью 600—700 м, а ее верхняя часть мощностью ~300 м сформирована переслаиванием туфобрекчий, грубообломочных туфов, шлаков и отдельных лавовых потоков, которые прорваны серией даек андезитового состава.

Породы вулкана представлены андезитами и андезитодацитами (содержание SiO_2 — 60—64%). Во вкрапленниках присутствует плагиоклаз состава: андезин-лабрадор № 48—57, моноклинный и ромбический пироксен, в некоторых разностях роговая обманка. Характерны сростки плагиоклаза и моноклинного пироксена. В основной массе чередуются участки с пилотакситовой структурой, большим количеством микролитов плагиоклаза, чистым прозрачным стеклом в интерстициях и участки без стекла, существенно полевошпатовые, с микролитами плагиоклаза и мелкими микролитами пироксена.

Молодая постройка вулкана Асача (Q_3) характеризуется лучшей сохранностью по сравнению с вулканом Желтый. Она заложилась, вероятно, в начале верхнего плейстоцена и в основном завершила свое развитие до начала второй стадии верхнеплейстоценового оледенения (Q_3^4). Это конусовидный стратовулкан, сложенный чередованием лавовых потоков мощностью от 5—6 до 12—15 м и шлаковых прослоев и туфов такой же мощности, причем количество пирокластики возрастает в верхней части разреза, где углы наклона достигают 30° . Вблизи вершины с отметкой 1910 м наблюдается зона измененных пород, развиты натечные и эксгаляционные образования. Площадь постройки — 45 км^2 , а объем вулканитов — 9—10 км^3 .

В лавах постройки наблюдается дифференциация от андезитобазальтов до андезитов (SiO_2 — 53—64%). Андезиты содержат во вкрапленниках плагиоклаз состава: лабрадор № 56—66, моноклинный и ромбический пироксен. В отдельных разностях встречается также роговая обманка, опацитизированная почти полностью. Структура основной массы гиалопилитовая, стекло прозрачное, светло-коричневое.

В андезитобазальтах по сравнению с андезитами резко увеличено цветное число за счет большого количества микролитов пироксена в основной массе. Структура основной массы долеритовая, преобладают короткотаблитчатые микролиты плагиоклаза. Среди порфировых выделений — пироксены и плагиоклаз, представленный основным лабрадором № 60—70.

Вулкан Туманов (Q_3^4) сформировался на восточном склоне молодой постройки Асача в самом конце второй стадии верхнеплейстоценового оледенения, характеризуется наилучшей сохранностью среди вулканов Асачинской группы и является существенно лавовым вулканическим образованием конусовидной формы. Диаметр его $2,5 \times 3$ км, площадь $6,5 \text{ км}^2$, объем вулканитов 1—1,5 км^3 . Вулкан сложен андезитами (SiO_2 — 58,4—60,8%). Состав пород довольно однообразен. В отличие от андезитов собственно Асачи здесь наряду с плагиоклазом и двумя пироксенами во вкрапленниках иногда встречается оливин небольших размеров. Основная масса большей частью криптокристаллическая, реже имеет гиалопилитовую структуру. Наблюдаются небольшие включения габбро.

Вулканический массив Асача — Желтая характеризуется разветвленной экструзивной фацией. Экструзивные куполы развиты в пределах всех вулканических аппаратов массива, однако основная их масса сосредоточена в его центральной части (см. рис. 2). Всего насчитывается 10 экструзивных куполов диаметром от 0,5 до 1 км; лишь одна экструзия на склоне вулкана Желтый имеет размеры $2 \times 2,5$ км в поперечнике. Общий объем всех экструзивных образований Асачинской группы оцени-

ваются в 3 км^3 , причем примерно половина их массы ($1,5 \text{ км}^3$) приходится на экструзию с отм. 1345 м на склоне вулкана Желтый. Возраст струзий в основном верхнеплейстоценовый. Большинство экструзивных куполов сформировалось субсинхронно с развитием вулканических аппаратов молодой постройки вулкана Асача и лавового конуса вулкана Туманов. Отдельные мелкие экструзии образовались, возможно, в начале древнего голоцена (Q_4^1).

Большая часть экструзивных вулканического массива Асача — Желтый сложены андезитами ($\text{SiO}_2 - 59-63\%$), в основном двупироксеновые, реже роговообманковыми. Двупироксеновые андезиты сходны с андезитами вулкана Асача. Вкрапленники составляют $\sim 25\%$ объема порода, среди них преобладает плагиоклаз состава лабрадор № 50—62. Пироксены преимущественно моноклинные, реже ромбические. Структура основной массы гиалопилитовая, на отдельных участках пилотакситовая. Роговообманковые андезиты содержат наряду с плагиоклазом и пироксеном роговую обманку как во вкрапленниках, так и в основной массе. В последней она полностью опацифицирована, вкрапленники имеют опацифитовую кайму.

Единственная экструзия относительно более древнего возраста (середина плейстоцена) сложена липаритами ($\text{SiO}_2 - 71\%$), состоящими преимущественно из светлого, прозрачного стекла. Количество вкрапленников не превышает 10% . Среди них в основном плагиоклаз состава олигоклаз-андезит № 29—40, реже роговая обманка и моноклиновый пироксен. Основная масса состоит из светлого, прозрачного стекла, пронизанного тонкими иглолочками апатита. В пористых разностях стекло разлизано и вторит следы течения.

Образование экструзивных куполов рассматривается рядом исследователей как форма проявления вулканической деятельности на заключительных этапах эволюции магматического очага [4, 17]. Хорошо развитая сеть экструзивных образований служит подтверждением существования магматического очага под Асачинским массивом.

Как уже отмечалось выше, вулканические аппараты Асачинской группы вулканов завершили свое развитие в конце верхнего плейстоцена — начале древнего голоцена. Дальнейшая вулканическая деятельность в этом районе продолжалась в течение большей части голоцена, но она была приурочена к подножью вулканического массива и связана с отдельной фазой базальтового ареального вулканизма, широко проявившегося во всех вулканических зонах Камчатки в конце верхнего плейстоцена и в голоцене [5]. Сравнительно крупное поле ареального вулканизма (размер $7 \times 11 \text{ км}$ в поперечнике, площадь 75 км^2) расположено у северного подножья вулканического массива Асача — Желтый на продолжении его наиболее активного сектора (см. рис. 2). Всего здесь насчитывается более 20 центров излияний. Поле базальтового вулканизма сформировано щитовым вулканом Голый (Q_4^2), существенно лавовым конусовидным вулканом Высокий (Q_4^1) и многочисленными мелкими моногенными вулканическими образованиями (шлаковыми и лавовыми конусами).

Характерно расположение отдельных шлаковых конусов ареального типа, развитых вдоль южного и западного подножья древней постройки вулкана Асачи: они как бы трассируют скрытое продолжение дуги тектонических нарушений, опоясывающих Асачинский массив (см. рис. 2). Весьма любопытно, что базальтовые ареальные вулканические образования полностью обходят стороной новейшие вулканические аппараты Асачинской группы. Это позволяет предположить, что в момент формирования базальтов, давших начало ареальному вулканизму, магматический очаг под Асачинскими вулканами находился в незакристаллизованном состоянии. Внедрившиеся базальты поступали и в магматический очаг, обновили его и продолжили его активность. На наличие

матического очага под Асачинским массивом помимо уже упомянутых выше признаков указывают, по нашему мнению, секториальные опускания, захватывающие значительные участки древней постройки вулканов Асача и Желтый, а также система дуговых (концентрических) тектонических нарушений, особенно четко выраженная на восточных склонах вулкана Желтый. Периодически возникающие напряжения в очаге, возможно, способствовали формированию новейших дуговых тектонических

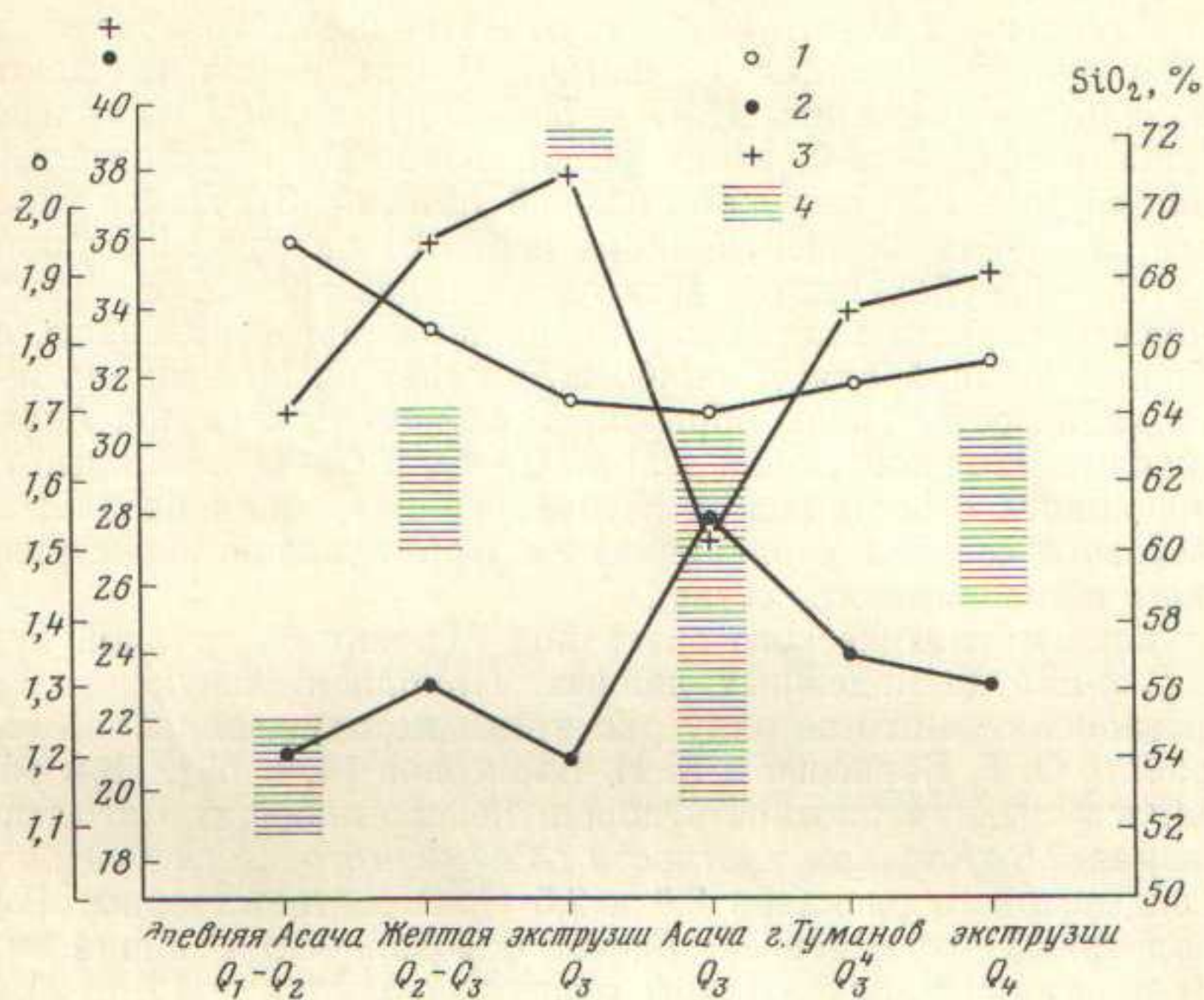


Рис. 3. Эволюция химического состава в породах Асачинской группы вулканов
 $1 - \frac{(K_2O + Na_2O)^2}{SiO_2 - 43} \cdot 100$; $2 - \frac{MgO \cdot 100}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$; $3 - \frac{K_2O \cdot 100}{K_2O + Na_2O}$;
 4 — содержание SiO_2 в породах вулкана, %

нарушений и сейсмических роев землетрясений вулcano-тектонического характера.

Такое представление хорошо увязывается с петрохимической эволюцией пород массива Асача — Желтый, имеющих, по-видимому, общий очаг питания. Полные силикатные анализы пород опубликованы нами ранее в монографии [6] и здесь не приводятся. Кроме этих анализов при подсчете индекса Ритмана использовались дополнительно определения SiO_2 и щелочей из нашей коллекции (шесть образцов). Закономерности изменения общей щелочности (индекс Ритмана), магнезиальности и калиевости пород различных вулканических образований, расположенных согласно их возрастной последовательности, представлены на рис. 3. Наблюдающиеся вариации химизма лав позволяют представить развитие вулканизма массива следующим образом.

В конце нижнего — начале среднего плейстоцена произошло внедрение магмы базальтового — андезитобазальтового состава и сформировалась древняя постройка вулкана Асача. Характерной особенностью базальтов и андезитобазальтов древней Асачи являются низкие содержания MgO (2—3%) и сравнительно невысокие — Al_2O_3 (16—17%). По сравнению с другими породами массива содержание щелочей в лавах древней Асачи максимальное (Na_2O — 3—3,5%, K_2O — 1—1,6%). Затем в обособившемся промежуточном очаге происходила дифференциация

ция, на поверхности это выразилось в эволюции пород вулкана Желтый от андезитов до андезитодацитов (содержание SiO_2 — от 60 до 64%). В заключительную стадию этого этапа были сформированы кислые струзии липаритового состава (см. рис. 3). На этом этапе развития очага по мере дифференциации несколько понижается общая щелочность пород с увеличением роли калия в группе щелочей при практически постоянной их магнезиальности.

Дальнейшее возобновление деятельности промежуточного очага связано с поступлением нового глубинного материала, что привело к формированию вулкана молодая Асача (Q_3). В этот период изливаются андезитобазальты — андезиты (SiO_2 — 53—63%), причем по сравнению с предыдущими эффузивами в них резко возрастает магнезиальность и уменьшается роль K_2O в группе щелочей (см. рис. 3). Далее вновь прослеживается слабая дифференциация пород от андезитов (вулкана Туманов, SiO_2 — 58—60%) до андезитов — андезитодацитов (экструзии голоценового возраста), несколько понижается магнезиальность лав, по сравнению с молодой Асачей слабо возрастает их щелочность и увеличивается калиевость. Таким образом, в эволюции очага под Асачинскими вулканами намечаются два этапа (Q_1 — Q_3 и Q_3 — Q_4), каждый из которых начинался с поступления глубинного материала базальт-андезитобазальтового состава и заканчивался формированием экструзий липаритового и андезитового состава.

О глубине магматического очага под Асачинской группой вулканов нет сколько-нибудь надежных данных. Приблизительную его глубину мы попытались оценить по ряду расчетных методик, подробно описанных в работе О. Г. Борисова и В. Н. Борисовой [4, с. 65]. При расчете принималась средняя плотность пород, перекрывающих магматический очаг, равная $2,8 \text{ г/см}^3$ при плотности отжимаемого из глубин базальтового и андезитового расплава $2,6$ и $2,5 \text{ г/см}^3$ соответственно [12].

Выполненный качественный расчет показал, что крайние значения глубины залегания магматического очага колеблются от 17 до 25 км для магматической колонны среднего и основного составов. Полученные расчетные глубины в основном согласуются с геофизическими данными этого района (устное сообщение П. И. Токарева в 1983 г.).

В заключение кратко остановимся на некоторых своеобразных особенностях развития Асачинского массива. Учитывая длительную и интенсивную вулканическую деятельность в пределах этого крупного центра плиоцен-четвертичного вулканизма, логично было бы ожидать проявления сильных вспышек кислого (или субкислого) вулканизма с выбросом больших масс пироклаستيкулы, как, например, на вулканах Опала, Горелый, Мутновский, Ксудач [10]. Этого не произошло в течение всего периода формирования Асачинской группы вулканов. Отсутствие сильных вспышек кислого вулканизма, а следовательно, и извержений катастрофического характера является отличительной и не вполне обычной особенностью развития Асачинского центра. Возможная причина такого развития заключается в следующем. Для Асачинского массива характерна миграция центров извержений, выразившаяся в последовательном смещении отдельных вулканических аппаратов один относительно другого. Такая миграция главных центров извержений в сочетании с относительно большой глубиной очага, вероятно, не способствовала накоплению в нем критических напряжений. Густая сеть тектонических нарушений, наличие сектора повышенной проницаемости земной коры на северных склонах массива содействовали разрядке этих напряжений. Это объяснение как будто находит свое подтверждение при сравнении развития Асачинского массива с такими длительно развивающимися вулканическими центрами, как Опала, Ксудач, Горелый. На последних напряжения могли накапливаться из-за стационарного положения главного выводного канала [22], небольшой глубины очага и разрешались

катастрофическими извержениями с образованием кальдер, выбросом больших масс кислой пирокластики и т. п.

Исходя из анализа истории геологического развития Асачинского массива и учитывая сильный и продолжительный рой землетрясений в марте 1983 г., мы допускаем возможность возобновления вулканической деятельности в его пределах в будущем по следующим соображениям. По-видимому, не случайно, что наиболее крупное поле ареального вулканизма сформировалось на северо-восточном продолжении ослабленной зоны Асачинского массива. Учитывая характер самых молодых проявлений вулканизма, который представлен небольшими шлаковыми и лавовыми конусами моногенного типа, логичным кажется возможность образования в будущем одного или несколько образований такого же типа на северном склоне вулкана Желтый, на продолжении уже сформировавшихся цепочек шлаковых конусов. Другой альтернативной возможностью является вероятность «спокойного» образования одного или нескольких экструзивных куполов небольшого размера на перемычке между постройкой молодой Асачи и вулканом Желтый, как это было характерно для извержения вулкана Усу (Япония) в 1910 г. [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Апрелков С. Е.* Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки.— Геотектоника, 1971, № 2, с. 47—61.
2. *Апрелков С. Е., Ежов Б. В., Оточкин В. В., Соколов В. А.* Вулкано-тектоника Южной Камчатки.— Бюл. вулканол. ст., 1979, № 57, с. 72—78.
3. *Апрелков С. Е., Ежов Б. В.* Условия формирования вулканических поясов Камчатки.— Вулканол. и сейсмол., 1980, № 5, с. 3—11.
4. *Борисов О. Г., Борисова В. Н.* Экструзии и связанные с ними газогидротермальные процессы. М.: Наука, 1974, с. 199.
5. *Важеевская А. А.* Ареальный вулканизм.— В кн.: Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Недра, 1980, с. 39—41.
6. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки.— М.: Наука, 1980, с. 167.
7. *Зубаков В. А.* Геохронология плейстоцена. Сопоставление кривой солнечной радиации с радиометрической шкалой плейстоцена.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1968, № 6, с. 10—23.
8. *Зубин М. И.* Геофизические поля и глубинное строение по геофизическим данным.— В кн.: Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980, с. 10—19.
9. *Кожемяка Н. Н.* Роль долгоживущих вулканических центров в выносе глубинного вещества и формировании структуры Южной Камчатки.— В кн.: Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980, с. 161—164.
10. *Кожемяка Н. Н., Огородов Н. В.* Некоторые особенности четвертичного кислого вулканизма Южной Камчатки.— Вулканол. и сейсмол., 1980, № 2, с. 30—40.
11. *Лебедев М. М., Апрелков С. Е., Ежов Б. В., Ерешко З. М., Харченко Ю. И.* Системы островных дуг Корякско-Камчатской складчатой области.— Вулканол. и сейсмол., 1979, № 5, с. 30—36.
12. *Левыкин А. Н., Фарберов А. И., Ермаков В. А., Колосков А. В., Зубин М. И.* Плотность и сжимаемость ксенолитов в вулканах Камчатки при давлениях до 20 килобар.— В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978, с. 136—151.
13. *Лоншаков Е. А.* Ряды вулкано-тектонических структур и структурно-вещественные парагенезисы Южно-Камчатского района.— Бюл. вулканол. ст., 1979, № 57, с. 79—91.
14. *Мелекесцев И. В., Брайцева О. А., Эрлих Н. Н., Кожемяка Н. Н.* Вулканические горы и равнины Южной Камчатки.— В кн.: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Сер. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1974, с. 198—213.
15. *Набоко С. И.* Современные вулканы и гидротермальная деятельность.— В кн.: Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. М.: Недра, 1964, с. 303—358.
16. *Огородов Н. В.* Современная структура и положение четвертичных эффузивов.— В кн.: Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980, с. 19—28.
17. *Рудич К. Н.* Малоглубинный магматизм. М.: Наука, 1978, с. 142.