

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ДОЛГОЖИВУЩИЙ
ЦЕНТР
ЭНДОГЕННОЙ
АКТИВНОСТИ
ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Кутраев

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт вулканологии

ДОЛГОЖИВУЩИЙ ЦЕНТР
ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ
ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1980

Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. — М.: Наука, 1980.

В монографии рассматривается широкий круг вопросов, касающихся геологического строения, тектоники, вулканизма и структур Южно-Камчатской вулканической зоны, обосновывается специфика ее геодинамических условий по сравнению с другими зонами Камчатки и Курильских островов. Большое внимание уделено характеристике четвертичного вулканизма.

Детально охарактеризована крупнейшая на Камчатке Паужетская кольцевая вулканотектоническая структура, являющаяся примером долгоживущего вулканического центра, развивающегося в течение по крайней мере 15 млн. лет. Сделано предположение о расположении этой структуры над конвекционным потоком вещества и энергии, поднимающимся из верхней мантии.

Табл. 28. Ил. 51. Библ. 105 назв.

Ответственный редактор
Ю.П. МАСУРЕНКОВ

ДОЛГОЖИВУЩИЙ ЦЕНТР ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Утверждено к печати Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР

Редактор *Т.Ю. Маренина*. Редактор издательства *О.М. Ванюкова*

Художественный редактор *Н.Н. Власик*. Технический редактор *Т.М. Нагишкина*

ИБ № 16046

Подписано к печати 18.01.80. Т — 03915. Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсет. № 1
Печать офсетная. Усл.печл. 15,1 + 1,3 вкл. Уч.-издл. 18,0. Тираж 700 экз. Тип. зак. 906

Цена 2 р. 50 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Почти три четверти площади Южной Камчатки покрыто продуктами четвертичного вулканизма. Около 700 больших и малых вулканов выбросили на поверхность Земли в течение плейстоцена 2300 км^3 силикатного вещества. Интенсивность вулканизма в это время здесь на порядок превышала мощность четвертичного вулканизма Японии – классической страны вулканов (Sugimura et al., 1963) – и была вдвое выше, чем при образовании платобазальтов Колумбии и траппов Декана (Куно, 1972). Из двадцати восьми действующих вулканов Камчатки семь находятся на юге полуострова. Среди продуктов их деятельности встречено большое разнообразие петрографических типов пород от базальтов до липаритов и фациальных разновидностей от лав до игнимбри-тов. На Южной Камчатке построена первая в Советском Союзе геотермальная электростанция, преобразующая энергию вулканического тепла на нужды народного хозяйства. Все это предопределяет необходимость обстоятельного геолого-вулканологического изучения указанной территории как единого региона, весьма перспективного в теоретическом и утилитарном направлениях.

Предлагаемая читателю монография вполне отвечает этим требованиям, т.е. содержит большой фактический материал, пригодный для дальнейшего научного осмысливания и для принятия обоснованных решений при планировании исследований прикладного характера. Настоящей работой авторы внесли свой вклад в развивающуюся концепцию вулканических центров как генетических ячеек вулканизма: привели данные о строении и развитии конкретных центров, их роли в выносе эндогенного вещества, предприняли попытку первой классификации центров и т.д. Наибольший интерес, однако, представляют приводимые в монографии сведения о геологическом эффекте четвертичного вулканизма – распределении объемов вулкаников разной петрографической принадлежности во времени и пространстве. Большое значение для понимания природы связи основного и кислого вулканизма имеет установленный авторами факт их субодновременного развития при чередовании максимумов интенсивности. Обстоятельно выполнена работа по описанию и систематизации разнообразных вулканических форм. Эти данные представляют тот первичный фактический материал, ценность которого не зависит от научной конъюнктуры и неизменно велика.

Несомненным успехом работы следует признать установление типов и аппаратов извержения для игнимбри-тов и пемзовых покровов. Первые фактические данные о трещинном типе извержения игнимбри-тов приведены мной в 1957 г. С того времени количество подобных наблюдений увеличилось не намного, более того, на примере Камчатки стали односторонне развиваться представления о связи игнимбри-тов только с кальдерами и аппаратами центрального типа. Приводимые в монографии сведения об их внекальдерном трещинном извержении предостерегают от одностороннего подхода к вопросу о соотношении коровых очагов с поверхностными структурами.

Большое количество приводимых в монографии химических анализов вулкаников делает обоснованными некоторые выводы авторов и придает работе полезный справочный характер. Геохимические материалы не столь многочисленны, их противоречивость и неоднозначность может быть истолкована только в одном смысле: проблема генезиса магм сложна и уже не вмещается в столь упрощенных альтернативах, как дифференциация и ассимиляция.

Приятное впечатление останется у читателя от раздела, посвященного геохимии гидротермальных растворов Паужетской депрессии. Насыщенность новым фактическим материалом, разносторонность освещения, высокий уровень аналитических данных и теоретического обобщения обеспечивают необходимую полноту восприятия сложной картины эволюции гидротермальной системы.

Ограниченный объем монографии не оставил авторам места для подробного изложения теоретических воззрений, вытекающих из приведенного фактического материала. Вследствие этого тектоническая позиция отдельных вулканов, их ансамблей и структурных этажей в целом оказалась недостаточно проясненной. В предлагаемой книге читатель найдет достаточно много пищи для размышлений и материала для дальнейшего развития вулканологии.

Ю.П. МАСУРЕНКОВ

ВВЕДЕНИЕ

Южная Камчатка в границах от верховий рек Паратунки и Плотниковой на севере до мыса Лопатки на юге представляет собой весьма сложную по структуре и типам вулканизма область, которая приурочена к сочленению трех крупных вулканических зон Курило-Камчатского региона - Срединно-Камчатской, Восточно-Камчатской и Курильской. Специфика этой области обусловлена в первую очередь совмещением или наложением особенностей, присущих вулканизму названных выше вулканических зон. В ее пределах активная вулканическая деятельность продолжается и в настоящее время, хотя и с несколько меньшей интенсивностью, чем, например, на Восточной Камчатке.

Основные структурно-формационные зоны полуострова Камчатки сближаются в пределах его южного мегаблока, что находит свое отражение в повышенной сложности его геодинамических условий и процессов вулканизма. Наиболее отчетливо это видно на примере четвертичного вулканизма. Восточный ряд вулканов, занимающий довольно узкую полосу, в основных чертах похож на Восточно-Камчатскую вулканическую зону, однако в отличие от последней характеризуется более сложным набором типов построек на весьма ограниченном пространстве и повышенной напряженностью тектонических и вулкано-тектонических процессов. Четвертичные вулканы центральной части Южной Камчатки существенно отличаются по масштабам и характеру вулканизма от Восточной Камчатки и в целом похожи на вулканические образования восточной части Срединно-Камчатской вулканической зоны и Центрально-Камчатской депрессии. Западный ряд вулканов Южной Камчатки весьма сходен с Западной вулканической подзоной Срединного хребта, уступая последней по масштабам и сложности вулканических процессов.

Близость глубоководного желоба и Курильской островной дуги, несомненно, оказала большое влияние на характер происходящих здесь тектоно-магматических процессов, хотя сам механизм этого влияния пока не ясен.

Большое разнообразие типов четвертичных вулканических образований и сложных по генезису вулкано-тектонических структур кольцевого и субкольцевого типа, наличие долгоживущих вулканических центров, повышенная сложность и напряженность вулканотектонических процессов и большая скорость формирования морфоструктур в четвертичное время, а также общие особенности современной структуры позволяют рассматривать Южно-Камчатскую вулканическую зону в качестве самостоятельной. Итак, Южно-Камчатская зона представляет собой весьма интересный участок вулкано-тектонических систем Камчатки, изучение которого поможет приблизиться к более глубокому пониманию процессов, происходящих в зоне перехода континент - океан.

В настоящее время изученность территории Южной Камчатки, несмотря на обилие проведенных в разное время исследований, явно недостаточна. Систематические геологические исследования здесь были начаты Камчатским территориальным Геологическим управлением лишь в конце 50-х и начале 60-х годов. Успешные работы проведены под руководством А.П. Грязнова, В.П. Вдовенко в 1956-1957 гг., С.Е. Апрелькова, В.Н. Бондаренко, Ю.М. Слепова и В.С. Шеймовича - 1959-1962 гг., Ю.М. Слепова - 1964, 1968, 1969 гг., В.С. Шеймовича - 1971-1973 гг., В.С. Лоншакова - 1970-1972 гг., А.И. Сережниковой - 1970-1972 гг. В этот же период был выполнен комплекс ре-

гиональных геофизических работ под руководством К.И. Митрофанова, Л.А. Ривоша, В.И. Бражаева, В.К. Соловьева, Г.П. Декина и др. В итоге почти вся территория Южной Камчатки оказалась покрытой среднемасштабной геологической съемкой и создан ряд стратиграфических схем дочетвертичных вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов. Опубликованные работы немногочисленны и касаются лишь отдельных групп вулканов или отдельных аспектов четвертичного вулканизма (Апрелков, 1961; 1964; Шеймович и др., 1965; Шеймович, 1966; 1974, 1977), обобщающие работы по всем основным аспектам неоген-четвертичного вулканизма отсутствуют.

В конце 60-х годов и в 70-е годы авторами были выполнены региональные геолого-вулканологические исследования в районе вулканов Большой Ипельки, Опалы, зоны ареального вулканизма, Гольгинской субкольцевой структуры и на ряде других объектов, а также детальные работы по изучению Паужетской кольцевой структуры. Были уточнены возраст, количество вулканов, стратиграфическая схема четвертичных отложений, выделены основные морфогенетические типы вулканических образований, в том числе долгоживущие центры вулканизма, подсчитан геологический эффект четвертичного основного и кислого вулканизма, проанализированы петро-геохимические особенности четвертичных вулканитов, восстановлены история и эволюция четвертичной вулканической деятельности.

Предлагаемая работа не является сводкой всех имеющихся материалов по Южной Камчатке. Авторы попытались проанализировать имеющиеся материалы в свете современных представлений и изложить собственную точку зрения по основным аспектам четвертичного вулканизма. В ходе работы над монографией была проведена ревизия накопленных данных и сделаны уточнения ранее опубликованных нами сведений. При этом авторы учитывали отсутствие или недостаточное количество определений абсолютного возраста и главное внимание уделили расшифровке последовательности событий в новейший этап геологической истории.

Отсутствие сводных работ по четвертичному вулканизму Южной Камчатки обусловило и особенность построения книги, которая состоит из двух частей. В первой части приведена краткая характеристика неогеновых вулканических образований Южной Камчатки, а затем более подробно рассмотрены особенности ее глубинного строения по геофизическим данным. Вторая часть посвящена детальной характеристике одного из крупнейших на Камчатке долгоживущих центров эндогенной активности — Паужетской кольцевой вулканотектонической структуре. В пределах долгоживущих вулканических центров отмечаются самая высокая интенсивность и максимальная сложность вулканических и вулканотектонических процессов, контрастный набор вулканических пород и фаций; это крупные коллекторы металлогенности и гидротермальной деятельности с большой практической значимостью их изучения. Такого типа структуры формируются в результате длительного восходящего потока вещества и энергии в условиях повышенной проницаемости земной коры и являются поверхностным выражением высокой интенсивности процессов, происходящих в верхней мантии.

Паужетская структура является одной из самых крупных на Камчатке. Аномально высокая сложность и интенсивность вулканических и вулканотектонических процессов, проявление в ее пределах трех крупных циклов вулканизма, многообразие типов вулканических образований, субодновременное развитие основного и кислого вулканизма при ведущей роли основного, унаследованно-наложенный характер вулканической деятельности, интенсивная древняя и современная гидротермальная деятельность — это и определило круг вопросов, на которые авторы попытались ответить, многие вопросы не удалось решить на примере Паужетской структуры. — это предмет будущих исследований.

Авторы выражают свою признательность сотрудникам картбюро и фотолаборатории Института вулканологии Л.Л. Зубаревой, Г.С. Волковой, А.Д. Чернявской, В.А. Подтабачному за качественное выполнение графических материалов, Л.Д. Сулержицкому (ГИН АН СССР) и В.К. Левскому (ВСЕГЕИ), сделавшим определения абсолютного возраста.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ,
НОВЕЙШИЙ ВУЛКАНИЗМ И СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА
ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Несмотря на большой комплекс геологосъемочных и тематических работ, выполненный в последние годы, геологическое строение Южной Камчатки изучено недостаточно. Многие вопросы стратиграфии, особенностей проявления магматизма и вулканизма, тектонического строения и современной геодинамики остаются нерешенными. В настоящем очерке кратко рассмотрены главные особенности геологического строения Южной Камчатки в неогеновое время, в основном по литературным данным. В геологоструктурном плане многие исследователи рассматривают Южную Камчатку как продолжение Центрально-Камчатской структурно-формационной зоны. Лишь небольшая часть ее территории на западе и северо-западе включается в состав Западно-Камчатской структурно-формационной зоны (Геология СССР, там XXXI, ч. 1, 1977). Центрально-Камчатская структурно-формационная зона, протягивающаяся вдоль всего полуострова, к югу от Срединного массива метаморфид резко поворачивает на восток (вдоль Южно-Быстринского хребта) и далее ее ось проходит вблизи современного тихоокеанского побережья. Резкий поворот структур по линии Южно-Быстринского хребта на восток (Малкинско-Петропавловский участок) является естественной геологической границей мегаблока Южной Камчатки. Она выражена серией глубоких разломов северо-западного и широтного простирания. Они пересекают почти весь полуостров в районе верховий рек Паратунки, Карымчиной и Плотниковой, обрывая разнородные геологоструктурные зоны Южной Камчатки, имеющие северо-восточное простирание. Южная геологическая граница зоны менее отчетлива, ее, вероятно, следует проводить по системе северо-западных нарушений в районе мыса Лопатки, к северу и югу от него.

Геологическое строение Южно-Камчатского антиклинория характеризуется значительной сложностью, что связано с большим количеством тектонических нарушений, пестрым составом вулканогенно-осадочных, вулканогенных и интрузивных комплексов пород, преимущественно неогенового возраста, и, наконец, наличием отдельных горстовых поднятий. Неогеновые комплексы пород, по данным В.Н. Бондаренко, С.Е. Апрелькова, Ю.М. Слепова, В.С. Шеймовича, представлены анавгайской серией позднепалеоген-нижнемиоценового возраста ($Pg_3 - N_1$) и алнейской серией верхнемиоцен-плиоценового возраста ($N_1^3 - N_2$).

Анавгайская серия вышеназванными исследователями подразделяется на две свиты — вилочинскую (верхний олигоцен — нижний миоцен) и паратунскую (нижний миоцен). Вилочинская свита развита в северо-восточной части Южной Камчатки и занимает сравнительно небольшую площадь. Разрез свиты представлен ритмично переслаивающимися аргиллитами, алевропелитами, туфогенными песчаниками с прослоями гравелитов, мелкогалечниковых конгломератов, пестрых андезитов-базальтовых брекчий, порфиритов, альбитофиров и т.д. Преобладают аргиллитовые разности пород, смятые в пологие складки северо-западного и широтного простирания и прорванные многочисленными интрузиями и субвулканическими телами гранитоидного, гранодиоритового и кварцеводиоритового состава. Образования вилочинской свиты имеют ограниченное

распространение, поэтому об условиях их образования судить трудно. Можно лишь отметить, что породы формировались в условиях относительно глубокого моря, сменившихся затем поднятием, которое сопровождалось вулканической деятельностью основного состава.

Вилючинская свита в наибольшем размытом согласно перекрывается паратунской свитой. Последняя распространена более широко, ее выходы прослеживаются вдоль всего побережья Тихого океана (до мыса Лопатки включительно). Свита представлена вулканогенно-осадочным комплексом пород, включающим две возрастные подгруппы. Первая из них туфогенно-осадочная, вторая — эффузивно-пирокластическая. Туфогенно-осадочная часть разреза представлена ритмичным чередованием псефитовых, псаммитовых и алевропелитовых туфов и туфопесчаников с небольшими прослоями эффузивов среднего и кислого состава; эффузивно-пирокластическая — тяготеет к верхним частям разреза и состоит из лавовых потоков, туфов и туфобрекчий преимущественно андезитового состава. На отдельных участках отмечаются горизонты кислых эффузивов. В целом свита является существенно туфогенной, породы смяты в пологие моноклинальные складки с углами падения 18–25, реже до 30–35° и прорваны многочисленными интрузивными, субинтрузивными и дайковыми телами гранодиоритового и диоритового составов. Формирование пород паратунской свиты происходило в условиях типичной островной дуги. По расположению интрузивных образований и характеру разреза в целом можно предположить, что осевая часть островной дуги проходила вблизи современного берега Тихого океана, хотя отдельные вулканические острова были выдвинуты на запад.

Выше по стратиграфическому разрезу на северной и северо-восточной частях территории Южной Камчатки рядом исследователей выделялась березовская свита, которая несогласно залегает на отложениях паратунской свиты (В.Н. Бондаренко, С.Е. Апрельков и др.). Возраст ее датировался средним миоценом. Свита представлена кислыми эффузивами и их туфами. В последние годы В.С. Шеймовичем и Ю.М. Слеповым эта толща кислых эффузивов объединяется с нижними частями разреза алнейской серии. Стратиграфическое положение березовской свиты остается пока неясным.

Описанные выше толщи со стратиграфическим несогласием и перерывом сменяются достаточно мощной вулканогенно-осадочной и эффузивно-пирокластической толщами пород, объединяемых в алнейскую серию. Ее возраст названными выше исследователями определяется в интервале от верхнего миоцена до позднего плиоцена включительно. Вулканогенно-осадочные и вулканогенные комплексы алнейской серии широко распространены среди пород фундамента четвертичных эффузивов и занимают значительную территорию от широты р. Карымчины на севере до мыса Лопатки на юге. Большинство плиоценовых центров вулканизма расположено в двух подзонах — восточной и западной; на западе они образуют субмеридиональные ряды сильно разрушенных вулканов, на востоке — ряд вулканов северо-восточного направления. Восточная и западная подзоны плиоценового вулканизма контролируются глубинными разломами, которые на гравиметрической карте подчеркиваются отрицательными значениями Δg . Плиоценовые вулканы, несмотря на их сильную разрушенность, в целом выражены в рельефе или легко восстанавливаются при геологическом картировании. Они представлены одиночными постройками или же образуют вулканические хребты или отдельные вулканические массивы. Наибольшая плотность плиоценовых центров вулканизма приурочена к Паужетской вулканотектонической структуре, где восточная и западная подзоны объединяются. Отложения алнейской серии представлены вулканогенно-осадочными и вулканогенными комплексами. Вулканогенно-осадочные образования приурочены к нижним частям разреза, имеют небольшую мощность и характеризуются переслаиванием грубых псефитовых туфов и туфобрекчий с маломощными прослоями туфопесчаников и алевролитов, которые постепенно переходят в наземные эффузивно-пирокластические и эффузивные комплексы. Они залегают практически горизонтально. Средняя эффузивно-пирокластическая часть разреза

представлена туфами, туфобрекчиями, туфо-конгломератами, игнимбритами и отдельными лавовыми потоками базальт-дацитового состава. Преобладают пирокластические образования. Среди всего разнообразия пород доминируют базальты, андезито-базальты и в меньшей степени андезиты. Толща прорвана sillами и многочисленными дайками, которые фиксируют центральные части построек. Общее залегание пород горизонтальное или наклонное, отражает первичное залегание их. Верхняя часть разрезов в пределах отдельных центров представлена существенно эффузивными комплексами.

В западной части Южной Камчатки, т.е. в районе, примыкающем к Охотскому побережью, все выделенные ранее комплексы представлены почти исключительно осадочными кластическими толщами палеоген-неогенового возраста, выполняющими Гольгинский прогиб, который входит в состав Западно-Камчатской структурно-формационной зоны.

Следует отметить, что вулканогенно-осадочные и вулканогенные комплексы пород, залегающие со стратиграфическим несогласием на отложениях палеогеновой свиты и более древних образований и перекрытые сверху четвертичными эффузивами, все еще вызывают много споров и разногласий как в отношении их возраста, так и объема понятия "алнейская серия". Некоторые исследователи отказались от этого термина и расчленяют толщу на более мелкие стратиграфические комплексы (Шанцер и др., 1966; Мелекесцев, Брайцева и др., 1974). В нашу задачу не входит подробное рассмотрение этого вопроса. Отметим лишь то обстоятельство, что, возрастная интервал наиболее типичных разрезов отложений алнейской серии, несомненно, нуждается в пересмотре в пользу его сужения. Вероятно, следует пересмотреть и объем этого понятия. Не вызывает сомнений, что плиоценовый цикл вулканизма в пределах рассматриваемой территории проявился после длительного перерыва и этапа орогении в верхнем миоцене и является в известной мере самостоятельным крупным вулканическим циклом, проявившимся преимущественно в субэпиральных условиях осадконакопления. Вулканические острова возникали на разных участках вулканической зоны, сливаясь в крупные вулканические массивы, по обрамлению которых накапливались большие массы вулканогенно-осадочного материала. В начале позднего плиоцена происходит повсеместный переход к общим континентальным условиям.

Авторы не располагают значительными собственными материалами по особенностям проявления плиоценового вулканизма по всему региону Южной Камчатки. Нам удалось выполнить детальные исследования этих отложений лишь в районе Паужетской и, отчасти Гольгинской структур, где они представлены исключительно широко. Их рассмотрению посвящен специальный раздел во второй части монографии. В заключение отметим следующее.

Специфические особенности геологического строения Южной Камчатки предопределены ее расположением между собственно камчатскими структурами и структурами Курильской островной дуги, а также сочленением в пределах Южно-Камчатского мегаблока трех крупных вулканических зон: Срединно-Камчатской, Восточно-Камчатской и Курильской.

Слагающие Южную Камчатку вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы образуют три структурных этажа (или яруса) — миоценовый, плиоценовый и четвертичный, которые соответствуют трем циклам вулканизма, характеризующимся большими различиями масштабов, типов и продолжительности вулканической деятельности. Характеристика новейшего, четвертичного цикла вулканизма будет приведена ниже.

В своем развитии территория Южной Камчатки прошла стадию от зарождения островной дуги через стадию нормальной островной дуги к усложненной вулканотектонической системе, которая в целом мало похожа на островные дуги нормального типа, несмотря на продолжающуюся в ее пределах современную вулканическую деятельность.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Геофизическая изученность Южной Камчатки крайне неудовлетворительна. На ее территории, кроме региональных гравиметрической и аэромагнитной съемок, лишь небольшие площади, приуроченные к отдельным вулканам, покрыты крупномасштабными съемками. По долине р. Озерной выполнен широтный профиль КМПВ, а на севере территории профиль ГСЗ проходит по линии Апча-Начики - вулкан Авачинский. Наиболее детально изучена западная часть Южной Камчатки (гравиметрические и аэромагнитные съемки, сейсмопрофилирование КМПВ, электроразведочные работы и т.д.). Имеющийся геофизический материал до сих пор не получил комплексной интерпретации, хотя именно рассмотрение физических полей создает возможность для разделения геологических тел и структур по глубинности и возрасту. Вначале кратко рассмотрим имеющиеся в литературе сведения о геофизических полях Южной Камчатки и их интерпретации.

На схеме аномального магнитного поля (Тихонов, Ривош, 1961) выделены четыре типа магнитных аномалий, которым придан определенный структурный смысл (рис. 1). Область возмущенного положительного магнитного поля соответствует Начикинскому прогибу, заполненному мощными эффузивными толщами неогенового времени. Возмущенное, преимущественно знакопеременное, магнитное поле связывается с поясом четвертичного вулканизма. Эта зона заключена между западной и восточной областями слабого, преимущественно спокойного отрицательного магнитного поля, которым соответствуют наложенные прогибы Курильского направления. Наконец, юго-восточная береговая зона и прилегающая акватория представляют собой область возмущенного положительного магнитного поля, связываемого с четвертичными эффузивными толщами, и рассматриваются как наложенное поднятие. Таким образом, структура Южной Камчатки представляется в виде чередования молодых наложенных прогибов и поднятий Курильского направления, причем четвертичный вулканический пояс наложен на поднятие в осевой части полуострова. Неогеновые и более древние структуры, по данным вышеупомянутых авторов, имеют северо-западное простираие (в магнитном поле оно фиксируется в области Начикинского прогиба), а молодые (четвертичные) - северо-восточное. Описанная схема носит весьма обобщенный характер и не исчерпывает возможности извлечения всей информации из аэромагнитных данных.

Гравиметрические данные использовались в основном для определения мощности земной коры Южной Камчатки. На схеме поля силы тяжести (Супруненко, Декин, 1968) выделены зоны высоких градиентов, имеющие преимущественно северо-восточное простираие (рис. 2). Локальные минимумы и максимумы образуют зоны аномалий того же простираия. Исключение составляет область Начикинского прогиба, где градиентные зоны и оси локальных аномалий имеют отчетливое северо-западное простираие. В целом отмечается возрастание значений поля силы тяжести в восточном-юго-восточном направлении. В этом же направлении происходит уменьшение мощности земной коры. Абсолютные ее значения различны в зависимости от метода определения и исходных предпосылок. Г.С. Штейнберг (1966) строил корреляционную зависимость между аномалиями силы тяжести и глубинами до поверхности М, полученными при интерполяции результатов морских ГСЗ (Косминская и др., 1963). Были получены глубины от 33 км на севере территории до 27 км у юго-восточного побережья. Ю.А. Павлов и А.Ю. Юнноов (1970) использовали метод стандартных колонок и получили - при сохранении общей картины - значения от 30 до 24 км (рис. 3).

На профиле ГСЗ (Балеста и др., 1974), проходящем в самой северной части Южной Камчатки, на участке от пос. Апачи до Петропавловска-Камчатского, получены глубины до поверхности М около 30 км. Поверхность Конрада в разрезе явно не выражена. Скорости продольных волн от кровли консолидированной коры до глубины 20-22 км соответствуют "гранитному" слою (6,0-

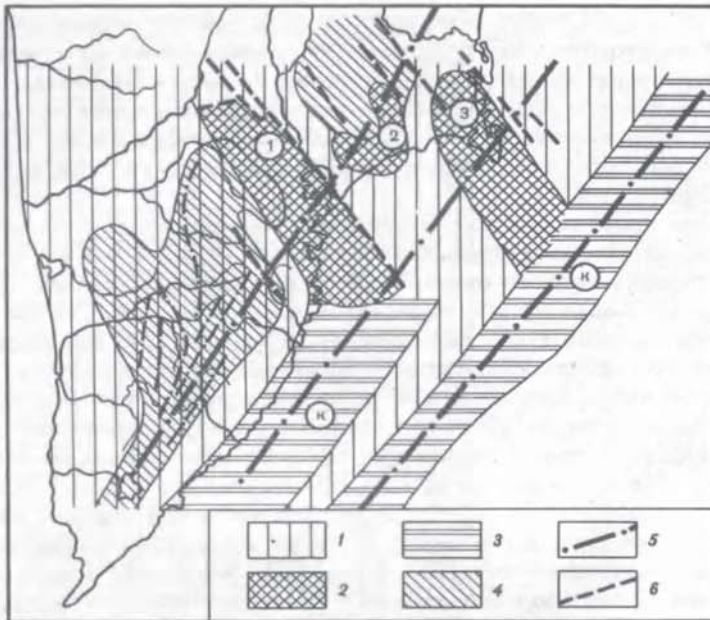


Рис. 1. Схема распределения аномальных зон магнитного поля (Тихонов, Ривовш, 1961)

1 - области спокойного слабоотрицательного магнитного поля; 2 - области возмущенного положительного магнитного поля (цифры на схеме: 1 - Начикинский прогиб, 2 - Налачевский прогиб, 3 - Шипунско-Кирганикская зона); 3 - области возмущенного положительного магнитного поля (К - складчатые и разрывные структуры Курильского направления); 4 - области возмущенного знакопеременного магнитного поля; 5 - крупные тектонические швы Курильского направления; 6 - разрывные нарушения, связанные с древним планом складчатости

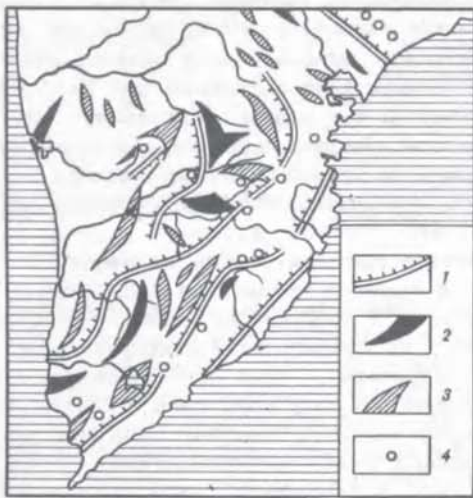


Рис. 2. Схема аномалий поля силы тяжести (Супруненко, Декин, 1968)

1 - зоны высоких градиентов; 2 - оси локальных положительных аномалий; 3 - оси локальных отрицательных аномалий; 4 - вулканы



Рис. 3. Мощности земной коры Южной Камчатки (Павлов, Юпов, 1970)

Глубины до поверхности М даны в километрах

6,4 км/с). В нижней части пунктирно прослеживаются отражающие площадки, образующие переходную зону к разделу М. Периферийное по отношению к рассматриваемой территории положение профиля не позволяет распространять этот разрез на всю Южную Камчатку. Судя по гравиметрическим данным, такое же строение коры может быть в северо-западной части Южной Камчатки. На юго-востоке возможно появление в разрезе базальтового слоя и уменьшение мощности коры.

На разрезе прослежено также положение мелового и кристаллического фундаментов, характеризующихся граничными скоростями 5,2 и 6,2 км/с соответственно. Положение мелового фундамента из совместного анализа данных КМПВ и гравиметрии определено в юго-западной части Южной Камчатки (Смирнов, 1971). Здесь выделен Гольгинский прогиб глубиной 5–6 км, имеющий общее северо-восточное простирание, причем высказывается предположение, что видимая на суше часть прогиба является продолжением Южно-Охотской зоны опусканий. На этой же территории проведены электроразведочные работы (ВЭЗ и МТЗ), согласно которым, по данным И.П. Шпака, глубина до высокоомного фундамента в Гольгинском прогибе составляет около 3,5 км. Из изложенного следует, что геофизические данные использовались для решения самых общих вопросов строения Южной Камчатки. В то же время имеющиеся сведения о магнитном и гравитационном полях в сочетании с новыми данными КМПВ и ГСЗ позволяют более подробно выделить и охарактеризовать основные структурные элементы Южной Камчатки.

Восточная береговая зона представляет собой серию участков спокойного положительного магнитного поля, ширина которых (вместе с подводной частью) достигает 100 км, западная граница участков – серию меридиональных зон, смещенных одна относительно другой к востоку (при рассмотрении с юга на север). Вторая зона отличается сложнопостроенным знакопеременным полем. Локальные положительные и отрицательные аномалии значительной интенсивности обусловлены в этой зоне широким развитием четвертичных вулканов (Ривощ, Штейнберг, 1964). Снятие их эффекта показывает, что зона характеризуется отрицательным магнитным полем. Ширина этой зоны возрастает к северу от 30 до 70 км. Следующая к западу зона положительных магнитных аномалий соответствует западной цепи вулканов и захватывает часть западного побережья между реками Озерной и Опалой. Магнитное поле здесь менее возмущенное, чем в восточной береговой зоне. И, наконец, северо-западная зона имеет спокойное, слабоотрицательное магнитное поле (исключение составляет вулканический массив Большой Ипельки). Юго-западная граница этой зоны, проходящая по нижнему течению р. Опалы и по верховьям рек Быстрой и Карымчины, имеет более дробный характер и в целом представляет собой серию смещенных меридиональных отрезков. Четыре охарактеризованных зоны имеют общее северо-восточное простирание и ограничиваются с севера мощной зоной возмущенного положительного магнитного поля Начикинского прогиба северо-западного простирания (рис. 4).

В гравитационном поле Южная Камчатка выглядит столь же неоднородной. Тихоокеанское побережье является зоной высоких градиентов силы тяжести и характеризуется максимальными значениями наблюдаемого поля. При общем северо-восточном простирании изолиний в их конфигурации фиксируются направления, близкие к меридиональным и широтным. Серия относительных отрицательных аномалий обособляется в следующую зону поля силы тяжести, также имеющую общее северо-восточное простирание, и занимает центральную часть территории. Большинство современных вулканов располагаются преимущественно по восточной границе этой зоны, у "подножия" зоны высоких градиентов. Следующая зона относительных максимумов занимает довольно узкую полосу в 10–30 км (горы Гольгинские, Детинка, Саван и др.), с запада она ограничена градиентной зоной. Прибрежная охотоморская часть характеризуется минимальными значениями гравитационного поля. Значительная территория к северу от р. Озерной, постепенно расширяющаяся до 80–90 км, занята спокойным отрицательным полем. Восточная граница этой зоны образована двумя

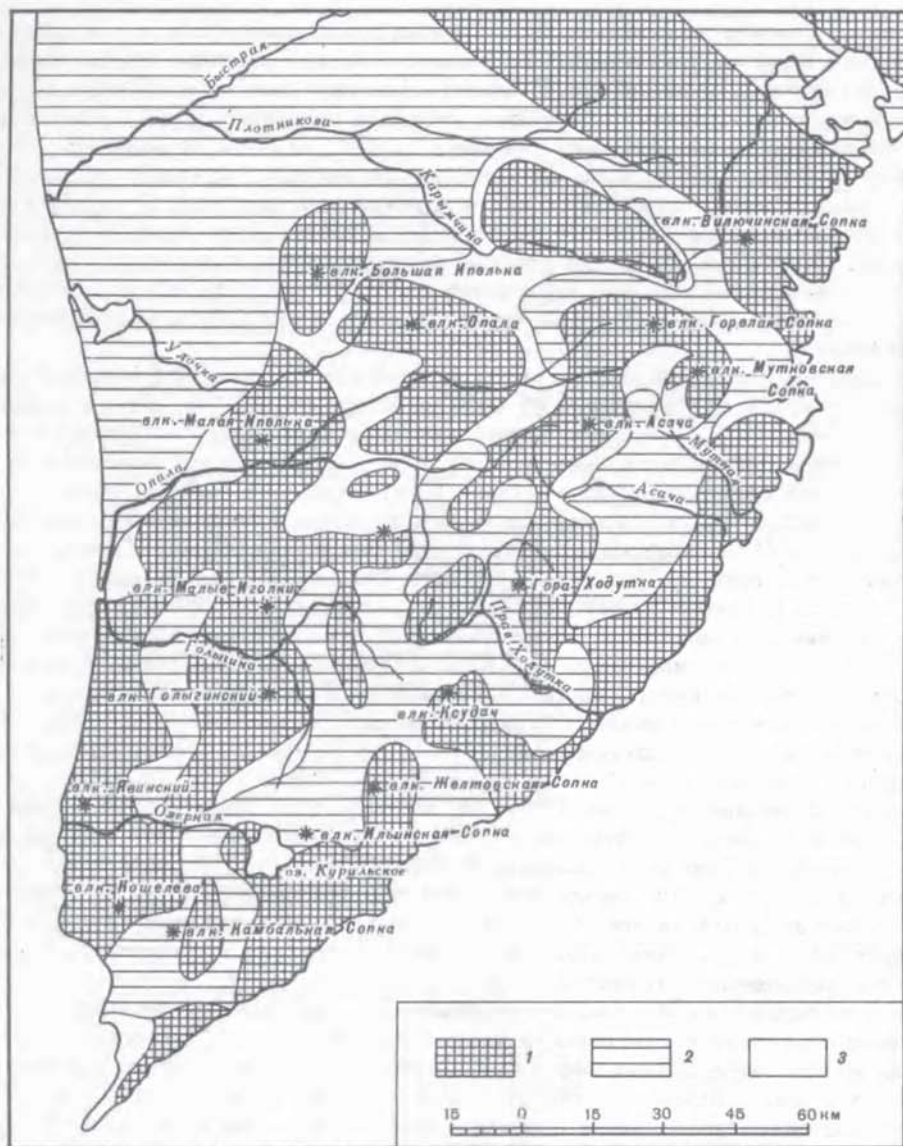


Рис. 4. Схема аномального магнитного поля ΔT_a Южной Камчатки

1 - области положительных значений поля; 2 - области отрицательных значений поля; 3 - области нулевого аномального поля

крупными отрезками меридионального простирания (среднее течение рек Кошегочек и Гольгиной и в верховьях рек Саван и Толмачевой). С севера описанные зоны поля силы тяжести ограничиваются градиентной зоной северо-западного простирания, соответствующей Начикинскому прогибу.

Качественное описание поля показывает определенную приуроченность аномальных зон физических полей различного типа к основным элементам Южной Камчатки. Количественная их характеристика - определение мощности отложения в прогибах, положение мелового и кристаллического фундамента - сделана на основе комплексной интерпретации сейсмо-гравиметрических данных.

Схемы рельефа мелового и кристаллического фундамента построены на основе корреляционных уравнений, рассчитанных по Паужетскому профилю КМПВ (в долине р. Озерной). Для распространения этих зависимостей на всю территорию использовались карты остаточных аномалий, полученные снятием регионального фона. Построение корреляционных зависимостей предполагает прямую

зависимость между поведением кровли мелового фундамента и полем силы тяжести; при этом не принимаются во внимание другие факторы, которые могут быть источниками аномалий силы тяжести (плотностные неоднородности в мезозойских и кайнозойских отложениях; интрузии основного и среднего состава, древние вулканические аппараты, лавовые плато). Все эти объекты могут иметь плотности, приближающиеся к плотности мелового фундамента, и соответственно отражаться на карте как его локальные выступы. С другой стороны, области широкого распространения пемз и игнимбригов занижают среднюю плотность неоген-четвертичных пород и дают завышенные значения глубин. Тем не менее эти локальные отклонения не могут исказить общих закономерностей в положении кровли мелового фундамента и амплитуды его подъемов и опусканий.

На схеме рельефа кровли мелового фундамента для Южной Камчатки (рис. 5), если принять за "нормальный" уровень изолинию 2,5 км, можно выделить следующие основные элементы: прогиб мелового фундамента на западе; узкая зона поднятий северо-северо-восточного простирания; мощная зона прогиба, охватывающая центральную часть территории; береговая зона поднятий.

Западный прогиб, выделенный ранее под названием Гольгинский прогиб (Смирнов, 1971), захватывает почти треть территории Южной Камчатки. Полученные нами глубины (до 4 км) существенно меньше указываемых Смирновым (5-6 км). Прогиб имеет близкое к меридиональному простирание, но несколько южнее р. Опалы испытывает смещение северной половины к востоку. В южной части, в междуречьях рек Кошегочек и Явинских, прогиб уходит в область шельфа. На севере прогиб замыкается севернее рек Плотниковой и Карымчины. Лавовое основание вулкана Большой Ипельки является, видимо, причиной локального "подъема фундамента", фиксируемого изолинией 2,5 км. В широтном сечении прогиб почти симметричен, можно лишь отметить незначительное смещение его осевой линии к востоку. С востока прогиб ограничен зоной поднятий мелового фундамента до глубин менее 2 км. Эта зона представляет собой серию меридионально вытянутых поднятий, кулисообразно сменяющихся к востоку. На западе фиксируется открытое в сторону Охотского моря поднятие в районе пос. Озерновский, которое прослеживается к северу до верховий р. Карымчины. При этом горы Гольгинские и Детинка остаются западнее выделяемого поднятия.

Значительный прогиб мелового фундамента северо-восточного простирания примерно совпадает с центральной частью территории, где располагается основная масса четвертичных эффузивов. Глубина залегания мелового фундамента около 3 км, в отдельных участках более 3,5 км. Южнее вулкана Ксудач северо-восточное простирание прогиба выражено наиболее отчетливо. Ширина прогиба 30-40 км. В районе вулканов Ксудач и Ходутка простирание прогиба нарушено зоной северо-западного направления, которая может быть прослежена от вулкана Ходутка до вулканов Опалы и Большой Ипельки. Часть прогиба, в которой расположены вулканы Асача, Горелый и Мутновский, приобретает простирание, близкое меридиональному. Между вулканами Асача и Мутновским положение изолиний указывает на существование еще одной разломной зоны северо-западного простирания. На фоне линейно вытянутого прогиба выделяются отдельные участки большого погружения фундамента. Наиболее выраженным локальным прогибом фундамента до глубин более 3,5 км является Паужетская структура. Более сложный вид имеет погружение фундамента в районе вулканов Асача, Горелый, Мутновский. Восточное обрамление прогиба выражено подъемом мелового фундамента до глубин менее двух километров. Это поднятие, соответствующее на поверхности району Берегового хребта, граничит с прогибом по серии тектонических нарушений меридионального и северо-восточного простираний. Изменение простирания связано с северо-западными разломными зонами, которые в южной части территории выделяются менее уверенно, чем зоны, указанные выше.

Практически в том же виде особенности строения Южной Камчатки выявляются и на схеме рельефа кровли кристаллического фундамента (рис. 6).

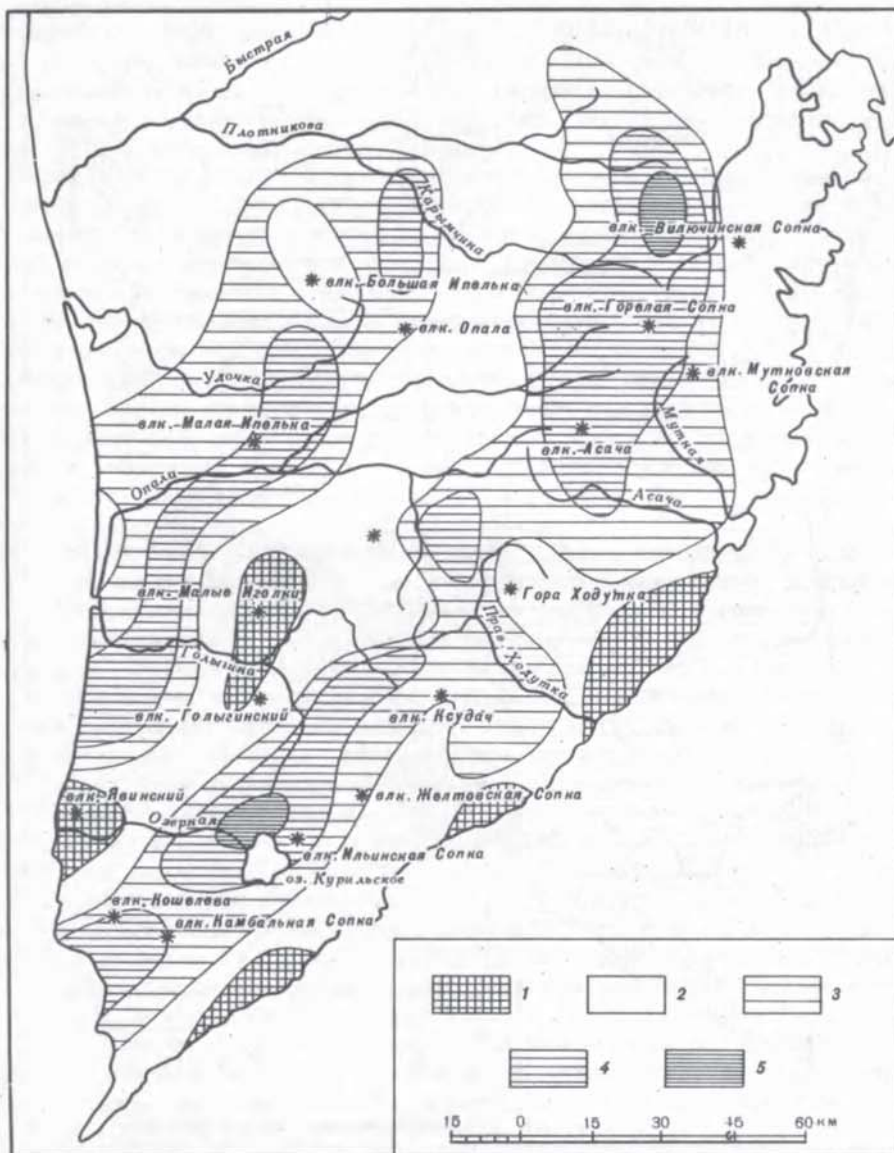


Рис. 5. Схема рельефа поверхности мелового фундамента

Глубина (в км): 1 - менее 2; 2 - $2 \div 2,5$; 3 - $2,5 \div 3$; 4 - $3 \div 3,5$; 5 - более 3,5

При общем северо-восточном простирании отчетливо выделяются поднятия вдоль восточного побережья, прогиб до глубин 6 км, соответствующий центральной части территории, зона поднятий (район Озерной - среднего течения р. Голыгиной - Толмачев Дол) и Западный Камчатский прогиб. Зоны поднятий кристаллического фундамента (глубины менее 4 км) имеют блоковое строение, причем отдельные блоки ограничиваются разломами меридионального и северо-восточного простирания.

Сопоставление схемы рельефа мелового фундамента со схемой аномального магнитного поля обнаруживает значительное сходство в наиболее общих чертах. Вместе с тем их совместное рассмотрение позволяет разделить источники гравитационных и магнитных аномалий. Практически полностью совпадает восточная береговая зона, причем относительным поднятиям фундамента (глубины около 1 км) соответствуют участки положительного магнитного поля.

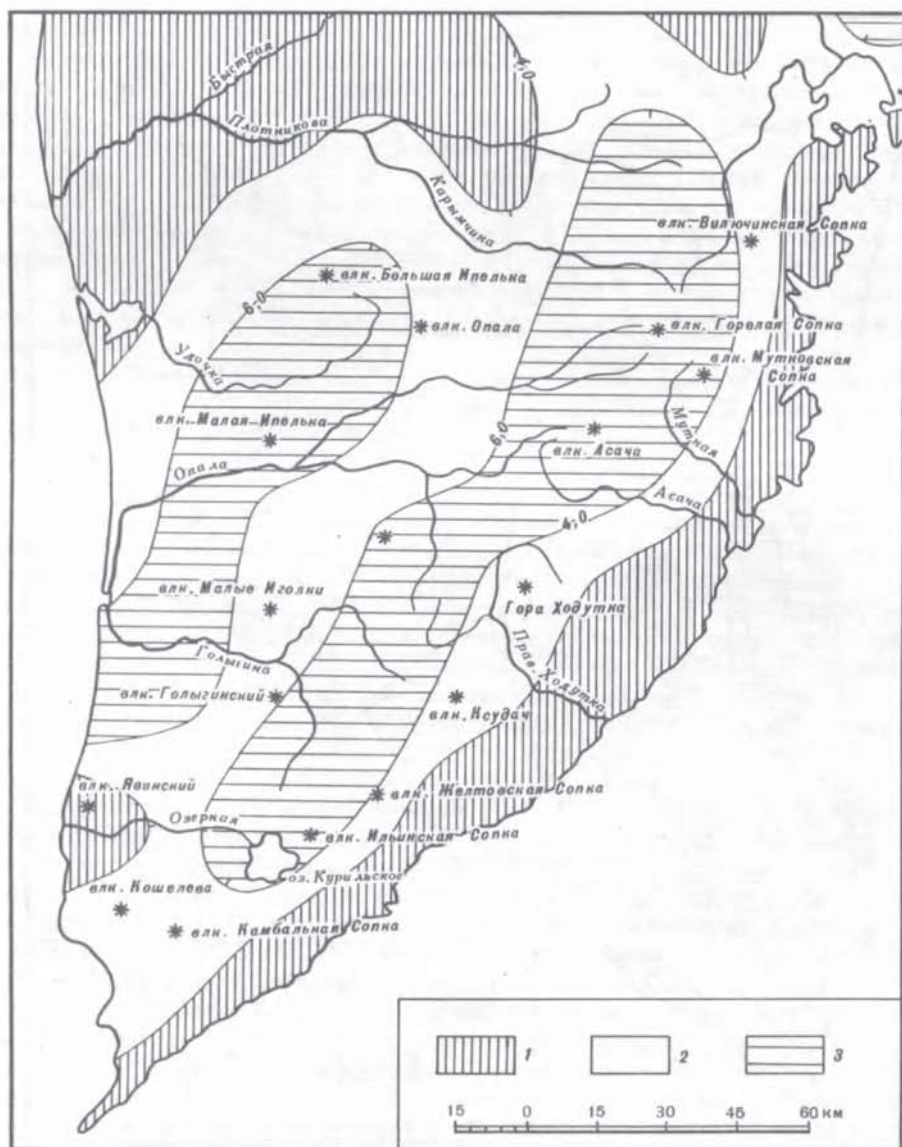


Рис. 6. Схема рельефа поверхности кристаллического фундамента
Глубина (в км): 1 - менее 4; 2 - 4 ÷ 6; 3 - более 6

Магнитное поле над выходами мелового фундамента слабоотрицательно. Следовательно, источники гравитационных и магнитных аномалий различны. В магнитном поле нашли отражение вулканогенные третичные и четвертичные толщи, в то время как основной источник аномалий силы тяжести располагается на больших глубинах. В связи с этим в магнитном поле более отчетливо выражены блоковая структура, меридиональные и широтные ограничения блоков. Последние практически не выражаются в гравитационном поле, в котором преобладают меридиональные направления и в некоторых случаях выделяются северо-западные.

Восточный прогиб мелового фундамента (глубины более 2,5 км) соответствует зоне отрицательных магнитных аномалий, на которые наложены локальные интенсивные аномалии от вулканических построек. Отчетливо выраженные в магнитном поле, вулканы не создают аномалий силы тяжести, обнаруживаемых при региональной съемке. Причины отрицательных магнитных аномалий могут быть различны. Во-первых, поскольку магнитная аномалия двузначна,

постольку часть отрицательных аномалий вдоль Берегового поднятия может быть сопутствующим минимумом. Во-вторых, большая часть территории этой зоны перекрыта мощными толщами игнимбритов, занимающих большие площади вокруг многочисленных и разнообразных центров извержений. Эти толщи могут обусловить отрицательное магнитное поле (игнимбриты кислого состава имеют низкую магнитную восприимчивость).

Западные зоны не имеют такого прямого совпадения аномальных полей. Зона положительных аномалий магнитного поля охватывает целиком территорию западного поднятия мелового фундамента, перекрывая и Голыгинский прогиб. В значительной мере эта экспансия магнитного поля на территорию прогиба связана с эффектом эффузивных толщ плиоцен-четвертичного времени, имеющих основной состав. Самая северо-западная часть территории характеризуется спокойным слабоотрицательным магнитным полем.

Проведенное сопоставление показывает, что магнитное и гравитационное поля дают весьма сходную картину и позволяют при комплексном анализе проводить объективно структурное районирование. При этом следует иметь в виду, что в магнитном поле прежде всего отражаются близповерхностные структуры, эффект которых значительно превосходит аномалии от глубинных объектов.

Несколько более уверенно геофизические данные позволяют выделять тектонические нарушения. В магнитном поле Южной Камчатки они фиксируются чаще всего линиями смены знака аномалии, разрывом и смещением в плане протяженных линейных зон, цепочками максимумов. В поле силы тяжести нарушения выявляются по зонам максимальных градиентов, что является несомненным признаком либо разрыва со смещением, либо фациальной смены пород. Цепочки небольших локальных аномалий также могут свидетельствовать о существовании разлома. И на магнитной, и на гравитационной схемах наблюдаемых и остаточных аномалий преобладающим направлением выделяемых нарушений является меридиональное (рис. 7). Здесь прежде всего должны быть отмечены три нарушения (по гравиметрическим данным), отделяющие Голыгинский прогиб с востока: средние течения рек Озерной - Хетик (протяженность 60 км); верховья рек Хетик - Удочки (40 км) и рек Удочки - Плотниковой (40 км). Тектонические нарушения, выделяемые по аэромагнитным данным, несколько смещены на запад, но имеют ту же конфигурацию. На восточной части территории протяженность меридиональных нарушений уменьшается с севера на юг: Вилучинско-Мутновская зона (60 км), Ходутка - Ксудач (по реке Левая Ходутка - 40 км), вулкан Ильинский - район оз. Камбального (25 км). Между этими двумя основными цепочками меридиональных нарушений могут быть отмечены меридиональные разломы меньшей протяженности в районе Голыгинских гор, западнее вулкана Ходутка и др.

Помимо меридиональных нарушений, возможно выделение широтных разломов. Широтная зона, пересекающая полуостров целиком, выделяется по долине р. Озерной. Следующая к северу мощная широтная зона проходит в районе долины р. Хетик - вулкана Ходутка. Менее уверенно выделяется широтная зона в верховьях рек Опалы и Мутной. Наконец, мощная широтная зона может быть выделена на севере территории (реки Карымчина, Банная и до Авачинской бухты). Помимо этих крупных зон, нашедших свое отражение и в магнитном, и в гравитационном полях, по смещению магнитных аномалий выделяется ряд широтных нарушений более высокого порядка вдоль Берегового поднятия и в западном прогибе.

Не менее отчетливо выделяются в аномальных полях разломы северо-западного направления. Наиболее мощной является Начикинская зона, широкой полосой ограничивающая Южную Камчатку с севера. Несколько менее мощная Опала-Асачинская зона определяется только по гравиметрическим данным. Здесь выделяется полоса шириной 20 км, представляющая собой знакопеременную зону северо-западного простиранья, на бортах которой располагаются вулканы Асача и Ходутка. Менее определены северо-западные разломы в районе вулканов Ксудач, Кошелевский (пос. Озерная - вулкан Кошелевский).

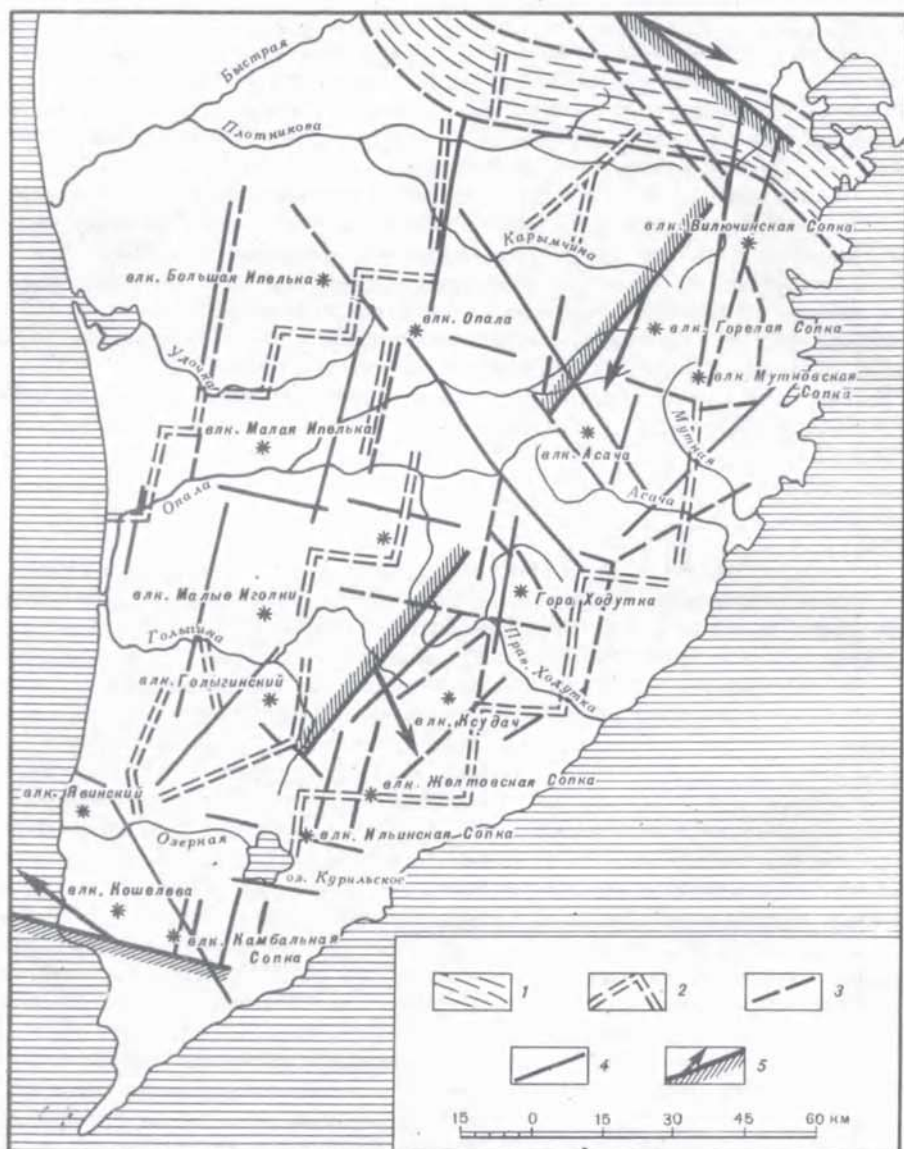


Рис. 7. Схема тектонических нарушений Южной Камчатки по геофизическим данным

1 - поперечная зона разломов; 2 - разломы по аэромагнитным данным; 3 - разломы, выделенные по картам остаточных аномалий силы тяжести; 4 - разломы, выделенные по картам региональных аномалий силы тяжести; 5 - проекция на земной поверхности верхнего крыла плоскости разрыва и векторы подвижки в очаге землетрясений $0 \leq H \leq 300$ км (Симбирева и др., 1976)

Слабее всего на картах остаточных аномалий выражено северо-восточное направление нарушений. Отдельные, сравнительно короткие (20-10 км) отрезки отмечаются в районах к востоку от оз. Курильского, вулкана Ксудач, по долине р. Малой Ходутки, в 20 км восточнее вулканов Ходутка - Асаха - Мутновский. Вместе с тем северо-восточное направление отчетливо фиксируется по усредненным картам поля силы тяжести, отражающим строение нижних этажей земной коры. В районе развития четвертичных эффузивов по зонам мощных градиентов поля силы тяжести можно предположить наличие глубинного разлома, причем глубинность его подтверждается тем, что он сохраняется при

увеличении радиуса осреднения. Поверхностные же структуры, включая и структуры мелового фундамента, имея генеральное северо-восточное простирание, определяются более мелкими разломами широтного и меридионального простираний, являющимися оперяющими к основному.

При детальном изучении сейсмичности и механизма очагов землетрясений в Курило-Камчатской области (Симбирева и др., 1976) было установлено, что в большинстве очагов сильнейшие землетрясения "оживили" плоскости разрывов, ориентированные вдоль общего простирания фокальной зоны Курило-Камчатской дуги. Поперечная ориентация фиксируется на юге в районе мыса Лопатка-Озерной с простиранием ЗЮЗ и в северной части Южной Камчатки (зона ЗСЗ простирания, соответствующая Начикинской зоне дислокаций). Четвертичная вулканическая зона отделяется с запада плоскостями разрыва с ССВ простиранием, но векторы подвижек в южной половине имеют направление на ЮВ, в северной — на ЮЮЗ. Такие направления могут обеспечить нарушения меридионального и северо-западного простираний в современной структуре, которые и фиксируются в геофизических полях.

Положение вулканов и вулканических групп Южной Камчатки вряд ли может быть определено единой строгой системой признаков (аномальные поля, система нарушений). В структурах мелового и кристаллического фундамента положение вулканов определяется двумя прогибами северо-восточного направления — восточным и западным. Восточный прогиб имеет глубину мелового фундамента около 3, местами 3,5 км и характеризуется значительными неоднородностями. Западный прогиб более выдержан по простиранию, глубина в осевой части также более 3 км. Все современные действующие вулканы располагаются в восточном прогибе (кроме вулкана Опалы). Модели структурной приуроченности вулканов могут быть различны, поскольку большинство вулканов на сравнительно небольшой территории попадает на различные тектонические элементы. Нам представляется, что положение прогибов мелового и кристаллического фундамента отражает глубинные разломы северо-восточного направления, по которым происходило (Западный прогиб) и происходит (Восточный прогиб) поступление магматического материала. Мощная Опала-Асачинская зона северо-западного направления, пересекающая оба прогиба, могла способствовать оживлению вулканической активности в Западном прогибе. Тектонические нарушения меньшей глубинности, приуроченные к отдельным вулканам, имеют простирания практически всех румбов.

Структурное положение некоторых вулканов Южной Камчатки определяется крупными кольцевыми структурами, выделяемыми по геофизическим (Толмачевская структура) и геолого-геофизическим данным (Паужетская депрессия). Было высказано предположение (Зубин и др., 1971), что такие структуры отражают существование в коре крупных магматических очагов на глубинах 10–20 км, а на поверхности проявляются в виде крупных депрессий. Обрамляющие такие депрессии разломы могут, видимо, являться магмоподводящими.

Таким образом, на фоне линейного развития вулканических зон формируются структуры второго порядка — вулcano-тектонические или вулcanoкупольные, в центральных частях которых образуются депрессии или кальдеры. Подобные структуры с депрессиями в центре и образованием больших масс кислого материала предполагают наличие коровых магматических очагов.

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И ПОЛОЖЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ

Современная структура Южной Камчатки сформирована в результате тесного взаимодействия вулканизма и тектоники, причем процессы вулканизма оказали решающее влияние на ее современный облик. Тектонические движения и вулканические процессы происходили и происходят одновременно, поэтому расшифровка структуры в целом представляет достаточно трудную задачу в связи с тем, что большая скорость накопления вулканитов нередко компенсирует чисто тектонический эффект. Для расшифровки основных элементов структуры

необходимо учитывать весь комплекс геологических и геофизических данных, а также общую направленность развития территории.

Прежде чем перейти к анализу современной структуры Южной Камчатки, кратко остановимся на геологоструктурных особенностях нижних структурных этажей по геофизическим данным.

Мощность земной коры в пределах Южной Камчатки меняется от 30 км на северо-западе до 20 км (и несколько меньше) вдоль восточного побережья, причем вдоль вулканической зоны, особенно ее восточной части, сохраняется практически постоянной. Наибольшие градиенты сокращения мощности коры наблюдаются под восточной частью поперечного сечения четвертичной вулканической зоны. На схеме рельефа кристаллического фундамента земной коры обращает на себя внимание общее северо-восточное простирание структур, которые группируются в зоны поднятий и прогибов. Наибольшее поднятие фиксируется вдоль тихоокеанского побережья, где кристаллический фундамент залегает на глубине около 4 км. На поверхности это поднятие выражено зоной Берегового хребта. К западу от нее поднятие сменяется зоной Восточного прогиба, который занимает узкую полосу по всей территории Южной Камчатки, где кристаллический фундамент залегает на глубине более 6 км. Вторая зона поднятий от устья р. Озерной до верховья р. Карымчины, названная Центральной зоной поднятий, имеет несколько меньшие амплитуды воздымания и только в районе устьевой части р. Озерной кристаллический фундамент поднят на ту же высоту, что и вдоль Тихоокеанского побережья. Далее к западу Центральная зона поднятий снова сменяется зоной опусканий Голыгинского прогиба. В южной части он продолжается в акваторию Охотского моря, по конфигурации аналогичен Восточному прогибу, но имеет меньшие размеры. И на самом крайнем северо-западе территории снова происходит незначительное поднятие кристаллического фундамента.

Меловые отложения в пределах Южной Камчатки не вскрыты, но они достаточно широко распространены севернее, в районе Срединного массива и Ганальского выступа метаморфид. Структура кровли меловых образований в целом аналогична поверхности кристаллического фундамента, но имеет несколько более сложную конфигурацию. В зонах поднятий кровля мелового фундамента залегает на глубине около 1–2 км и представляет собой серию субмеридиональных вытянутых поднятий, кулисообразно смещающихся на восток. Восточный прогиб, протягивающийся от верховий р. Плотниковой через всю территорию и имеющий ширину 30–40 км, характеризуется мозаичным строением и глубиной его меняется от 3 до 3,5 км. На севере он имеет меридиональное простирание, а на юге – северо-восточное, центральную часть пересекает субширотная зона небольших поднятий (район вулканов Асачи–Опалы–Большой Ипельки). Наибольшие погружения отмечаются в северной части, в районе вулканов Мутновского, Горелого и на юге, в районе Паужетской вулкано-тектонической структуры. В Западном прогибе, имеющем меньшую протяженность, на фоне его общего северо-восточного простирания имеются отдельные участки меридионального направления.

Таким образом, структура кровли кристаллического фундамента и меловых отложений имеет преимущественно северо-восточное простирание, а зоны поднятий и опусканий настолько совпадают, что это наводит на мысль об унаследованности меловых образований от более древних.

Выше отмечалось, что на территории Южной Камчатки на дневную поверхность выходят толщи, которые сформированы образованиями только позднего палеогена – неогена. Сложность строения даже верхней части кайнозойских образований заключается в том, что на всей территории отсутствуют толщи, которые можно было бы выделить в качестве маркирующих и проследить их поведение. Тем не менее по характеру осадконакопления, степени дислоцированности, особенностям проявления магматизма и вулканизма все вскрытые на поверхности отложения можно разделить на три структурные яруса, между которыми установлены стратиграфические несогласия. Нижний структурный ярус составляют слабодислоцированные морские и частично вулканогенно-осадочные

образования, представленные вилучинской и паратунской свитами верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста. Средний структурный ярус объединяет все эффузивно-пирокластические и частично вулканогенно-осадочные образования, имеющие, как правило, первичное залегание, которые условно объединяются в алнейскую серию верхнемиоцен-плиоценового возраста. В верхний структурный ярус включены все четвертичные вулканические образования, формирующие многочисленные вулканы Южной Камчатки (рис. 8).

Нижний структурный ярус пространственно приурочен к Тихоокеанскому побережью и морфологически выражен системой блоковых поднятий, объединенных в зону Берегового хребта. Как уже отмечалось ранее, Центральнo-Камчатская структурно-формационная зона к югу от Срединного массива и Ганальского выступа образует Z-образное изгибание структур. Северо-западная полоса Малко-Петропавловской системы поднятий южнее Авачинской бухты поворачивает на юг и они частично уходят в акваторию океана, а частично формируют зону поднятий Берегового хребта. Последняя протягивается от верховий р. Паратунки до мыса Лопатки включительно. С востока границей является береговая линия, на западе структура резко погружается под покровы вышележащих образований. Протяженность зоны поднятий Берегового хребта составляет около 200 км, ширина колеблется от 10-15 км на юге до 30-35 км на севере. Нижний структурный ярус характеризуется пологой складчатостью с углами падения на крыльях 15-25°. В целом он образует отчетливо выраженную антиклинальную структуру северо-восточного простирания, осевая линия которого примерно совпадает с современным побережьем, а юго-восточное крыло находится в акватории океана. На современной территории Южной Камчатки располагается только западная часть структуры, которая представлена моноклиной, осложненной разломами северо-восточного и северо-западного направления, проявлениями магматизма. Наибольшее количество разрывных нарушений и магматических внедрений отмечено вблизи осевой части антиклинория. Далее к западу от зоны Берегового хребта породы нижнего структурного яруса практически нигде не встречаются. По геофизическим данным и единичным скважинам можно предполагать, что моноклиналъ выполаживается и на крайнем западе породы этого яруса вовлечены в Голыгинский прогиб, являющийся частью общего Западно-Камчатского прогиба. По некоторым косвенным данным, между Голыгинским и Восточным прогибами, т.е. в зоне центрального поднятия, которое фиксируется по кровле кристаллического и мелового фундаментов, можно предположить, что общая моноклиналъная структура осложнена пологой антиклиналью.

Зона Берегового хребта имеет блоковое строение. По характеру и интенсивности вертикальных движений всю зону можно разделить на три участка. Первый участок (от верховий р. Паратунки до бухты Асачи) характеризуется наиболее интенсивными блоковыми движениями, где породы вилучинской и паратунской свит приподняты на абсолютную высоту до 1000-1200 м. На этом участке происходит смена простираний структур субширотных на северо-восточные. Весь участок разбит на отдельные блоки, выделяются два генеральных направления тектонических нарушений - северо-западное и северо-восточное, которые фиксируются, как правило, речной сетью. Крупные долины рек Паратунки, Мутной и др., а также бухты Вилучинская, Ахонтен, Лиственичная приурочены к тектоническим депрессиям и небольшим грабенам. Интрузивные и субвулканические тела наиболее широко развиты на этом участке и значительно усложняют структуру. Второй участок от бухты Асачи до долины р. Вестник характеризуется значительно меньшими амплитудами тектонических поднятий, которые в среднем достигают 500 м. Интрузивные и субвулканические тела развиты слабее и представлены небольшими интрузиями и дайковым комплексом. И, наконец, третий участок от р. Вестник до мыса Лопатки характеризуется наименьшей амплитудой тектонических движений. Породы первого структурного этажа здесь приподняты на абсолютные высоты до 400-450 м. Морфологически этот участок представлен хребтами Лопаткинским, Стланниковым, Плоским и Беляева, представляющими собой отдельные небольшие горстовые

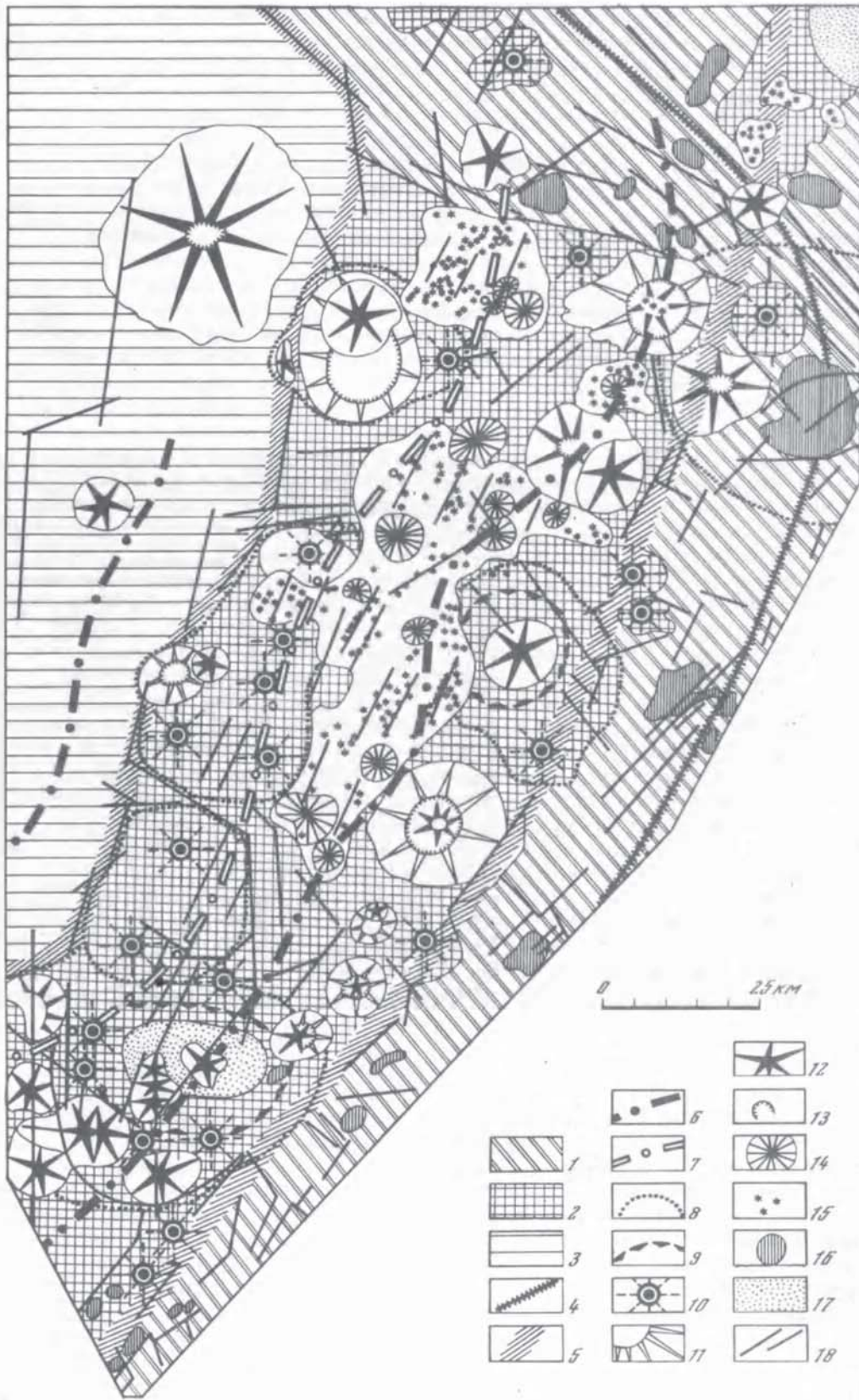
поднятия. Зоны тектонических нарушений проявлены достаточно широко, наряду с северо-восточными нарушениями распространены нарушения северо-западного направления. Интрузивный магматизм развит слабо.

Таким образом, зона Берегового хребта сочетает в себе признаки моноклинали и сложнопостроенного горста: моноклинальная структура осложнена вертикальными блоковыми движениями, проявившимися в конце плиоценового и в четвертичное время. Ранее отмечалось, что восточная часть территории по геофизическим данным представляет собой зону самых высоких градиентов силы тяжести, а породы кровли кристаллического и мелового фундаментов образуют здесь крупное поднятие. Структурный анализ пород нижнего яруса показывает, что именно тектонические движения и процессы денудации и эрозии определяют облик структуры, а роль вулканической аккумуляции в ее формировании невелика. Многочисленные тектонические нарушения, наличие мощных интрузивных комплексов, субвулканических тел, большое количество даек и, наконец, землетрясения, фиксируемые вдоль зоны, свидетельствуют о большой тектонической активности этого района на протяжении от нижнего миоцена до настоящего времени. Все это вместе взятое указывает на то, что зона Берегового хребта образует единую структурную единицу первого порядка на территории Южно-Камчатского мегаблока.

Второй структурный ярус представлен вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями верхнемиоцен-плиоценового возраста, которые условно объединяются в алнейскую серию. Хотя объем поднятия алнейской серии в последнее время вызывает много споров и разногласий, тем не менее структурно входящие в него образования формируют один ярус, который от нижележащих толщ отделен стратиграфическим и угловым несогласием, а сверху перекрыт четвертичными эффузивами. Породы этого яруса практически не затронуты складчатыми движениями и только на участках, прилегающих к тектоническим нарушениям, интрузивным и субвулканическим телам, имеют нарушенное залегание. Основная масса пород представлена эффузивно-пирокластическими образованиями отдельных вулканических построек, сильно эродированных. Породы яруса имеют широкое распространение и встречаются практически повсеместно от зоны Берегового хребта до Западно-Камчатского прогиба, хотя значительные площади его перекрыты четвертичными эффузивами. В целом они образуют структуру первого порядка, но тяготеют к двум участкам, где формируют вытянутые вулканические подзоны - Восточную и Западную, которые в южной части полуострова объединяются, образуя Паужетскую вулкано-тектоническую структуру. Вулканические подзоны, в свою очередь, состоят из отдельных крупных аккумулятивно-тектонических или вулкано-тектонических пологих сводов или линейно вытянутых зон, а в структурном выражении они могут быть определены как кольцевые вулканокупольные структуры или пологие вулкано-тектонические линейные хребты.

Рис. 8. Схема современной структуры Южной Камчатки

1 - восточный участок: зона сводово-блоковых поднятий Берегового хребта; 2 - центральный участок: зона плиоцен-четвертичного вулканизма; 3 - западный участок - относительно стабильная зона Западно-Камчатского тылового прогиба; 4 - глубинная шовная зона; 5 - глубинные разломы; 6 - осевая зона впадин мелового и кристаллического фундаментов; 7 - осевая зона поднятий мелового и кристаллического фундаментов; 8 - границы долгоживущих вулканических центров - аккумулятивно-тектонических образований плиоцен-четвертичного возраста; 9 - вулкано-тектонические депрессии; 10 - плиоценовые вулканические центры; 11 - докальдерные постройки четвертичных вулканов; 12 - посткальдерные постройки и крупные четвертичные вулканы; 13 - кальдеры вулканов; 14 - шитовые вулканы; 15 - зона ареального вулканизма; 16 - интрузивные тела; 17 - нерасчлененные четвертичные образования; 18 - тектонические нарушения



Таким образом, в вулканических подзонах, которые являются структурами второго порядка, вулкано-тектонические структуры линейного или кольцевого типа составляют главный элемент структурообразования, реализующегося в них главным образом как вулканическая аккумуляция. Тектонические движения, хотя и проявляются достаточно интенсивно, но все же имеют второстепенное значение.

Восточная подзона прослеживается от верховий р. Паратунки до района оз. Камбального, имеет северо-восточное простирание и структурно приурочена к району перегиба от зоны поднятий Берегового хребта к Восточной зоне опусканий кровли кристаллического и мелового фундаментов. От зоны Берегового хребта Восточная подзона среднего структурного яруса отделена серией сбросов. В Восточной подзоне выделяются два крупных и несколько небольших центров плиоценового вулканизма. Крупные центры Мутновский и Ходуткинский представляют собой аккумулятивно-тектонические пологие своды или вулканопольные кольцевые структуры, в формировании которых основная роль принадлежит вулканической аккумуляции плиоценовых центров вулканизма. Структурные особенности сводов расшифровываются достаточно трудно, так как они в значительной степени перекрыты четвертичными излияниями. И тем не менее можно отметить, что Ходуткинская структура в центральной части осложнена кольцевой вулкано-тектонической депрессией и имеет в целом более сложное строение. На юге подзоны располагается самая крупная вулкано-тектоническая структура — Паужетская, — которая входит в состав и Западной подзоны второго структурного яруса. Между вышеуказанными крупными вулкано-тектоническими структурами в Восточной подзоне располагаются более мелкие плиоценовые центры, образующие одиночные вулканические постройки.

Западная вулканическая подзона второго структурного яруса в морфоструктурном отношении выражена более отчетливо, чем Восточная, но имеет меньшую протяженность и структурно приурочена к зоне центрального поднятия кровли мелового и кристаллического фундаментов. Все выходы пород этого яруса достаточно четко связаны с тремя вулканоструктурами: Скалистой, Гольгинской и Паужетской, которые имеют меридиональное простирание, ступенчато смещаясь одна относительно другой. Скалистая структура представляет собой вытянутый пологий вулкано-тектонический свод, сформированный многочисленными центрами плиоценового вулканизма — Саван, Хетик, Скалистый, Кузанек и Вуюю. Четкого структурного ограничения свод не обнаруживает и в тектоническом отношении вся структура довольно однообразна.

Гольгинская структура имеет наиболее яркую морфоструктурную выраженность. С востока она отделена системой крупных тектонических нарушений, прослеживающихся по долинам рек Унканович и Гольгиной. Это достаточно компактное образование, сформированное преимущественно плиоценовыми постройками и в структурном плане представляющее собой односторонний аккумулятивно-тектонический горст. Здесь выделяется несколько центров плиоценового вулканизма, наиболее крупными из которых являются вулканы Кошегочек и Гольгинский. Формирование структуры обусловлено интенсивным вулканизмом, центры которого имеют линейную субмеридиональную ориентировку. Это вначале привело к образованию вулканического хребта, а затем восточная часть структуры была поднята вертикальными тектоническими движениями, создав структуру одностороннего горста. Гольгинская структура представляет собой типичный пример вулкано-тектонической структуры линейного типа.

Паужетская вулкано-тектоническая кольцевая структура, как отмечалось выше, расположена на сочленении Восточной и Западной подзон. Подробная характеристика ее дана во второй части работы, отметим лишь основные ее структурные особенности. Породы второго структурного яруса занимают в ней доминирующее положение и вместе с четвертичными эффузивами образуют одну из самых крупных вулкано-тектонических структур Южной Камчатки. Данная структура в современном виде представляет собой пологий аккумулятивно-тектонический свод, центральная часть которого занята обширной кольцевой вулкано-тектонической депрессией. В образовании свода главная роль принад-

лежит плиоценовым центрам вулканизма, тектонические движения и последующие четвертичные излияния усложнили его общую структуру.

Таким образом, второй структурный ярус, сформированный плиоценовым вулканизмом, на территории Южной Камчатки образует две вулканические подзоны, которые совмещены в южной части полуострова. В целом они представляют собой аккумулятивно-тектонические или вулкано-тектонические поднятия линейного типа, которые в структурном отношении могут быть определены как двойная островная вулканическая дуга. Вулканические подзоны — структуры второго порядка; основными структурными элементами в вулканической подзоне служат вулкано-тектонические структуры кольцевого (купольного) или линейного типа (структуры третьего порядка). Наиболее типичные из них — купольно-кольцевые, ведущим процессом в которых является вулканизм. Тектонические движения играют меньшую роль, но значительно усложняют первичную (аккумулятивно-вулканическую) структуру. Развиваются они в течение достаточно длительного времени, некоторые продолжают развитие и в четвертичный период. Вулканокупольные структуры являются поверхностным выражением долгоживущих вулканических центров, подробной характеристике которых посвящен отдельный раздел.

К третьему структурному ярусу относятся все четвертичные эффузивы, которые слагают около 10 000 км², что составляет примерно 75% всей площади Южной Камчатки. Четвертичные эффузивы несогласно перекрывают все нижележащие толщи и только в некоторых долгоживущих вулканических центрах унаследуются от плиоценового вулканизма. В этом случае проведение границы затруднено. Четвертичный вулканизм проявился очень интенсивно, сформировав многочисленные и различные по типу вулканические постройки. Морфоструктура Южной Камчатки обусловлена в первую очередь четвертичным вулканизмом и представляет собой типичную вулканическую область. Новейшие тектонические движения не внесли существенных изменений в структурный план зоны четвертичного вулканизма. Поэтому в целом четвертичный вулканизм имеет унаследованно наложенный характер и представляет собой систему эшелонированных вулканических рядов в отличие от структуры двойной островной вулканической дуги в плиоцене. По особенностям проявления вулканизма, времени проявления и типам вулканических построек зона четвертичного вулканизма достаточно четко разделяется на три линейно вытянутых подзоны — Восточную, Центральную и Западную.

При анализе структурных особенностей зон четвертичного вулканизма не всегда удается четко провести границу между действием аккумулятивных и тектонических факторов, поэтому часто приходится пользоваться понятием "морфоструктура", сочетающим в себе элементы тектоники и вулканической аккумуляции. Мы считаем, что понятие "вулканы" можно рассматривать не только как понятие геоморфологическое, но и структурное. В целом этот вопрос нуждается в дальнейшей разработке.

Восточная вулканическая подзона протягивается довольно узкой полосой от вулкана Вилочинский на севере до вулкана Камбальный на юге. Эта подзона расположена на перегибе между поднятием зоны Берегового хребта и Восточной зоной опускания кровли кристаллического и мелового фундаментов. Вулканизм в ней развивался на протяжении всего четвертичного времени, поэтому в подзоне сосредоточены достаточно крупные вулканические постройки (Мутновский, Асача, Ходутка, Ксудач, Желтовский, Ильинский, Камбальный), как правило, конусовидной формы, которые и определяют современный облик морфоструктур Восточной подзоны. Наряду с конусовидными стратовулканами здесь развиты отдельные кальдерные вулканы (Горелый, Ксудач), которые существенно усложнили современную структуру, образовав депрессионные формы с кольцевыми нарушениями. Некоторую специфику в современную морфологию подзоны внесли пемзо-пирокластические покровы, образовав обширные, местами слабонаклонные поверхности.

Таким образом, восточные подзоны плиоценового и четвертичного вулканизма, как видно из приведенного материала, располагаются практически на

одной и той же территории и протягиваются вдоль перегиба между зоной поднятий Берегового хребта и Восточной зоной опусканий кровли кристаллического и мелового фундаментов. По геологическим наблюдениям и геофизическим данным в районе перегиба отмечается наибольшее количество разрывных нарушений. Поэтому, принимая во внимание вышесказанное, можно достаточно уверенно предполагать наличие глубинной зоны разломов, которые, по-видимому, служили магмоподводящими каналами для плиоценового и четвертичного вулканизма.

Центральная часть подзоны занята продуктами ареального вулканизма, характер которого резко отличается от вулканизма Восточной и Западной подзон. Подзона протягивается от верховий р. Карымчины (Толмачев дол) на севере до верховий р. Кузанек и не имеет достаточно четких границ. В целом подзона представляет собой низкоопущенную часть зоны четвертичного вулканизма, где наиболее характерными формами проявления являются небольшие шлаковые и лавовые конусы и небольшие щитовые вулканы, образующие обширные лавовые тела. В подзоне широко развиты разрывные нарушения, основная масса которых имеет северо-восточное простирание. Восточная часть Центральной подзоны расположена на наиболее погруженном участке кровли кристаллического и мелового фундаментов, а западная ее часть — в зоне поднятия. Но в целом Центральная вулканическая подзона расположена в области растяжения земной коры, которая возникла в верхнечетвертичное время как реакция земной коры на интенсивные поднятия в зоне Берегового хребта.

Западная вулканическая подзона морфоструктурно выражена менее четко; это связано, с одной стороны, с развитием в этой подзоне вулканических построек, сформировавшихся в основном на ранних этапах четвертичного вулканизма, и с другой стороны, с их разобщенностью. Все крупные вулканические постройки подзоны сформировались в верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовое, нижнеплейстоценовое и среднелейстоценовое время, и только один крупный конусовидный стратовулкан Опала и несколько мелких имеют более молодой возраст. Раннечетвертичные вулканы имеют очень сходное строение; они, как правило, образуют пологие стратовулканы или постройки, близкие к щитообразным, которые в значительной степени разрушены процессами эрозии и незначительно затронуты тектоническими подвижками. В северной части подзоны располагаются два крупных вулканических массива, которые резко различны по морфологии. Первый из них, вулкан Большая Ипелька, является одним из самых крупных нижнечетвертичных вулканов Камчатки и имеет форму пологого щита простого строения; вулкан Опала характеризуется более сложным строением: он состоит из докальдерной постройки, осложненной кольцевыми разломами, кальдеры, конусовидного стратовулкана и, наконец, обширных пемзовых покровов. В центральной части подзоны расположены достаточно крупные щитообразные постройки нижнечетвертичных вулканов (Саван, Хетик, Скалистая, Иголки, Кузанек), которые наращивают и усложняют структуру пологого свода, сформированного породами второго структурного яруса. И, наконец, в южной части подзоны нижнечетвертичные щитообразные вулканы Явинский, Третья Речка, Дед и Баба усложняют строение западной части Паужетской вулкано-тектонической структуры. Они имеют меридиональную ориентировку и располагаются на глубинном разломе, зафиксированном по данным ГСЗ. На крайнем южном участке, где обе подзоны (Восточная и Западная) объединяются, расположен сложнопостроенный Кошелевский массив, который по его структурным особенностям и местоположению трудно отнести к какой-либо подзоне. Он сложен несколькими вулканическими постройками, ориентированными в широтном направлении; это связано с миграцией выводного канала с запада на восток, в этом же направлении происходит и омоложение вулканических построек.

Наличие поднятия в кровле кристаллического и мелового фундаментов, а также положение наиболее крупных центров западных подзон плиоценового и четвертичного вулканизма позволяют сделать вывод о наличии здесь второй глубинной зоны разломов, которая являлась магмопроводящей для плиоценовых и четвертичных эффузивов.

Таким образом, четвертичный вулканизм Южной Камчатки, который сформировал верхний структурный ярус, проявился исключительно интенсивно и в становлении современной морфоструктуры явился одним из основных структурообразующих процессов. Он создал эшелонированную систему вулканических рядов, образовавшихся полностью в наземных условиях при восходящих тектонических движениях.

Выделенные три вулканические подзоны являются структурами второго порядка, которые можно рассматривать как региональные структуры. Восточная и западная контролируются глубинными разломами и образованы отдельными локальными структурами третьего порядка. Последние могут быть представлены отдельными крупными вулканическими сооружениями (вулкан Большая Ипелька) или группами вулканических построек, которые характеризуются общностью пространственного нахождения, определенной направленностью развития вулканизма, тектоническим положением и развитием однотипных морфоструктурных элементов. Среди групп выделяются сложные вулканические массивы (вулканы Асача, Кошелевский), кальдерные вулканы (Горелый, Опала, Ксудач) и группы простых по строению построек (вулканы Явинский, Третья Речка, Дед и Баба). Третья региональная структура — район проявления ареального вулканизма — представляет собой совершенно другой тип структуры. Она является наложенной по отношению к Восточной и, особенно, к Западной, характеризуется относительно простым строением и структурно приурочена к участку растяжения земной коры; последнее обусловило мелкие, многочисленные вулканические аппараты.

И, наконец, незначительная часть территории Южной Камчатки в современной структуре является относительно стабильной, вулканизм и тектонические процессы практически там не проявляются. Это северо-западная часть территории, которая относится к Западно-Камчатской структурно-формационной зоне, где в полуплатформенных условиях формируется современная моласса (см. рис. 8).

Итак, в структурном отношении Южная Камчатка представляет собой относительно молодую вулкано-тектоническую систему, которая по особенностям современной структуры и характеру геодинамических процессов достаточно четко делится на три главных участка — восточный, центральный и западный. Первый из них, восточный, соответствует зоне сводово-блоковых поднятий Берегового хребта, который по своей структуре приближается к сложному горсту. Восточный участок является невулканическим, вулканизм здесь завершился в верхнем миоцене. С этого времени территория Берегового хребта развивалась под влиянием вертикальных тектонических движений и мощных денудационных процессов. Сейчас восточный участок представляет собой сильно расчлененную невулканическую страну с широко развитыми выположенными участками, которые, вероятно, являются фрагментами региональной поверхности выравнивания, сильно нарушенной и раздробленной новейшей активизацией тектонических движений в позднеплиоцен-четвертичное время.

Западный участок соответствует южной части Западно-Камчатского прогиба и является тектонически стабильным. Вулканизм здесь не проявлялся по крайней мере с середины плиоцена.

Наибольший интерес представляет Центральный участок вулканической зоны. Кратко остановимся на его наиболее общих структурных особенностях. Как уже отмечалось, плиоценовый и четвертичный вулканизм проявился здесь исключительно интенсивно. Оба цикла отличаются не только своими специфическими особенностями, но и развиваются в характерных для них структурах. Для плиоценового вулканизма наиболее типичны вулкано-тектонические структуры кольцевого типа. Они пространственно тяготеют к двум вулкано-тектоническим подзонам, связанным с предполагаемыми глубинными разломами и более всего отвечающим понятию линейных цепочек сводовых поднятий, т.е. структуре двойной островной вулканической дуги.

Четвертичный вулканизм в целом формирует более линейные структуры. Они образуют три подзоны, которые по отношению к плиоценовым структурам

имеют унаследованно наложенный характер и расположены на вулканотектонических сводовых поднятиях плиоцена; только центральная подзона приурочена к участку относительного опускания. Поэтому утверждение Э.Н. Эрлиха (Эрлих, 1973) о том, что четвертичный вулканизм приурочен к грабен-синклинали, не подтверждается. Структурный план четвертичного вулканизма, хотя и имеет свои специфические особенности, в значительной мере унаследует структурный план плиоценового вулканизма. Это доказывается в первую очередь тем, что плиоценовые вулканотектонические структуры кольцевого типа продолжают развиваться и в четвертичное время (образование вулканотектонических депрессий в привершинных частях вулканических и вулканотектонических сводов), а четвертичный вулканизм "использует" магмопроводящие зоны плиоценового вулканизма. Поэтому, несмотря на общий линейный характер, четвертичный вулканизм все же локализуется на наиболее крупных вулканотектонических сводах, к которым был приурочен плиоценовый вулканизм; последние определяются нами как долгоживущие. Резкая активизация вулканотектонических процессов в центральном участке наблюдается начиная с середины среднего плейстоцена. Наиболее ярко проявилась она в восточной части зоны четвертичного вулканизма. Самые крупные верхнеплейстоценовые и голоценовые вулканические постройки, все действующие вулканы, наиболее активные тектонические движения и современные землетрясения сосредоточены на востоке. Это, вероятно, отражает повышенную активность глубинных процессов на этом участке и обусловлено глобальными напряжениями в связи с взаимодействием континент - океан. С позиций надвигания континента на океан современное структурное положение и специфика отдельных зон Южной Камчатки объясняются весьма удовлетворительно: передовой фаз, соответствующий интенсивным блоковым поднятиям Берегового хребта; область развития Центральной вулканической зоны, по краям которой проходят два глубинных разлома, контролирующих плиоцен-четвертичный вулканизм, а между ними расположена область ареального вулканизма - реальное подтверждение зоны растяжения; тыловой прогиб, соответствующий южной части Западно-Камчатского прогиба.

В заключение кратко остановимся на вопросе о современном положении территории Южной Камчатки в системе островная дуга - ороген. Многие исследователи (Святловский, 1971; Эрлих, 1973; и др.) относят Камчатку к стадии раннего орогена. В целом мы согласны с этим выводом. Южная Камчатка, естественно, является составной частью системы вулканических дуг полуострова и в значительной мере унаследует общекамчатский план. Но в то же время полной аналогии не наблюдается. Это обстоятельство обусловлено промежуточным положением вулканотектонической системы Южной Камчатки между Курильской островной дугой и наиболее крупными вулканотектоническими зонами полуострова. Учитывая весь комплекс ее структурных и геодинамических условий, мы считаем, что Южно-Камчатская вулканическая зона в целом находится на начальной стадии раннеорогенового этапа развития. Она является более зрелой вулканотектонической системой в сравнении с островной дугой нормального типа, но по степени тектонической зрелости несколько отстает от Срединно-Камчатской и Восточно-Камчатской вулканических зон полуострова.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОНЫ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА

В пределах Южной Камчатки зона четвертичного вулканизма выделяется в границах от широтного участка с р. Карымчиной на севере до южной оконечности Камбального хребта - на юге. Общая протяженность зоны четвертичного вулканизма составляет 170 км, ширина ее колеблется от 30 до 90 км. Четвертичный цикл вулканизма начался в раннем плейстоцене после небольшого перерыва или резкого ослабления вулканической деятельности; он существенно отличается от плиоценового цикла по типам, интенсивности и сложности вулканических процессов. Для него характерно большое разнообра-

ние морфогенетических типов вулканов и сложных по генезису долгоживущих вулcano-тектонических структур, резко ускоренный, перекомпенсированный характер накопления вулканитов, параллельное развитие основного и кислого вулканизма. Перечисленные особенности вулканизма присущи, например, и Восточной Камчатке, однако здесь они проявлены, пожалуй, наиболее ярко.

На сравнительно небольшой территории масштабы вулканизма оказались весьма значительными. Общая площадь четвертичных вулканических образований более 10 000 км², объем изверженного материала оценивается в 2300 км³ (без учета немногочисленных построек переходного, позднеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста). С учетом последних общая площадь увеличивается до 11 000 км², а объем изверженного материала достигает 2500 км³. В зоне четвертичного вулканизма нами выделено свыше 60 вулканов полигенного типа с диаметром основания от 2-3 до 35-40 км и более 600 мелких моногенных вулканических образований (шлаковых и лавовых конусов ареального типа). По площади и объему изверженного материала Южно-Камчатская зона уступает другим вулканическим зонам полуострова: Срединно-Камчатской - примерно в два раза, Восточно-Камчатской - в полтора-два раза; соизмерима по площади с зоной вулканизма Центрально-Камчатской депрессии, уступая последней по объему изверженного материала также в два раза (Кожмяка и др., 1975). Однако по интенсивности и сложности новейшего вулканизма Южная Камчатка сравнима с названными выше зонами, а в некоторых отношениях и превосходит их.

Многочисленные четвертичные вулканы формировались в наземных условиях и сосредоточены в трех вулканических подзонах - Западной, Центральной и Восточной, отличающихся как по типам и сложности вулканической деятельности, так и по структурно-динамическим условиям. Эти подзоны четко выделяются в центральной и северной частях региона, а на крайнем юге они объединяются, формируя самую крупную на Южной Камчатке Паужетскую кольцевую вулcano-тектоническую структуру - наиболее длительно развивающийся центр аномально высокой эндогенной активности.

В Западной подзоне развиты преимущественно средние и мелкие по размерам щитообразные, существенно лавовые, постройки нижне-среднеплейстоценового возраста, в основном аналогичные таким же вулканам Срединного хребта. В Центральной подзоне широко проявлен базальтовый ареальный вулканизм. Здесь представлены почти исключительно мелкие щитовые и конусовидные базальтовые вулканы и сосредоточена основная масса шлаковых и лавовых конусов ареального типа. Возраст названных вулканических образований верхнеплейстоцен-голоценовый (Q₃³-Q₄⁴). По типам вулканической деятельности зона ареального вулканизма в целом похожа на таковую в Срединном хребте Камчатки, уступая последней по общему объему изверженного материала примерно в два раза.

Восточная вулканическая подзона представляет собой сравнительно узкий ряд вулканов северо-восточного направления, которые расположены вдоль полосы глубинного разлома. В ней сосредоточены практически все морфологические типы вулканических образований зоны - щитовые и щитообразные вулканы нижнего-среднего плейстоцена, сложные кальдерные стратовулканы, долгоживущие вулканические массивы (хребты) среднеплейстоцен-голоценового возраста, крупные конусовидные стратовулканы позднеплейстоцен-голоценового времени. Для восточной подзоны характерны также сложные кольцевые вулcano-тектонические структуры, такие как Ходуткинская и Мутновская, размером 27×37 и 25×45 км соответственно (рис. 9, см. вкл.).

Помимо полосовой зональности в распределении вулканов Южной Камчатки (они расположены в основном вдоль крупных тектонических элементов северо-восточной ориентировки), общая картина их распределения усложняется за счет развития рядов вулканов северо-западной ориентировки, которые связаны с зонами тектонических нарушений такого же направления. Например, вдоль широкой северо-западной полосы тектонических нарушений по линии р. Вестник - Гольгинские горячие ключи прослеживаются два ряда вулканов, вытяну-

тых в цепочку северо-западного направления. Такие же ряды вулканов можно наметить и для центрального и северного участков этой территории: один из них образован вулканами Асача - Опала - Большая Ипелька, другой - вулканами Мутновский - Горелый. Для зоны характерны также широтные ряды вулканов, сформированные разновозрастными постройками. Такого рода образования хорошо выражены на крайнем юге зоны (Камбально-Кошелевский ряд вулканов) и у ее северных границ (вулканы Мутновский, Горелый, Опала, Большая Ипелька). Следует подчеркнуть, что названные широтные ряды вулканов замыкают зону четвертичного вулканизма на юге и севере и на этих участках наблюдается максимально высокая интенсивность вулканической деятельности как в плиоценовое, так и в четвертичное время.

Ниже приведен список четвертичных вулканов с указанием типа построек, их возраста, размера, относительной высоты, площади и объема изверженного материала (табл. 1). В список включены все вулканы, имеющие полигенный характер, с диаметром основания более 2 км, объемом изверженного материала более 2 км³. Не включены в него мелкие экструзии, многочисленные шлаковые и лавовые конусы ареального типа, а также сильно разрушенные вулканические постройки плиоценового возраста, которые относятся к более раннему циклу вулканизма и рассмотрены отдельно.

Прежде чем перейти к характеристике отдельных аспектов четвертичного вулканизма, кратко остановимся на принципах и методах возрастного расчленения четвертичных вулканических образований. Классические методы стратиграфического расчленения вулканогенных комплексов по ископаемым остаткам флоры и фауны здесь практически непригодны, так как четвертичные вулканиды почти не содержат палеонтологических остатков. Как показывает опыт работы в областях развития новейшего вулканизма, расчленение эффузивов основано прежде всего на применении возможно более широкого комплекса геолого-геоморфологических методов. Однако выбор методов расчленения определяется целями исследований и специфическими особенностями конкретного вулканического района.

Как и для Срединно-Камчатской вулканической зоны, для определения возраста четвертичных вулканов авторы применили методы расчленения и корреляции вулканогенных образований по взаимоотношению их с ледниковыми комплексами, геоморфологический метод, петрографо-петрохимический, палеомагнитный, а также методы определения абсолютного возраста (калий-аргоновый и радиоуглеродный). Хотя использование каждого из них в отдельности не дает однозначных ответов на поставленные вопросы, применение всего комплекса методов гарантирует достаточно надежные результаты.

При изучении вулканогенных образований Южной Камчатки первоочередное внимание уделялось их взаимоотношениям с ледниковыми комплексами, которые остаются важным критерием датировки возраста молодых эффузивов. В пределах Южной Камчатки наиболее достоверно установлены ледниковые комплексы двух крупных стадий верхнеплейстоценового оледенения, которые в целом хорошо выражены в рельефе (см. рис. 9). Более древние ледниковые комплексы выделить не удалось. Наши исследования показали, что ценность и достоверность этой методики возрастают в том случае, если изучение следов четвертичного оледенения сопровождается исследованием петрографического состава валунов в моренных отложениях. С помощью этой методики уверенно разделены две основные возрастные группы вулканов - нижне-среднеплейстоценовые и верхнеплейстоцен-голоценовые, надежно установлен возраст новейшей базальтовой фазы вулканизма, которая начинается в самом конце первой стадии верхнеплейстоценового оледенения, но основное развитие получает в межстадиальный период и в послеледниковое время.

Геоморфологический метод возрастного расчленения и корреляции четвертичных вулканов основан на двух основных положениях: а) датировании и корреляции вулканических построек по их специфическим морфологическим признакам и степени их сохранности и б) датировании вулканов по соотношению с формами рельефа, возраст которых уже подтвержден определениями абсолютного

Таблица 1

Список четвертичных вулканов Южной Камчатки (с юга на север)

Название вулкана и (или) его абсолютная отметка	Возраст	Диаметр основания D, км	Относительная высота H, м	Отношение H/D	Площадь, км ²	Объем, км ³	Тип постройки
Туманный (711,2)**	$N_2^3 - Q_1$	7×7	600	1/14	35	12	Шитообразный
Камбальный***	$Q_4^2 - Q_4^4$	8×12	300	1/30	85	9	Конусовидный стратовулкан
Дед и Баба (1032)	Q_1	10×7	800	1/10	60	20	Шитообразный
Кошелевский***	$Q_1 - Q_4$	15×15	1000	1/15	180	60	Сложный вулканический массив (хребет)
Третья Речка*	Q_1	10×6	500	1/16	40	15	Шитообразный
Термальный* (1162)	$Q_1 - Q_2^1$	2×6	500	1/8	15	3	Стратовулкан существенно пирокластический
Разваленный*	Q_2	2,5×7	450	1/11	15	3	Стратовулкан существенно лавовый
Черные скалы (1331)	Q_2	3,5×4,5	300	1/16	22	3	Стратовулкан существенно пирокластический
Дикий Гребень	Q_4	6×12			45	18(24)	Сложный эффузивно-экструзивный хребет
Явинский (705,5)	$Q_1 - Q_2^1$	8×10	700	1/14	70	20	Шитообразный
Ильинский***	$Q_3^4 - Q_4^4$	8×8	1300	1/6	60	26(37)	Сложный конусовидный стратовулкан
Желтовский***	$Q_4^3 - Q_4^4$	10×10	1660	1/6	85	45(50)	Конусовидный стратовулкан
Призрак	$Q_2 - Q_4$	9×9	200	1/45	68	10	Кальдерный стратовулкан
Кошегочек (1175)*	$N_2^3 - Q_1$	9×16	900	1/13	140	50	Шитообразный
Средний Кошегочек* 559,8	Q_1 Q_3^3	5,5×6 4×4	550 230	1/11 1/17	29 12	6 1	То же Шитовой
Левый Кошегочек (987)*	$N_2^3 - Q_1$	10×13	700	1/10	58	15	Шитообразный
Беленькая (892,1)	Q_4^1	4,5×5,5	700	1/7	21	5	Конусовидный базальтовый вулкан
Кужетен (925)*	Q_2	6×6	600	1/10	55	12	Шитообразный
Ксудач***	$Q_2 - Q_4^4$	20×20	600	1/30	328	100(110)	Сложный кальдерный стратовулкан
Восточная Ходутка*	$N_2^3 - Q_1$	8×10	600	1/16	90	20	Шитообразный
Западная Ходутка*	$Q_1 - Q_2$	6×9,5	600	1/12	56	15	То же
Желтый (792)	Q_3	5,5×6	610	1/9	28	6	Конусовидный существенно лавовый вулкан
Северный (562,9)	Q_4^1	4,5×5,5	300	1/16	20	2	Шитовой
Кузанет (968) 739,8	$N_2^3 - Q_1$ Q_1	14×9 4×8	700 500	1/16 1/12	118 30	30 5	Шитообразный То же
Иголки (707,4)	Q_1	11×15	700	1/17	113	30	"
Большие Иголки (765)	Q_2	5,5×9	700	1/11	44	15	"
Скалистый (1005)	$N_2^3 - Q_1$	7×12	800	1/13	92	30	"
Плоский (649)	Q_3^3	2,5×2,5	290	1/8	6	1	Конусовидный базальтовый вулкан
Ходутка (2090)	Q_4	8×10	1750	1/5	90	55	Сложный конусовидный стратовулкан

Таблица 1 (окончание)

Название вулкана и (или) его абсолютная отметка	Возраст	Диаметр основания D, км	Относительная высота H, м	Отношение Н/Д	Площадь, км ²	Объем, км ³	Тип постройки
Медвежий*	Q ₃ ³	4×2,5	400	1/8	10	2	Конусовидный базальтовый вулкан
Ольховый (636)	Q ₄ ¹	5×5	350	1/14	25	3	Шитовой
Хетик* (915)	Q ₁ ¹ -Q ₂	10×10	500	1/20	86	15	Шитообразный
Оставец (719)	Q ₄ ¹	5,5×6,5	350	1/17	32	4	Шитовой
Безымянный	Q ₃ ³	2,5×2,5	210	1/12	5	1	Конусовидный базальтовый вулкан
Круглый* (984)	Q ₁	7×10	600	1/14	61	12	Шитообразный
Перевальный*	Q ₃ ¹ -Q ₃ ²	6×2,5	320	1/12	14	2	Шитовой
Пиратковский Пик	Q ₂ -Q ₄	6×6	600	1/10	30	6	Кальдерный стратовулкан
1012,2	Q ₂	7×6	500	1/13	33	6	То же
Голая (858)	Q ₄ ¹	6×6	500	1/12	28	5	Конусовидный базальтовый вулкан
739	Q ₄ ²	5×5	450	1/11	30	5	Шитовой
582	Q ₄ ¹	4,5×4,5	260	1/17	17	2	То же
542	Q ₃ ³	5×2,5	200	1/20	11	1	"
Отдельный (791)	Q ₄ ¹	7×7	480	1/15	38	6	"
Саван (911)	N ₂ ³ -Q ₁	10,5×12	600	1/18	120	25	Шитообразный
470	Q ₃ ³	2,5×3,5	180	1/16	8	1	Шитовой
Тулдровый*	Q ₄ ¹	5×4	300	1/13	18	2	То же
Камень (866)	Q ₃ ³	4,5×6	500	1/10	27	5	Конусовидный базальтовый вулкан
Асача-Желтый	Q ₁ ³ -Q ₄	15×22	1300	1/14	270	120	Сложный вулканический массив
750	Q ₄ ¹	3×3	300	1/10	11	2	Шитовой
Плоский (877)	Q ₁	7×7,5	500	1/15	41	10	Шитообразный
806,7	Q ₃ ³	2×3	300	1/8	5	1	Конусовидный базальтовый вулкан
Малая Ипелька	Q ₂ -Q ₃ ¹	6×7	310	1/20	28	3	Сложный вулканический массив
Большая Ипелька	Q ₁	32×40	900	1/41	1150	350-400	Шитообразный
Удочка (891)	Q ₂	7×5,5	500	1/12	30	5	То же
Опала***	Q ₂ -Q ₄ ⁴				500	200(250)	Сложный кальдерный стратовулкан
Высокий (1234,7)	Q ₄ ¹	6×4	670	1/7	17	4	Конусовидный базальтовый стратовулкан
Мутновский***	Q ₂ -Q ₄ ⁴	17×18	1400	1/13	210	100	Сложный вулканический массив
Горельный***	Q ₂ -Q ₄ ⁴	25×27	700		500	150-180	Сложный кальдерный стратовулкан
1082,3	Q ₄ ¹	3,5×4,5	400	1/10	10	2	Конусовидный базальтовый вулкан
Толмачева	Q ₃ ²	6×6	760	1/8	33	10	То же
Утес (1118)	Q ₃	4×4	470	1/18	12	2	"
Вилочинский	Q ₄ ³ -Q ₄ ⁴	7,5×8	1700	1/4	55	35	Конусовидный стратовулкан

* Название вулкана дано авторами, цифрами обозначена абсолютная высота вулкана;

** вулканическая постройка переходного, позднеплиоцен-нижнечетвертичного возраста (N₂³-Q₁), отличается по своему строению от существенно лавового шитообразного вулкана заведомо четвертичного времени - в нижней и средней частях разреза преобладают туфо-пирокластические образования;

*** в скобках дан объем вулкана с учетом большого объема кислой пирокластики.

го возраста или иными методами. Необходимо подчеркнуть также, что картирование четвертичных эффузивов немыслимо без широкого и всестороннего применения дешифрирования аэрофотоснимков. Однако успех и эффективность этой методики зависят прежде всего от тщательности отработки основных дешифровочных признаков в полевых условиях; наилучшие результаты достигнуты при изучении верхнеплейстоцен-голоценовых вулканитов.

Петрографо-петрохимический метод расчленения и корреляции вулканогенных толщ основывается прежде всего на цикличности вулканических процессов, различии типов вулканической деятельности, а также различии или однотипности вещественного состава вулканогенных образований. Литолого-фациальный анализ развитых в районе вулканогенных толщ, в сочетании с анализом петрографо-петрохимических особенностей позволяет выделять основные типы разрезов.

Для получения дополнительных сведений о возрасте и стратиграфическом положении вулканогенных образований авторы использовали в небольшом объеме палеомагнитный метод. Он является наиболее эффективным при применении его в достаточно обширном районе и для значительных отрезков времени. В своих стратиграфических построениях авторы использовали также немногочисленные определения абсолютного возраста миоценовых, плиоценовых и четвертичных вулканов, выполненные в лабораториях ВСЕГЕИ В.К. Левским и ГИНа АН СССР Л.Д. Сулержицким. В ближайшем будущем этот метод, несомненно, станет ведущим, особенно при детальном изучении вулканических аппаратов.

На основании применения названного комплекса методов с разной степенью достоверности выделены вулканы нижнеплейстоценового, среднеплейстоценового, верхнеплейстоценового и голоценового возраста. Длительность четвертичного цикла оценивается нами в интервале 1,5-1,6 млн. лет.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВУЛКАНОВ

Вопросы типизации вулканов Камчатки слабо освещены в литературе. Ранее нами были выделены основные типы четвертичных вулканов Срединного хребта, а также охарактеризованы основные группы вулканов Южной Камчатки (Кожемяка, 1965; Кожемяка, Огородов, 1973). Ниже кратко рассмотрены особенности миоценовых и плиоценовых вулканических образований, а затем дана более подробная характеристика основных морфогенетических типов четвертичных вулканов.

Наибольшие масштабы вулканизма характерны для миоценового цикла, когда вдоль восточной части территории Южной Камчатки формировалась крупная вулканическая дуга. По сугубо ориентировочным расчетам площадь миоценовых вулканических образований оценивается нами в 10 000-15 000 км², а объем изверженного материала 10 000-15 000 км³. Все вулканические постройки этого времени полностью разрушены, а отдельные центры вулканизма можно реконструировать лишь с помощью детального геологического картирования. На основании фациального анализа миоценовых вулканитов можно сделать заключение, что постройки вулканов в морфогенетическом отношении сравнительно однообразны и были представлены в основном крупными и средними по размерам существенно лавовыми или лаво-пирокластическими стратовулканами высотой от 0,8 до 1,5-2,0 км, значительная часть разреза которых формировалась в подводных условиях.

Плиоценовый вулканический цикл проявился после продолжительного перерыва, в течение которого миоценовые постройки были почти полностью разрушены. Максимальная интенсивность вулканизма отмечается в верхнем плиоцене. В это время было сформировано большинство плиоценовых вулканов, которые представлены весьма однообразными по морфологии существенно пирокластическими стратовулканами. В плиоцене напряженность вулканических процессов уменьшилась, что выразилось в формировании менее крупных вулканических

аппаратов. Геологический эффект плиоценового вулканизма ($S = \sim 4000 \text{ км}^2$, $V = \sim 1500 \text{ км}^3$) в несколько раз меньше по сравнению с миоценовым циклом и, вероятно, уступает также и четвертичному циклу; по площади — примерно в два раза, а по объему изверженного материала — в 1,5 раза или несколько меньше. Многие плиоценовые вулканы завершили свою деятельность в конце позднего плиоцена. Часть из них продолжала свою активность в начале раннего плейстоцена, однако в это время существенно эксплозивный характер вулканизма повсеместно сменился преимущественно эффузивным. Большинство плиоценовых центров вулканизма, несмотря на сильную разрушенность, уверенно выделяются при картировании и дешифрировании аэрофотоснимков.

В настоящее время достаточно обоснованно можно выделить 25 центров плиоценового вулканизма (рис. 10). Плиоценовые постройки образуют два эшелонированных ряда вулканов — восточный и западный, которые вплотную сближаются на юге вулканической зоны (в Паужетском вулканическом районе) и у северных границ Южной Камчатки. Они смещены к западу от миоценовых центров вулканизма. Размеры их от 7–8 до 20–25 км в поперечнике, лишь некоторые из них имели диаметр основания до 30 км. Объем изверженного материала колеблется в широких пределах от 10–15 до 100–150 км³.

Ниже перечислены основные центры плиоценового вулканизма, которые, по нашему мнению, завершили свое развитие до начала раннего плейстоцена. На крайнем юге зоны уверенно выделяются две сросшиеся вулканические постройки верхнего плиоцена — вулканы Высокий (742 м) и 648 м. Севернее, в Паужетском вулканическом районе, представлены по меньшей мере шесть центров плиоценового вулканизма, которые развиты по обрамлению Паужетской депрессии: вулканы 1110, 1530 м в районе вулканов Камбального и Кошелевского и два сросшихся вулканических массива с вероятными центрами в районе гор 1102 м и Ключевской. Четыре плиоценовые постройки образуют восточное крыло Гольгинской субкольцевой структуры — вулканы с отметкой 1207 и 1022 м в верховье р. Левого Унканович, 1106 м в верховье р. Рыбной и вулкан Гольгинский — 1058 м. Крупные центры плиоценового вулканизма выделены в бассейне р. Вуюю — 833 м, в районе гор Скалистой — 1005 м и Саван — 911 м. Последние два центра, возможно, завершили свое развитие в начале раннего плейстоцена. Не менее двух центров плиоценового вулканизма можно выделить в районе современного Толмачева дола. Отдельные плиоценовые постройки реконструируются и у северных границ зоны (в бассейнах рек Средней Карымчины, Балаганчик и в районе гор Шеменоган и Шалочки).

Восточный ряд плиоценовых центров на севере зоны представлен двумя сросшимися вулканическими массивами в районе четвертичных построек Горелого и Мутновского. Южнее выделяются два плиоценовых вулкана с центрами в районе горы Острой (966 м) и в междуречье Ходутки и Асачи. Большой центр плиоценового вулканизма восстанавливается в Ходуткинской кольцевой структуре. И, наконец, две плиоценовые постройки выявлены в междуречье Левого Желтого и Вестник — горы Оленья (852 м) и Пемзювая.

В Южно-Камчатской вулканической зоне имеется немногочисленная группа вулканов относительно лучшей сохранности, которые заложены в верхнем плиоцене, но активно продолжали свою деятельность и в раннем плейстоцене ($N_2^3 - Q_1^1$). В числе их следует назвать вулканы Туманный (711 м), Кошегочек (1175,6 м), Левый Кошегочек (987 м), Кузанек (968 м), Скалистый (1005 м), Саван (911 м) и Восточная Ходутка (921 м).

Четвертичные вулканы чрезвычайно разнообразны по типам построек, что отражает резко возросшую сложность вулканических процессов (рис. 10). Нами выделены семь основных групп построек, которые различаются по морфологии, характеру и длительности вулканических процессов. Первая группа представлена мелкими и средними по размерам щитообразными существенно лавовыми дифференцированными вулканами, похожими на таковые Средне-Камчатской вулканической зоны, но в основном меньшего размера (Огородов, Кожемяка и др., 1972). Диаметр их основания 6–12, редко 20–40 км, относительная высота 500–1000 м, площадь отдельных построек от 25–30 до 100–

130 км², а объем изверженного материала от 8–10 до 40–50 км³. Общая площадь ниже-среднеплейстоценовых щитообразных вулканов около 2500 км², а объем их изверженного материала (с учетом сильно разрушенных построек) оценивается в 800–1000 км³. Среди вулканов этой группы особое место занимает крупнейший вулкан Большая Ипелька ($S = 1150 \text{ км}^2$, $V = 350\text{--}400 \text{ км}^3$), на долю которого приходится около 40% площади и объема изверженного материала. Большинство щитообразных вулканов сформировалось в нижнем плейстоцене. Для них характерны однообразие и большая продолжительность вулканической деятельности (от нескольких десятков до нескольких сотен тысяч лет). Преобладает основной вулканизм, кислый проявлен незначительно, в основном в виде дифференциатов. Щитообразные вулканы развиты как в западной, так и в восточной подзонах (см. рис. 10). На западном обрамлении Паужетской структуры расположены вулканы Дед и Баба, Третья Речка, Явинский. Севернее развиты вулканы Средний Кошегочек, 739,8 м, Иголки (707 м), Большие Иголки (765 м), Хетик (915 м) и Плоский (877 м). У северный границ зоны расположен один из самых крупных вулканов Камчатки – Большая Ипелька. В Восточной подзоне по обрамлению Ходуткинской кольцевой структуры формировались вулканы Круглый (984 м), Западная Ходутка и несколько мелких. Щитовые вулканы нижнеплейстоценового возраста выявлены в районе вулканов Ксудач и, вероятно, Желтовского и Кошелевского. Сейчас они сильно разрушены, сохранились лишь отдельные платообразные останцы этих вулканов.

Вторая группа построек представлена долгоживущими сложнопостроенными вулканическими массивами и вулканическими хребтами ниже-среднеплейстоценового возраста – вулканами Кошелевский, Асача – Желтая, Мутновский. Они развивались почти непрерывно в течение всего четвертичного цикла, а вулканы Мутновский и Кошелевский и сейчас находятся в стадии активной фумарольной деятельности. Диаметр вулканических образований 15–20 км, относительные высоты 1000–1500 м, площадь 180–470 км², а объем продуктов извержений отдельных массивов от 60 до 120–150 км³. Общая их площадь около 1000 км², а объем изверженного за четвертичное время материала примерно 300 км³, что составляет 13% от всей массы четвертичных вулкаников. Названные постройки унаследовали крупные центры плиоценового вулканизма, продолжительность жизни этих сложных центров вулканизма значительно больше длительности четвертичного цикла. Здесь мы учитывали их геологический эффект только в плейстоцене и голоцене. Для них характерны: линейно-групповое расположение отдельных построек или наложение одних построек на другие; большая продолжительность вулканической деятельности, по крайней мере, со среднего плейстоцена и до голоцена включительно; высокая степень дифференцированности продуктов извержений и многократные повторения изменений состава от базальтов до дацитов; крупные поля измененных пород, связанных с интенсивной древней газо-гидротермальной деятельностью, и, наконец, наличие современной гидротермальной деятельности.

К третьей группе построек отнесены крупные кальдерные вулканы среднеплейстоцен-голоценового возраста: Опала, Горелый, Ксудач, Призрак. В морфогенетическом отношении они представляют собой сложные (составные) стратовулканы с потоками кислой пироклаستيку. Диаметр основания 25–30 км, площадь 330–500 км², а объем изверженного материала с учетом кислой пироклаستيку от 110–120 до 200 км³. Размеры кальдер от 8–9 до 15–20 км в поперечнике. Общая площадь 1400–1500 км², а объем изверженного материала 500–550 км³ или несколько более 20% от всего объема четвертичных вулкаников. Эта группа вулканов по общему объему изверженного материала занимает одно из ведущих мест в четвертичном цикле и уступает лишь ниже-среднеплейстоценовым щитообразным вулканам. В середине верхнего плейстоцена и в голоцене в этих центрах отмечаются две сильные вспышки кислого вулканизма. Для кальдерных вулканов характерны повышенная интенсивность и большая длительность вулканической деятельности, которая измеряется несколькими сотнями тысяч лет.

Четвертая группа представлена простыми по строению конусовидными существенно лавовыми базальтовыми вулканами верхнеплейстоценового и голоценового возраста (вулкан Беленький - 892,1; Желтый - 792 м; Камень - 866,2 м; Голая - 858 м; Высокий - 1234,1; Толмачева - 1415,1 м; 1082,3; Утес - 1118,6 м и ряд более мелких). Основная масса вулканов сформирована в период между двумя стадиями верхнеплейстоценового оледенения относительно вязкими базальтовыми лавами. Диаметр этих построек 4-6 км или меньше, площадь от 10-15 до 30-33 км², а объем изверженного материала от 2-3 до 5-10 км³. Общая площадь конусовидных базальтовых вулканов 230-250 км², а объем изверженного материала 50 км³.

В пятую группу включены немногочисленные мелкие щитовые вулканы, формировавшиеся в конце верхнего плейстоцена и в основном в голоцене. В отличие от Срединного вулканического пояса, щитовые вулканы Южной Камчатки занимают скромное место среди других типов вулканов - общая площадь 250-300 км², объем изверженного материала примерно 35 км³. Размеры построек невелики - от 2-4 до 5-6 км в диаметре, относительная высота 200-450 м, площадь отдельных образований от 7-10 до 30-35 км², объем изверженного от 2-3 до 5-6 км³.

Шестая группа представлена крупными конусовидными стратовулканами относительно простого строения, которые заложились в конце позднего плейстоцена и формировались в течение всего голоцена (вулканы Вилочинский, Ходутка, Желтовский, Ильинский, Камбальный). Характерна их структурная приуроченность к сочленению межвулканической впадины центральной части Южно-Камчатской вулканической зоны и поднятий Берегового хребта. Диаметры отдельных построек от 7-8 до 12 км, относительные высоты 1300-1750 м, площадь 55-90 км², а объем изверженного материала от 30-35 до 55 км³ (с учетом кислой пироклаستيки). Общая площадь 480-500 км², объем изверженного материала 225 км³ или около 10% от всей массы вулкаников четвертичного цикла. В пределах этих центров в раннеголоценовое время (Q₄²) наблюдается крупная вспышка кислого эксплозивного вулканизма, особенно интенсивно проявившаяся на вулканах Ильинском и Желтовском, в средней части которых образовались вершинные кальдеры диаметром 4-6 км.

К седьмой группе отнесены многочисленные (более 600) шлаковые и лавовые конусы ареального типа, возраст которых преимущественно голоценовый. Они расположены в центральной части вулканической зоны. Общая протяженность зоны интенсивных базальтовых излияний около 100 км. Их отличительные особенности: моногенный характер и весьма непродолжительная вулканическая деятельность; небольшие размеры построек - от первых десятков метров до 1 км в поперечнике; исключительно однородный состав изверженного

Рис. 10. Морфогенетические типы вулканов Южной Камчатки. Составил Н.Н. Кожемяка, 1977

1 - кратеры действующих вулканов; 2 - шлаковые и лавовые конусы ареального типа (Q₃³ - Q₄); 3 - лавовые поля зоны ареального вулканизма (Q₃³ - Q₄); 4 - щитовые вулканы (Q₃ - Q₄); 5 - конусовидные существенно лавовые вулканы (Q₃ - Q₄); 6 - крупные конусовидные стратовулканы (Q₃⁴ - Q₄); 7 - эффузивно-экструзивное образование Дикий Гребень (Q₄); 8 - сложные кальдерные стратовулканы (долгоживущие) (Q₂ - Q₄); 9 - щитообразные существенно лавовые дифференцированные вулканы (Q₁ - Q₂); 10 - сложные долгоживущие вулканические массивы и вулканические хребты (Q₁ - Q₄); 11 - реконструированные центры плиоценового вулканизма (стратовулканы) (N₂³); 12 - Паужетская вулcano-тектоническая депрессия (N₂³ - Q₁); 13 - долгоживущие кольцевые вулcano-тектонические структуры (N₁³ - Q₄; N₂ - Q₄); 14 - тектонические нарушения: а) - установленные; б) - предполагаемые; 15 - 1-64 - порядковые номера четвертичных вулканов, из названия см. в табл. 1

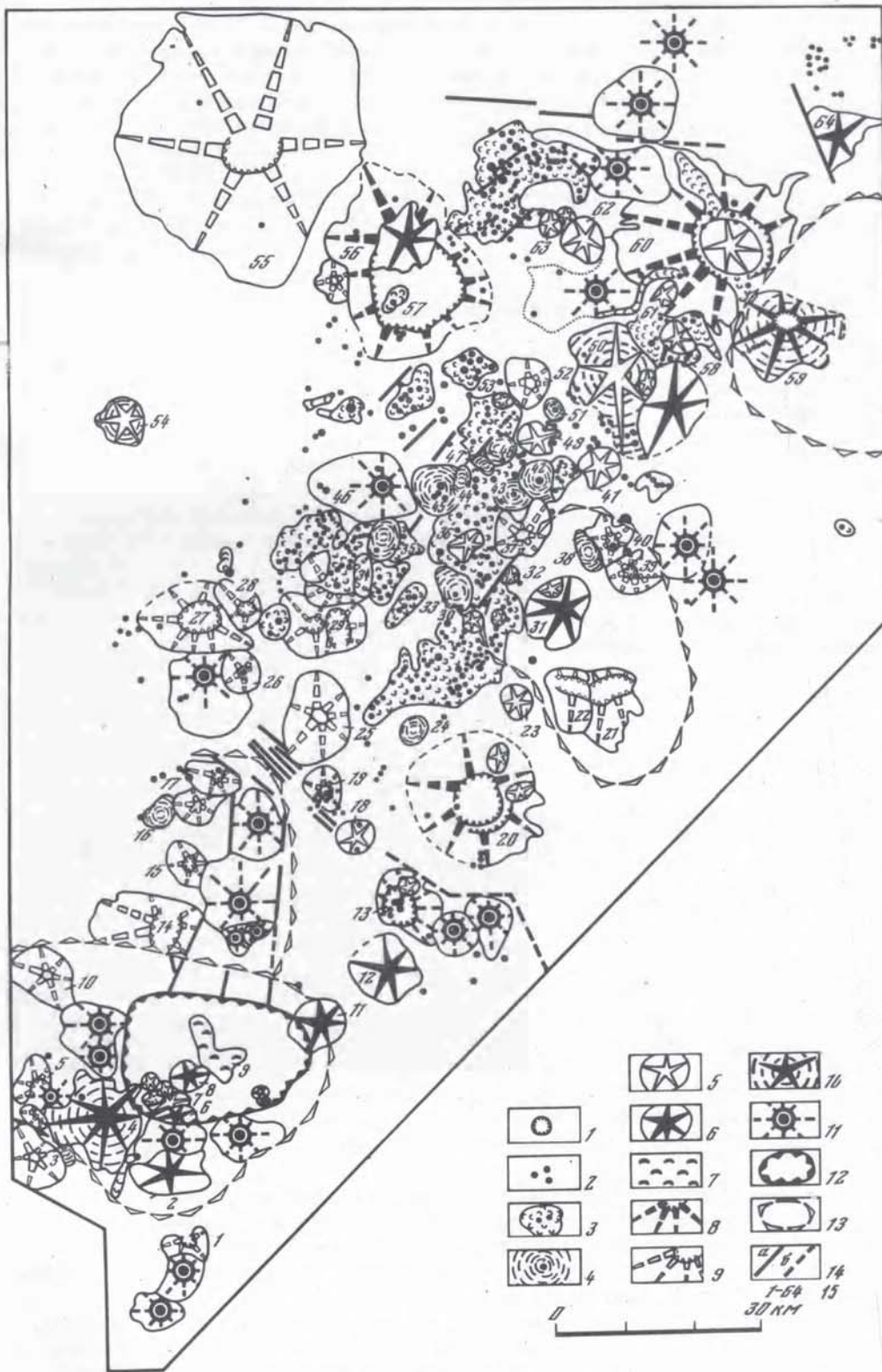


Таблица 2

Основные морфогенетические типы четвертичных вулканов Южной Камчатки

Типы построек	Возраст	Площадь, км ²	Общий объем, км ³	Объем по отношению ко всей массе вулканитов, %	Количество построек
Шлаковые и лавовые конусы ареального типа с лавовыми потоками или без них	Q ₃ ³ - Q ₄ ⁴	1200	150	6,5	600-700
Крупные конусовидные стратовулканы	Q ₃ ⁴ - Q ₄ ⁴	480-500	225	10	6
Щитовые вулканы	Q ₃ ³ - Q ₄	250-300	35	1,5	14
Конусовидные базальтовые существенно лавовые вулканы	Q ₃ ³ - Q ₄	250	50	2	20
Сложные долгоживущие кальдерные стратовулканы	Q ₂ - Q ₄	1400-1500	500-550	20	4
Сложные долгоживущие вулканические массивы (вулканические хребты)	Q ₁ - Q ₄	600	300	13	5
Щитообразные существенно лавовые дифференцированные вулканы	Q ₁ - Q ₂	2500	800-1000	40	16

материала, который представлен базальтами; большая плотность центров извержений и их линейно групповое расположение; приуроченность к новейшим разрывным нарушениям. Относительные высоты колеблются от нескольких десятков метров до 150-200 м. Многочисленные шлаковые и лавовые конусы возникли в результате мощной вспышки базальтового вулканизма в конце верхнего плейстоцена и в голоцене. Площадь ареальных образований 1200 км², объем изверженного материала - 150 км³; из этого объема - 100 км³ приходится на голоцен. Подробнее об ареальном вулканизме будет сказано в отдельном разделе.

Выделенные морфогенетические типы вулканических образований не исчерпывают всего многообразия форм построек. Для многих из них имеются переходные формы. В отличие от Среднего вулканического пояса Камчатки, где четко выделяются два этапа четвертичного вулканизма с резким господством одного типа построек (щитообразные дифференцированные вулканы в первом и щитовые вулканы, близкие к исландскому типу, во втором), в Южно-Камчатской зоне наблюдается более сложное сочетание различных типов построек (табл. 2).

В течение всего четвертичного цикла развиваются долгоживущие вулканические центры повышенной эндогенной активности (сложные вулканические массивы и кальдерные вулканы), а также еще более сложные по генезису вулкано-тектонические структуры кольцевого и субкольцевого типа (Паужетская, Гольгинская, Ходуткинская).

Итак, в сравнении с миоценовым и плиоценовым циклами вулканизма четвертичный цикл характеризуется значительно возросшей сложностью вулканических процессов, что нашло свое отражение в большом разнообразии типов вулканических образований. Основной облик вулканической зоны Южной Камчатки в четвертичное время определялся развитием многочисленных щитообразных дифференцированных вулканов, долгоживущих кальдерных стратовулка-

нов и сложных по строению вулканических массивов. На эти три типа построек приходится около 50% площади и более 70% объема всей массы четвертичных вулканитов. Если же учесть то обстоятельство, что отдельные долгоживущие вулканы и вулканотектонические структуры развивались почти непрерывно с плиоценового времени, можно сделать заключение, что последние являются наиболее важным звеном в системе вулканической зоны, свидетельствуя о чрезвычайно высокой напряженности и сложности геодинамических условий Южной Камчатки. Подробнее роль долгоживущих вулканических центров в выносе вещества и формировании структуры Южной Камчатки будет рассмотрена отдельно.

АРЕАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

В верхнеплейстоценовое и голоценовое время среди камчатских эффузивов существенную роль играли базальты, которые в целом преобладают над кислыми продуктами. Одной из форм проявления базальтового вулканизма является ареальный вулканизм. Он развивался по всей Камчатке одновременно, несмотря на различное структурное положение зон. Поскольку базальты ареального вулканизма в наибольшей степени отражают состав родоначальной магмы, претерпевая в процессе подъема минимальные изменения (Важеевская, 1966), изучение их в различных вулканических зонах Камчатки приобретает особый интерес.

Наибольшие площади его развития находятся в Срединном хребте, где ареальный вулканизм проявляется самостоятельно или в ассоциации с крупными вулканами (Важеевская, Огородов, 1964). Центральная Камчатская депрессия также является местом интенсивного развития ареального вулканизма (Ермаков, Важеевская, 1973). В Восточной зоне Камчатки в совершенно других геолого-структурных условиях ареальный вулканизм развит незначительно в виде отдельных шлаковых конусов. В целом таких конусов немного, объем излившегося материала намного меньше, чем в других вулканических зонах.

Ареальный вулканизм Южно-Камчатской зоны по своей интенсивности сопоставим с зоной Срединного хребта и охватывает территорию от широты долины рек Паратунки и Карымчины на севере до мыса Лопатка на юге. Максимальное его развитие приурочено к центральной части зоны, где он располагается полосой, вытянутой в северо-восточном направлении. Как уже отмечалось, общая площадь, занимаемая ареальными вулканами, составляет около 1200 км², а объем изверженного материала – 150 м³. Ширина зоны колеблется от 30 до 45 км, длина 120–150 км. С востока зона ареального вулканизма ограничивается крупными стратовулканами, нередко с кальдерами верхнеплейстоцен-голоценового возраста, такими как Вилочинский, Горелый, Ходутка, Ксудач, Желтовский, Ильинский. На западе границей ареального вулканизма служат крупные щитообразные вулканы западной подзоны нижне-среднеплейстоценового возраста (Большая Ипелька, Саван, Скалистый, Большие Иголки, Иголки, Кузанек). На юге зона максимального развития ареального вулканизма обрывается по линии р. Вестник – Гольгинские горячие ключи. Южнее встречаются лишь отдельные небольшие шлаковые конусы. Граница ареального вулканизма на севере совпадает с окончанием Южно-Камчатской вулканической зоны. Три района имеют максимальную плотность развития шлаковых конусов: район Толмачева дола, бассейн р. Ходутки, район горы Саван. В районе вулкана Вилочинского на севере и вулканов Ильинского и Желтовского на юге шлаковые конусы образуют менее значительные скопления (см. рис. 9).

В окрестностях вулкана Вилочинского ареальный вулканизм представлен почти исключительно шлаковыми конусами без лавовых потоков или с лавовыми потоками незначительного объема. Наблюдается приуроченность шлаковых конусов к приподнятым блокам миоцен-плиоценового возраста и связь с разрывными нарушениями северо-западного направления. Отличительными особенностями

ми ареального вулканизма здесь являются небольшие объемы излившегося материала и незначительные размеры построек (высотой до 50 м).

Район Толмачева дола характеризуется интенсивным развитием молодых ареальных базальтов. Размеры шлаковых конусов обычно крупные, до 1 км в диаметре и высотой от 100 до 300 м. Преобладает молодой (позднеголоценовый – современный) возраст образований, характерны исключительная свежесть потоков и прекрасная сохранность построек. Более древние конусы развиты незначительно, тяготея к кальдере вулкана Опала и к р. Средняя Опала, т.е. к южной части района. Ареальный вулканизм Толмачева дола начинался с лавовых излияний, которыми был сформирован лавовый пьедестал. Закончилась вулканическая деятельность формированием шлаковых построек. Особенностью района являются многократные извержения, приуроченные к определенной трещине, вследствие чего образовались цепочки, состоящие из 3–4 (иногда до 7) разновозрастных конусов. Фундаментом для лавовых полей и шлаковых конусов служат относительно опущенные плиоценовые блоки. Наряду со шлаковыми конусами преимущественно в южной части Толмачева дола встречаются отдельные шитовые вулканы верхнеплейстоценового возраста.

Наиболее крупным районом развития молодых базальтов является Ходуткинский, ограниченный р. Ходуткой на востоке и р. Саван на западе. Цепочки шлаковых конусов, как и весь район в целом, имеют северо-восточную ориентировку. Длина их достигает в исключительных случаях 25 км, но более распространены цепочки длиной до 10–15 км, сформированные 5–6 (иногда до 10–15) шлаковыми конусами. Помимо шлаковых конусов здесь широко представлены верхнеплейстоцен-голоценовые шитовые вулканы, близкие к исландскому типу. Возраст ареального вулканизма растянут во времени от конца верхнего плейстоцена до позднего голоцена, но преобладают в отличие от остальных районов юга относительно более древние образования (позднеплейстоценовые и среднеголоценовые). Размеры шлаковых конусов, так же как и на Толмачевом долу, крупные, диаметром до 2 км и высотой до 400 м. Характерны обширные лавовые пьедесталы изометрической формы.

Район горы Саван тесно примыкает к Ходуткинскому и является его широким продолжением. Размеры построек здесь несколько меньше – 50–150 м высотой, диаметр – 500 м. Развиты преимущественно шлаковые конусы с лавовыми потоками. Преобладающий возраст – среднеголоценовый и позднеголоценовый (Q_4^2 – Q_4^3).

Самая южная часть Камчатки, как уже отмечалось, бедна проявлениями ареального вулканизма. Отдельные шлаковые конусы приурочены к кальдере Призрак, району вулканов Ильинского и Желтовского и к южному сектору Курильского озера. Единичные шлаковые конусы встречаются вплоть до мыса Лопатка. Для них характерен раннеголоценовый возраст, постройки преимущественно шлаковые без потоков или с незначительными лавовыми потоками.

По своему составу продукты ареального вулканизма Южной зоны представляют собой базальты, по количеству вкрапленников от порфировых до субафировых (5–15%). По минеральному составу они сходны с высокоглиноземистыми базальтами других ареальных зон. Среди них можно выделить три разновидности: во вкрапленниках только оливин; во вкрапленниках оливин и плагиоклаз или же оливин, плагиоклаз и пироксен. Разности различаются наличием или отсутствием пироксена и плагиоклаза и во всем остальном сходны. В пределах каждой разновидности, кроме того, наблюдаются колебания в количестве плагиоклаза и пироксена.

Таким образом, Южная зона в верхнечетвертичное и современное время явилась участком мощного проявления ареального вулканизма. Особенностью его является тесная ассоциация с кислым вулканизмом. Одновременно на одной и той же территории наблюдаются базальтовый ареальный вулканизм и выбросы кислых пемз и игнимбритов, которые в отдельных случаях перекрывают молодые базальтовые потоки. В кратерах встречено большое количество

обломков липаритов, вынесенных, по-видимому, из глубин вместе со шлаками базальтов. Все это свидетельствует об одновременности основного и кислого вулканизма на юге Камчатки. По-видимому, мы сталкиваемся здесь со случаем проявления разноэтажного вулканизма. Подобные примеры неоднократно описываются в литературе для других вулканических областей. Высокая плотность вулканических центров, а также огромные размеры шлаковых конусов высотой до 250–300 м, расположенных на обширных лавовых пьедесталах, местами сливающихся и образующих лавовый дол, позволяют говорить о повышенной интенсивности ареального вулканизма в центральной части Южной Камчатки, превосходящей на отдельных участках зону Срединного хребта. Разнообразие форм проявления ареального вулканизма во многом зависит от масштаба его проявления, поэтому наибольшее количество различных форм мы встречаем в Южно-Камчатской зоне и Срединном хребте, т.е. на участках максимальной интенсивности. Для всех зон характерно наличие шлаковых конусов с лавовыми потоками или без них, но в Срединном хребте и Южно-Камчатской зоне развиты, кроме того, и лавовые конусы и отдельные самостоятельные лавовые потоки, а также трещинные излияния, сформировавшие лавовые покровы. Наличие обширного лавового пьедестала роднит ареальный вулканизм Южной Камчатки также с Толбачинским долом.

В пространственном размещении ареального вулканизма Южной Камчатки напрашивается аналогия с Камчатской депрессией и центральной частью Срединного хребта. Как в том, так и в другом случае ареальный вулканизм приурочен к относительно пониженным участкам, обрамленным вулканическими цепями, и являющимися зонами растяжения. Очевидно, что именно в условиях таких зон растяжения существовала возможность для подъема из верхней мантии больших объемов базальтов, наиболее близких к родоначальному составу. В условиях же горных цепей, какими, например, является Восточный вулканический пояс, ареальный вулканизм является лишь отголоском мощных его проявлений в центральных зонах. В этом смысле существует аналогия между Восточной вулканической зоной и Восточным рядом вулканов на юге Камчатки. Граница ареального вулканизма Южной Камчатки на западе сходна с западной границей ареального вулканизма в Срединном хребте, т.е. менее резкая, с заливами. Отдельные группы шлаковых конусов встречаются в районе Гольгинских гор и вулкана Иголки.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ОСНОВНОГО И КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА И ВОПРОСЫ ИХ СООТНОШЕНИЯ

В последние годы нами получены новые материалы по вулканам Южной Камчатки, которые позволяют уточнить как общие объемы четвертичных основных и кислых вулканических пород, так и их распределение в отдельные геологические эпохи. На данной стадии исследований мы еще не можем достаточно надежно оценить объемы и соотношения всех типов пород по зоне в целом, поэтому рассматривается геологический эффект по двум группам пород: базальты, андезиты-базальты, андезиты; андезиты-дациты, дациты, липариты. Нами учтены площади и объемы изверженного материала всех выраженных в рельефе четвертичных вулканических образований. Отдельные, сильно разобшенные лавовые плато также учитывались во всех случаях, когда удавалось реконструировать крупные шитообразные постройки заведомо раннеплейстоценового времени. Участки лавовых плато плиоценового и неясного возраста нами не учитывались. Несколько менее полно учтены объемы вулканических пород крупных кальдерных вулканов, постройки которых сильно разрушены, а также древних пирокластических образований. Естественно, что наиболее надежно учтен изверженный материал базальтовых вулканов и пемзо-пирокластических полей позднеплейстоценового и голоценового времени. Изверженный материал, который был вынесен за пределы вулканической зоны, нами учтен частично. И все же, принимая во внимание преобладание лавовых излияний в четвертичном цикле вулка-

низма, мы считаем, что масса неучтенного материала невелика и не превышает 15–20%*.

Ниже, в табл. 3 приведены цифры масштабов новейшего вулканического цикла, которые свидетельствуют о большой интенсивности вулканической деятельности в четвертичное время. По нашим расчетам, общий объем позднеплиоцен–четвертичных вулканитов превышает объем вулканитов плиоценового цикла по площади по крайней мере в два раза, а по общей массе изверженного материала примерно в полтора раза. Основной вулканизм в целом по зоне резко преобладает в четвертичное время, ему принадлежит решающая роль в морфо-генезе. Площадь вулканических образований основного и среднего состава более 7500 км², а объем изверженного материала оценивается в 2100 км³, что составляет 82–85% всей массы четвертичных вулканитов. Среди пород четвертичного цикла наиболее широко распространены базальты и андезитобазальты. Аналогичная особенность вулканизма отмечена В.Н. Шиловым (1975) для Сахалина и Курильских островов. Из таблицы видно, что основной вулканизм преобладает не только по зоне в целом, но и в отдельные геологические эпохи. Если принять во внимание меньшую плотность кислой пироклаستيку, можно видеть, что реальная масса основных вулканитов будет еще более значительной. Приведенное выше соотношение основных и кислых вулканитов по зоне в целом хорошо подтверждается и на примере отдельных долгоживущих вулканотектонических структур. Детальные подсчеты объемов основных и кислых вулканитов Паужетской кольцевой структуры показали такое же соотношение основных и кислых пород – 85 и 15% соответственно (Кожемяка, Огородов, 1977).

Кратко остановимся на некоторых аспектах распределения изверженного материала в отдельные геологические эпохи четвертичного периода. Первая и наиболее мощная вспышка основного вулканизма отмечается в раннем плейстоцене. Общий объем изверженного материала этой эпохи составляет около 40% всей массы четвертичных вулканитов. В среднем плейстоцене интенсивность основного вулканизма существенно уменьшилась, однако общий объем вулканитов был сравнительно большим и в целом соизмерим с таковым нижнего плейстоцена, что связано с проявлением первой сильной вспышки кислого туфо–игнимбритового вулканизма. Здесь уместно подчеркнуть, что как первая, так и последующие сильные вспышки кислого вулканизма в верхнем плейстоцене и голоцене характеризовались близкими величинами объемов кислой пироклаستيку – 120–150, 150 и 100 км³ соответственно. Для верхнего плейстоцена характерно резкое увеличение доли кислых пород в общей массе изверженного материала до 40%, что является максимальной цифрой для всего четвертичного цикла. Но следует помнить о том, что в верхнем плейстоцене активность основного вулканизма была наименьшей в сравнении с другими эпохами четвертичного периода. В голоцене резко возрастает как общая интенсивность вулканизма, так и масштабы основного вулканизма. Общий объем голоценовых вулканитов составляет примерно 20% всей массы четвертичных пород. Весьма интересно, что общие масштабы голоценового вулканизма Южной Камчатки полностью совпадают с таковыми Срединно–Камчатской вулканической зоны (Огородов, Кожемяка и др., 1972).

Кислый вулканизм занимает подчиненное положение как в целом по зоне, так и в отдельные геологические эпохи, за исключением верхнеплейстоценовой. Первая крупная вспышка кислого вулканизма отмечается лишь с середины среднего плейстоцена и значительно смещена во времени по сравнению с наиболее мощной вспышкой основного вулканизма в раннем плейстоцене. Общая площадь полей четвертичных кислых вулканитов Южной Камчатки около 4000 км², а объем изверженного материала оценивается в 300–400 км³, что составляет 15–18% всей массы изверженного материала. Основная масса кислых вулканитов связана с извержениями туфо–игнимбритовых и пем-

* Подсчеты масштабов четвертичного вулканизма выполнены на основании детальных геологических схем отдельных вулканических групп и составленной геоморфологической схемы Южной Камчатки.

Таблица 3

Масштабы и интенсивность вулканизма Южной Камчатки в позднеплиоцен-четвертичное время

Время	Индекс	Всего (основные, средние и кислые породы)		Основные и средние породы		Количество изверженного материала за 1 год, км ³	Соотношение основных и кислых пород, %
		площадь, км ²	объем, км ³	площадь, км ²	объем, км ³		
Голоцен	Q ₄	3000	500-550	1400	400-450	0,05	-80 и 20
Верхний плейстоцен	Q ₃	1500	350	900	200	0,003	-60 и 40
Средний плейстоцен	Q ₂	2800	-650	2200	-530	0,002	-80 и 20
Нижний плейстоцен	Q ₁	-2500	-800	2500	-800	0,001	-97-98 и 2-3
Верхний плиоцен - нижний плейстоцен	N ₂ ³ -Q ₁	-600	-200	-600	-200	0,001	-95 и 5
Всего по зоне	N ₂ ³ -Q ₄	-11000	-2500	-7500	-2100	0,001	-82-85 и 15-18

зо-пирокластических потоков, которые сформировали обширные покровы и отдельные поля, наибольшая их мощность отмечается в районе Паужетской структуры. Подробная характеристика основных центров кислого вулканизма приводится во второй части монографии.

При анализе интенсивности вулканической деятельности, которая характеризуется количеством выносимого из глубин материала в расчете на год, видно, что в нижнем, среднем и верхнем плейстоцене изверженный материал поступал равномерно (0,001-0,003 км³/год). И лишь в голоцене, при его длительности в 10 000 лет, извергалось 0,05 км³ твердых продуктов в год, т.е. примерно в 10 раз больше, чем в остальные эпохи четвертичного периода. Таким образом, максимальная интенсивность основного и кислого вулканизма установлена в голоцене, иными словами, в голоцене было извергнуто максимальное количество материала как в расчете на год, так и в значительной мере в абсолютных цифрах. Максимально высокая интенсивность вулканизма в голоцене ранее была выявлена нами и для Срединного вулканического пояса (Кожемяка, Огородов, 1971). Для сравнения укажем, что в Срединно-Камчатской вулканической зоне в расчете на год в голоцене поступало 0,1 км³ твердых продуктов извержений. Е.К. Мархинин (1967) приводит близкую цифру (около 0,1 км³/год) для современной вулканической деятельности Курильской островной дуги. В заключение отметим следующее.

В четвертичном цикле основной вулканизм по общему объему изверженного материала резко преобладает не только по зоне в целом, но и в отдельные эпохи четвертичного периода и играет ведущую роль в выносе магматического материала и формировании морфоструктур, кислый занимает подчиненное положение среди всей массы изверженного материала (в том числе и в сложных долгоживущих вулканических центрах и вулканотектонических структурах кольцевого типа). Среди пород Южной Камчатки преобладают базальты и андезитобазальты. Аналогичная закономерность устанавливается и для других крупных вулканических зон Камчатки, Курил и Сахалина (Шилов, 1975).

Анализ интенсивности четвертичного вулканизма в различные геологические эпохи позволяет сделать заключение, что вынос изверженного материала происходил не равномерно, а импульсами - более длительные по времени периоды относительно спокойной вулканической деятельности сменяются сравнительно кратковременными, но очень сильными вспышками вулканической активности, что позволяет говорить о пульсационном характере вулканической деятельности. Для четвертичного вулканизма как будто намечается тенденция к нарастанию интенсивности и сложности вулканической деятельности с течением времени, максимум которой приходится на голоценовое время.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЭФФУЗИВОВ

До недавнего времени о петрохимических особенностях пород вулканов Южно-Камчатской зоны имелись лишь разрозненные сведения. Однако в последние годы появился ряд публикаций, посвященных этому вопросу. Так, было показано, что продукты ареального вулканизма относятся к высокоглиноземистому типу базальтов известково-щелочной серии (Важеевская, 1972). Впервые для Южной Камчатки был выделен низкокалийевый тип базальтов, а также отмечены субщелочные базальты на вулканах Явинском, Горелом и Большой Ипельке (Волынец и др., 1976). Показано, что содержание K_2O в породах

Таблица 4

Химический состав, некоторые характерные величины и их средние значения пород четвертичных

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Вулканы Большая Ипелька и Малая Ипелька										
48,56	1,51	16,43	3,34	8,19	0,19	6,39	10,30	2,96	1,69	0,18
49,28	1,26	17,80	4,14	5,98	0,16	5,44	8,55	2,65	1,80	0,41
49,61	1,37	17,49	4,42	7,35	0,19	4,37	8,51	3,47	1,53	0,84
49,70	1,45	17,64	3,64	5,82	0,31	5,09	9,19	2,79	2,07	0,29
50,20	1,12	16,71	9,70	0,46	0,17	8,55	8,89	1,87	0,57	0,70
50,22	1,18	18,54	6,02	5,37	0,14	4,23	8,69	3,32	0,87	0,32
51,60	1,16	18,50	1,23	6,39	0,27	4,90	9,40	4,89	1,34	0,26
53,32	1,00	18,54	3,88	5,23	0,19	3,30	8,25	3,47	1,58	0,62
57,30	0,79	16,78	5,29	2,97	0,16	3,73	6,17	3,07	2,16	0,32
59,32	0,56	17,63	4,33	1,84	0,17	2,15	6,02	3,99	2,68	0,24
59,60	0,70	20,07	1,97	2,74	0,32	1,14	6,20	2,04	2,48	0,30
62,01	0,54	17,30	5,66	0,00	0,13	1,61	5,60	3,20	3,13	0,00
Вулкан Опала										
49,20	1,26	18,33	1,83	5,85	0,24	6,10	10,58	3,59	1,34	0,12
50,52	1,20	16,92	4,06	0,72	0,09	7,97	9,83	2,55	0,90	3,34
54,54	0,93	18,22	4,88	2,84	0,16	3,90	8,06	3,69	1,75	0,40
56,28	1,05	17,56	2,15	4,16	0,15	3,76	7,33	3,92	2,04	0,34
56,60	1,10	17,32	1,74	4,66	0,25	2,98	6,81	4,42	2,59	0,10
56,68	0,80	18,92	2,54	3,94	0,12	2,46	6,91	4,25	2,03	0,18
57,99	0,58	17,68	4,09	1,01	0,09	1,41	5,85	4,05	2,19	0,88
60,26	0,69	17,38	3,28	1,41	0,19	1,82	5,29	5,25	2,58	0,32
60,50	0,80	16,90	3,99	2,66	0,16	2,34	5,34	5,04	1,97	0,03
61,10	0,80	16,56	1,00	3,69	0,22	2,30	5,71	4,76	2,47	0,14
61,62	0,70	17,19	1,20	3,46	0,24	2,07	5,14	4,42	2,61	0,80
73,80	0,20	13,70	0,42	0,63	0,18	0,10	1,63	4,59	3,57	0,12
Вулкан Горелый										
48,74	1,35	19,12	9,57	0,56	0,18	4,38	9,51	2,59	0,66	0,00
48,96	0,97	17,68	5,51	5,06	0,24	5,63	11,50	2,95	0,62	0,36
50,72	0,53	20,85	2,13	7,48	0,16	4,13	9,67	2,61	1,24	0,00
51,48	0,73	18,39	3,68	5,69	0,13	6,56	9,28	2,69	1,10	0,00
51,78	1,40	16,52	2,29	7,04	0,14	4,18	7,51	3,40	1,81	0,00
52,26	0,98	17,65	4,16	6,24	0,05	5,25	9,70	2,33	0,73	0,00
52,58	0,80	18,29	3,68	5,04	0,02	4,71	8,85	3,16	1,24	0,00
52,68	1,26	17,16	2,44	6,97	0,16	5,88	7,25	3,00	1,52	0,00
53,10	1,06	17,93	1,94	6,56	0,20	5,65	8,18	3,55	1,57	0,10
53,82	0,77	15,75	3,74	6,82	0,12	5,15	10,40	2,75	1,31	0,00
55,44	0,62	18,38	2,09	6,05	0,15	4,83	8,41	2,43	1,46	0,00
56,16	0,50	18,61	3,08	3,33	0,04	1,97	5,74	4,02	2,12	0,27
57,12	1,35	16,37	3,43	4,63	0,17	3,42	6,70	4,65	2,00	0,24
58,20	0,50	18,05	3,05	3,23	0,07	4,82	8,21	2,29	1,01	0,10
59,26	1,12	17,26	4,40	2,33	0,16	3,23	5,19	4,03	1,96	0,55

Южной зоны закономерно увеличивается с юго-востока на северо-запад, обнаруживая тесную положительную связь с расстоянием до поверхности М (Шеймович, Зубин, 1976).

Все эти сведения не дают тем не менее общего представления о петрохимии четвертичных пород всей зоны. В настоящей работе мы ставим своей задачей дать общую характеристику химизма четвертичных эффузивов и проследить характер его изменения в пределах указанной территории. При этом используется 361 полный силикатный анализ, куда включены как опубликованные ранее, так и приведенные впервые анализы наших образцов (табл. 4).

вулканов Южной зоны

H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	Σ	σ	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO} \cdot 100$	$\frac{MgO}{FeO+Fe_2O_3+MgO} \cdot 100$	$\frac{K_2O \cdot 100}{K_2O+Na_2O}$
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Вулканы Большая Ипелька и Малая Ипелька									
0,06	0,45	0,00	0,00	100,25	3,89	0,57	64,34	35,66	36,34
0,05	0,39	2,16	0,18	100,25	3,15	0,68	65,03	34,96	40,45
0,30	0,41	0,00	0,00	99,86	3,78	0,44	72,92	27,08	30,6
0,00	0,74	0,13	0,00	99,56	3,53	0,74	65,01	34,98	42,59
0,56	0,40	0,00	0,00	99,90	0,83	0,30	54,30	45,70	23,36
0,09	0,08	0,05	0,29	100,41	0,38	0,26	72,92	27,08	20,76
0,00	0,55	0,16	0,00	100,65	4,51	0,27	60,86	39,14	21,51
0,02	0,43	0,00	0,00	99,83	2,47	0,45	73,45	26,59	31,29
0,03	0,04	0,92	0,24	99,97	1,91	0,70	68,89	31,11	41,30
0,61	0,39	0,00	0,00	99,97	2,73	0,67	74,15	25,84	40,18
0,55	0,90	0,56	0,00	99,47	1,23	1,21	80,51	19,49	54,87
0,00	0,0	1,21	0,00	100,55	2,11	0,98	77,85	23,25	49,45
				Среднее	2,66	0,58	69,18	30,91	35,36
Вулкан Опала									
0,75	0,37	0,45	0,00	100,01	3,92	0,37	55,73	44,27	27,18
0,00	0,20	0,22	0,00	99,80	1,58	0,35	37,54	62,51	26,09
0,79	0,23	0,00	0,00	100,45	2,56	0,47	66,43	33,56	32,17
0,43	0,33	0,00	0,00	99,90	2,67	0,52	62,66	37,34	34,28
0,83	0,44	0,00	0,00	99,83	3,61	0,58	68,23	31,77	36,95
0,52	0,27	0,00	0,00	99,62	2,88	0,47	72,48	27,52	32,32
1,20	0,42	1,86	0,00	99,31	2,60	0,54	78,34	21,66	35,10
1,13	0,23	0,00	0,00	99,83	3,55	0,49	55,73	27,96	32,95
0,34	0,30	0,00	0,00	100,37	2,81	0,39	73,97	26,03	28,10
1,03	0,25	0,00	0,00	100,03	2,89	0,52	67,09	32,9	34,16
0,30	0,14	0,00	0,00	99,89	2,65	0,59	69,24	30,76	37,13
0,75	0,13	0,00	0,00	99,82	2,16	0,77	91,30	8,7	43,75
				Среднее	2,77	0,45	66,56	32,08	32,46
Вулкан Горелый									
0,00	0,38	2,01	0,00	99,75	1,84	0,25	69,81	30,19	20,31
0,43	0,00	0,00	0,00	100,51	2,13	0,21	66,48	33,51	17,37
0,00	0,13	0,00	0,13	99,78	1,92	0,47	69,94	29,37	32,21
0,00	0,25	0,52	0,00	100,50	1,69	0,41	58,82	41,18	29,02
0,00	0,45	0,36	0,00	94,88	3,09	0,53	69,06	30,94	34,74
0,00	0,30	0,07	0,05	99,78	1,01	0,31	66,45	33,55	23,86
0,00	0,08	0,25	0,03	99,33	2,02	0,39	64,93	35,07	28,18
0,00	0,0	0,28	0,00	99,00	2,11	0,51	61,54	38,46	33,63
0,54	0,00	0,00	0,00	100,38	2,59	0,44	60,07	39,93	30,6
0,00	0,20	0,00	0,16	100,99	1,52	0,48	67,21	32,78	32,27
0,00	0,04	0,16	0,00	100,06	1,21	0,60	62,76	37,24	37,53
0,00	0,00	2,07	3,38	99,22	2,86	0,53	76,49	23,51	34,53
0,21	0,00	0,00	0,00	100,29	3,13	0,43	70,21	29,79	30,08
0,22	0,00	0,15	0,96	100,71	0,72	0,44	56,57	43,42	30,61
0,00	0,09	0,06	0,26	99,90	2,21	0,49	67,57	32,43	32,27

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Вулкан Горельяй										
59,32	1,14	15,50	2,01	5,82	0,05	3,23	5,47	3,79	2,14	0,48
59,66	0,66	15,97	3,81	4,03	0,08	3,52	4,21	4,45	2,10	0,31
60,02	0,39	16,82	5,12	2,27	0,05	2,39	6,25	3,50	2,18	0,07
60,26	1,14	16,15	2,30	4,47	0,22	2,36	4,96	4,48	2,58	0,22
60,36	0,53	17,23	2,16	6,55	0,14	1,69	5,10	3,67	2,58	0,00
61,02	1,04	15,20	2,36	4,07	0,05	3,22	5,33	4,03	2,75	0,42
61,04	0,43	18,28	0,86	3,16	0,05	2,81	4,76	4,04	3,14	0,15
61,18	1,03	17,85	1,32	3,65	0,24	2,24	4,91	4,68	2,72	0,00
62,26	0,91	16,01	3,59	1,71	0,10	1,41	4,21	4,53	2,58	1,90
62,32	0,46	17,74	3,13	2,44	0,07	1,18	3,98	5,82	2,76	0,29
62,38	0,96	15,70	2,74	2,48	0,11	3,02	3,78	4,04	2,76	1,01
62,40	0,61	19,01	2,24	3,24	0,11	2,21	5,21	3,38	0,85	0,00
62,57	1,09	16,21	1,52	4,42	0,16	2,16	4,35	4,52	3,10	0,00
62,80	0,86	16,50	2,38	2,17	0,06	2,42	3,08	4,53	2,40	1,17
63,02	1,10	18,24	2,69	2,01	0,20	0,74	3,81	5,02	2,40	0,00
63,16	0,41	17,58	0,95	3,01	0,05	2,13	3,67	4,90	3,02	0,15
63,36	0,47	18,11	1,90	2,51	0,05	1,00	3,70	5,26	3,10	0,13
63,48	0,94	16,31	4,05	1,03	0,08	1,61	3,51	4,37	2,40	0,83
63,64	0,56	17,57	1,24	3,38	0,08	2,02	4,06	4,69	2,32	0,03
64,08	1,05	16,54	2,09	0,64	0,22	0,84	3,10	4,95	2,75	0,00
64,92	0,89	16,01	1,57	2,90	0,06	2,82	2,94	4,30	2,77	0,23
64,94	0,80	16,41	1,21	3,44	0,21	1,54	3,13	5,29	3,06	0,00
65,60	0,54	14,86	3,20	2,06	0,05	0,91	2,38	4,58	2,93	2,21
66,24	0,80	14,36	2,98	3,48	0,03	1,95	3,58	4,44	2,55	0,00
66,30	1,06	16,32	3,17	1,58	0,16	0,70	2,86	4,68	2,84	0,00
68,08	0,44	16,55	2,18	1,73	0,04	1,09	3,57	3,47	2,12	0,15
69,56	0,56	7,04	3,68	5,67	0,02	2,58	4,39	3,88	0,87	0,00
71,00	0,24	15,04	0,87	1,20	0,14	0,74	3,02	4,01	2,63	0,27
71,88	0,43	13,41	1,51	1,70	0,06	1,10	2,82	3,66	2,52	0,00
77,22	0,31	12,69	0,92	0,50	0,03	0,91	2,27	2,92	3,00	0,00
Вулкан Мутновский										
48,66	0,53	22,26	1,68	7,27	0,19	5,46	11,66	1,53	0,16	0,00
49,86	0,43	22,09	2,57	6,26	0,16	6,12	11,02	1,42	0,32	0,00
50,15	1,10	18,55	6,54	3,70	0,18	3,67	8,76	3,36	0,96	0,00
50,28	0,65	20,28	4,42	6,69	0,22	5,48	10,23	2,11	0,14	0,00
50,86	1,10	22,42	3,69	5,22	0,17	3,38	10,39	2,30	0,16	0,00
51,18	0,55	20,91	2,91	6,76	0,19	3,59	9,98	2,78	0,53	0,00
52,10	0,47	21,26	2,21	6,69	0,23	4,44	10,19	2,76	0,48	0,00
52,50	1,12	13,99	8,87	6,45	0,19	3,67	9,68	3,28	0,65	0,10
57,74	0,88	16,21	2,83	2,85	0,10	2,72	4,88	3,48	1,77	0,00
58,08	1,12	15,66	4,30	2,58	0,15	2,09	5,10	3,62	1,98	1,20
62,50	0,40	18,60	0,82	4,17	0,10	2,29	5,10	3,04	1,71	0,00
63,38	0,73	15,94	1,80	2,63	0,10	1,83	4,63	3,38	2,77	0,00
64,64	1,12	13,58	3,16	2,58	0,13	0,46	2,90	4,98	2,50	0,22
67,36	0,40	16,33	3,66	0,50	0,02	1,00	3,47	2,21	3,66	0,00
Вулкан Асаца										
53,06	1,02	17,70	2,81	6,77	0,12	5,44	7,57	2,90	1,24	0,24
53,14	0,84	17,86	1,63	6,71	0,13	6,85	8,27	2,96	1,06	0,30
54,58	1,00	18,47	4,01	5,92	0,19	2,29	8,74	3,44	0,69	0,62
55,36	0,81	16,80	5,16	4,43	0,10	3,32	7,21	3,03	1,66	0,27
55,54	1,19	17,65	3,14	6,01	0,10	2,33	8,20	3,51	1,66	1,00
57,20	0,88	17,20	5,01	3,19	0,11	2,42	7,08	3,44	1,41	1,50
58,40	0,88	16,27	3,35	5,0	0,15	2,64	7,02	3,44	1,76	0,92
58,42	0,85	16,54	4,33	3,16	0,10	3,14	5,86	3,80	1,96	1,18
58,82	0,92	16,70	2,85	5,55	0,19	2,37	6,60	3,99	1,41	0,62
60,44	0,80	15,80	4,89	4,51	0,13	2,25	5,04	3,16	1,80	0,82
60,65	0,85	16,23	3,01	4,11	0,12	2,68	5,32	3,63	2,02	0,70
60,76	0,71	15,99	3,75	3,13	0,12	2,17	6,09	3,76	1,80	0,90
63,66	0,70	15,72	2,54	3,32	0,08	2,02	5,61	3,81	1,91	0,21
64,10	1,16	15,27	2,77	2,82	0,13	1,83	3,96	4,64	2,02	0,40
64,28	0,71	15,61	2,74	3,36	0,12	1,30	4,92	4,38	2,06	0,60
64,48	0,55	16,16	2,99	3,33	0,12	1,91	4,06	4,04	2,03	0,22
71,58	0,30	14,39	0,91	1,29	0,08	0,59	2,71	4,29	2,64	0,30

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Вулкан Горельяй									
0,13	0,04	0,32	0,09	99,53	2,15	0,56	70,79	29,20	36,09
0,04	1,09	0,41	0,00	0,00	2,61	0,47	69,01	30,99	32,06
0,09	0,00	0,20	0,33	99,48	1,89	0,62	75,56	24,44	38,38
0,90	0,00	0,00	0,00	100,04	2,88	0,57	74,15	25,85	36,54
0,00	0,24	0,00	0,11	100,36	2,25	0,70	83,75	16,25	41,28
0,09	0,04	0,40	0,08	100,10	2,55	0,68	66,63	33,37	40,56
1,10	0,25	0,00	0,56	100,48	2,86	0,77	58,85	41,14	43,73
0,48	0,00	0,00	0,00	100,30	3,01	0,58	68,93	31,07	36,76
0,14	0,25	0,02	0,24	99,86	2,62	0,57	78,98	21,01	36,29
0,27	0,20	0,00	0,12	100,49	3,81	0,47	82,51	17,48	32,17
0,58	0,28	0,05	0,13	100,02	2,38	0,68	63,35	36,65	40,59
0,00	0,03	0,00	0,00	99,29	0,92	0,25	71,26	28,74	20,09
0,14	0,00	0,00	0,00	100,24	2,97	0,68	73,33	26,7	40,68
0,96	0,21	0,09	0,00	99,63	2,42	0,53	65,28	34,72	34,63
0,00	0,26	0,40	0,00	100,03	2,75	0,48	86,39	13,6	32,35
0,18	0,17	0,00	0,11	99,34	3,11	0,62	65,02	34,98	38,13
0,06	0,18	0,00	0,00	99,70	3,43	0,59	81,51	18,48	37,08
0,78	0,30	0,10	0,00	99,79	2,24	0,55	75,93	24,07	35,45
0,00	0,26	0,00	0,22	100,04	2,38	0,49	69,57	30,42	33,10
0,00	0,00	0,10	0,00	99,63	2,81	0,55	76,47	23,53	35,71
0,00	0,12	0,26	0,04	99,83	2,28	0,64	61,31	38,68	39,18
0,24	0,00	0,00	0,00	100,32	3,18	0,58	75,12	24,88	36,65
0,31	0,21	0,00	0,03	99,87	2,51	0,64	85,25	14,75	39,01
0,00	0,23	0,18	0,02	100,84	2,10	0,51	76,81	23,19	36,48
0,00	0,25	0,23	0,00	100,15	2,43	0,61	87,15	12,84	37,77
0,16	0,00	0,10	0,09	99,67	1,24	0,61	78,20	21,8	37,92
0,00	0,31	0,64	0,10	99,30	0,85	0,22	78,37	21,63	18,32
1,17	0,00	0,00	0,00	100,33	1,57	0,65	73,66	26,33	39,61
0,00	0,24	0,00	0,00	99,57	1,32	0,69	74,47	25,52	40,78
0,00	0,01	0,20	0,00	100,98	1,02	1,03	60,94	39,06	50,68
				Среднее	2,32	0,53	71,03	28,73	34,34
Вулкан Мутновский									
0,00	0,03	0,22	0,11	99,75	0,50	0,10	62,11	37,89	9
0,00	0,04	0,02	0,12	100,43	0,44	0,22	59,06	40,94	18
0,00	0,19	2,48	0,00	99,64	2,61	0,28	73,61	26,38	22
0,00	0,10	0,00	0,12	100,72	0,69	0,06	66,96	33,03	6
0,00	0,18	0,21	0,00	100,08	0,76	0,07	72,49	27,5	7
0,00	0,03	0,00	0,35	99,76	1,34	0,19	72,92	27,07	16
0,00	0,03	0,00	0,08	100,94	1,15	0,17	66,71	33,28	15
0,42	0,00	0,00	0,00	100,49	1,62	0,20	80,67	19,33	17
0,00	0,34	3,79	0,00	99,85	1,86	0,51	67,62	32,38	34
3,90	0,00	0,00	0,00	99,90	2,07	0,55	76,70	23,3	35
0,00	0,03	0,61	0,17	99,54	1,16	0,56	68,54	31,46	36
0,00	0,32	1,61	0,00	99,88	2,16	0,71	70,76	29,23	45
3,10	0,00	0,00	0,00	99,51	2,58	0,50	92,58	7,42	33
0,00	0,04	1,13	0,08	100,06	1,51	1,48	80,62	19,38	64
				Среднее	1,46	0,30	72,24	27,33	26
Вулкан Асача									
0,01	0,09	0,26	0,82	100,05	1,70	0,43	63,78	36,22	30
0,21	0,02	0,20	0,25	100,43	1,59	0,36	58,77	45,10	26
0,00	0,06	0,00	0,00	100,01	1,47	0,20	81,26	18,74	17
0,18	0,14	0,51	0,98	99,60	1,77	0,55	74,28	25,72	35
0,00	0,06	0,00	0,00	100,39	2,13	0,47	79,70	20,30	32
0,94	0,06	0,00	0,00	100,44	1,66	0,41	77,21	22,79	29
0,00	0,09	0,00	0,00	100,32	1,76	0,51	76,82	24,02	34
0,73	0,12	0,00	0,00	100,19	2,15	0,51	72,65	29,54	34
0,00	0,27	0,00	0,00	100,29	1,84	0,35	77,99	22,01	26
0,00	0,19	0,00	0,00	99,83	1,41	0,57	80,68	19,31	36
0,59	0,08	0,00	0,00	99,99	1,80	0,55	60,53	27,35	36
0,12	0,13	0,00	0,00	93,43	1,74	0,48	76,02	23,98	32
0,14	0,00	0,24	0,19	100,15	1,58	0,50	74,36	25,77	33
0,32	0,11	0,00	0,00	99,53	2,10	0,43	70,46	24,66	30
0,24	0,04	0,00	0,00	100,36	1,95	0,47	83,43	17,57	32
0,17	0,06	0,01	0,25	100,38	1,71	0,50	76,79	23,21	38
0,91	0,04	0,00	0,00	100,02	1,68	0,61	78,85	21,15	38
				Среднее	1,98	0,47	74,32	25,14	32

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Вулкан Ходутка										
49,92	1,12	18,70	5,53	5,70	0,15	3,70	9,36	2,63	0,30	0,00
50,54	0,95	20,92	1,55	6,50	0,17	5,44	0,97	3,30	0,68	0,00
53,53	1,02	17,62	2,20	7,04	0,18	4,76	9,35	2,70	0,72	0,08
59,07	0,74	18,62	3,41	3,95	0,13	2,14	6,83	3,40	1,09	0,00
60,04	0,70	17,04	3,88	4,59	0,02	3,54	6,70	2,91	1,10	0,00
62,10	0,50	15,79	4,64	3,23	0,05	2,93	4,87	2,76	2,18	0,00
65,84	0,49	16,74	1,32	2,62	0,05	1,54	5,14	3,23	1,77	0,00
69,28	0,30	15,37	2,66	1,54	0,04	1,29	4,26	4,11	1,74	0,00
Вулкан Саван										
51,68	0,70	19,46	5,41	3,62	0,18	4,78	8,62	2,80	1,76	0,51
53,52	0,76	18,40	6,88	1,71	0,17	3,72	7,29	2,90	1,76	0,91
55,12	0,52	16,82	5,43	2,30	0,19	2,32	10,23	2,76	1,80	1,58
55,12	0,94	17,53	5,78	3,42	0,13	3,43	7,68	3,32	1,60	0,06
Ареальная зона										
47,00	1,02	19,24	7,21	2,17	0,09	7,35	10,35	2,44	1,39	0,22
47,6	1,02	17,38	8,37	2,58	0,16	7,3	9,65	3,03	1,41	0,08
48,38	1,2	17,28	3,10	6,49	0,19	9,08	10,07	2,84	0,96	0,2
48,5	0,5	20,65	2,85	5,75	0,12	6,65	9,05	2,16	3,5	0,03
49,12	1,10	17,83	5,64	4,14	0,18	7,06	9,10	2,55	0,9	1,25
49,14	1,05	17,76	7,42	2,29	0,17	7,08	8,98	2,62	0,96	1,10
49,22	0,52	18,10	2,71	7,46	0,14	9,21	9,81	2,71	0,83	-
49,32	1,08	17,89	4,39	5,23	0,19	7,18	9,36	2,47	0,96	1,04
49,82	1,05	17,22	3,68	6,29	0,19	7,03	9,58	2,61	0,92	0,62
49,88	1,15	17,63	2,78	6,58	0,18	8,01	9,57	3,13	0,78	0,26
49,92	0,84	17,89	1,92	7,41	0,12	7,69	9,10	2,62	0,84	0,76
49,98	1,05	18,49	3,05	7,56	0,18	5,51	9,83	3,02	0,84	0,18
50,09	0,88	18,09	2,72	6,68	0,12	7,28	10,33	1,82	0,71	0,79
50,14	1,15	18,68	2,9	6,4	0,21	5,71	9,09	3,21	0,92	0,52
50,14	1,15	18,81	4,17	5,95	0,26	5,36	9,92	3,51	0,87	0,14
50,28	0,65	20,28	4,42	6,69	0,22	5,48	10,23	2,11	0,14	0,23
50,32	0,99	17,73	2,78	6,44	0,21	7,33	9,59	3,04	0,84	0,3
50,48	1,08	16,45	7,57	3,16	0,11	6,67	9,51	3,28	0,88	0,01
50,64	0,99	17,55	3,35	6,24	0,13	8,37	8,55	2,34	0,83	0,26
50,78	1,02	18,33	2,23	6,93	0,19	6,93	9,05	3,08	0,97	0,16
50,86	0,92	20,5	4,2	4,1	0,14	4,64	11,05	3,26	0,72	2,06
51,12	0,64	17,68	2,38	6,84	0,16	6,5	9,16	3,13	1,1	0,22
51,12	1,03	18,6	2,57	6,44	0,18	5,74	9,68	3,08	0,87	0,34
51,18	0,55	20,91	2,91	6,76	0,19	3,59	9,98	2,78	0,53	0,62
51,26	1,13	17,31	3,71	5,68	0,21	5,53	8,72	3,09	1,2	1,04
51,29	1,0	18,10	2,67	7,18	0,17	5,29	8,86	3,39	1,1	0,14
51,3	0,9	16,9	2,18	7,33	0,21	6,29	10,34	2,7	0,75	0,38
51,4	1,08	16,88	2,62	6,69	0,19	6,29	9,04	3,08	1,03	0,58
51,42	1,05	17,79	4,13	5,4	0,2	4,97	9,56	2,9	0,96	0,58
51,46	0,99	18,19	4,77	4,73	0,19	5,04	9,11	3,08	1,09	0,68
51,5	1,03	17,33	6,56	2,76	0,16	6,79	8,23	2,89	1,2	1,17
51,52	1,01	17,39	2,08	7,39	0,2	6,54	9,5	2,79	0,92	0,18
51,58	1,02	17,84	2,43	6,62	0,14	6,65	8,97	3,02	0,9	0,12
52,36	1,1	18,06	3,7	4,8	0,17	5,6	8,41	3,28	1,1	0,52
52,4	0,81	19,1	2,36	6,65	0,03	4,86	8,91	3,21	1,48	-
52,44	1,14	16,89	5,31	4,00	0,2	5,24	8,06	3,4	1,27	0,83
52,5	0,99	18,71	2,85	5,5	0,14	4,4	8,85	2,89	1,93	0,33
52,7	1,06	16,7	4,73	4,71	0,19	5,79	8,06	3,28	1,32	0,63
52,74	1,04	18,78	3,76	5,24	0,06	3,22	9,81	3,37	1,22	0,12
52,92	0,84	18,22	3,49	5,19	0,06	5,29	8,89	2,97	0,73	-
53,34	0,39	17,75	5,36	3,53	0,11	5,14	7,15	2,68	1,8	0,23
Вулкан Темный										
50,18	1,14	19,80	4,26	5,62	0,14	4,54	9,53	3,02	0,98	0,09
52,04	1,12	18,50	3,94	5,98	0,18	3,63	9,25	3,19	1,08	0,25
52,28	0,94	17,33	5,63	3,38	0,14	5,44	7,85	2,69	0,96	0,34
58,42	0,58	18,58	3,22	3,31	0,11	1,91	5,75	4,04	1,80	0,70
59,38	0,76	16,58	3,83	3,39	0,10	2,62	6,03	3,55	2,20	0,06
66,36	0,27	15,85	2,02	1,68	0,12	3,53	2,60	4,52	2,70	0,03

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Вулкан Ходутка									
0,00	0,33	1,51	0,00	100,36	1,24	0,11	75,21	24,78	10
0,00	0,08	0,23	0,00	100,45	2,10	0,21	59,67	40,33	17
0,00	0,08	0,97	0,00	100,24	1,11	0,26	68,00	34,00	21
0,00	0,32	0,00	0,00	99,90	1,25	0,32	77,47	22,53	24
0,00	0,17	0,20	0,05	100,94	0,94	0,38	70,52	29,4	27
0,00	0,12	0,84	0,00	100,01	1,27	0,79	72,87	27,13	44
0,00	0,18	0,42	0,00	99,57	1,09	0,55	71,89	28,1	35
0,00	0,03	0,24	0,00	100,86	0,64	0,42	76,50	23,5	30
				Среднее	1,20	0,38	71,27	28,72	26
Вулкан Саван									
0,72	0,33	0,01	0,00	100,58	2,39	0,63	65,38	34,61	31,60
1,75	0,25	0,34	0,00	100,36	2,06	0,61	68,78	30,22	31,10
1,48	0,19	0,16	0,00	100,90	1,71	0,65	76,91	23,08	32,37
0,92	0,23	0,02	0,08	100,26	2,00	0,48	72,84	27,16	32,52
				Среднее	2,04	0,59	73,75	28,77	31,9
Ареальная зона									
0,41	-	-	-	98,89	3,67	0,57	56,06	43,93	36,29
0,5	-	-	-	99,07	4,29	0,47	60,0	40	31,82
0,2	0,36	-	-	100,35	2,68	0,34	51,36	48,63	25,26
0,48	-	-	-	100,24	5,82	1,62	56,39	43,6	61,84
-	0,42	-	0,4	99,69	1,94	0,35	46,19	41,92	26,09
0,36	0,37	-	0,4	99,7	2,09	0,37	57,83	42,16	26,82
0,12	0,6	-	-	100,99	2,01	0,31	52,47	47,52	23,45
0,22	0,39	-	0,3	100,02	1,86	0,39	57,26	42,73	27,99
0,24	0,38	-	0,18	99,81	1,83	0,35	58,64	41,35	26,06
0,24	0,27	-	-	100,46	1,42	0,25	53,88	46,22	19,95
-	0,21	-	0,14	99,52	1,73	0,32	54,81	45,18	24,28
0,21	0,29	-	-	100,19	2,13	0,28	65,81	34,18	21,76
0,7	0,09	-	-	99,90	0,90	0,39	56,35	43,64	28,06
0,49	0,4	-	-	100,22	2,39	0,29	61,95	38,04	22,28
-	0,21	-	-	99,95	2,69	0,25	65,37	34,32	19,86
-	0,1	0,12	-	100,72	0,7	0,07	66,96	33,03	6,22
0,2	0,36	-	-	100,13	2,06	0,28	55,70	44,29	21,65
0,42	0,27	0,08	0,01	99,98	2,31	0,27	59,41	36,93	21,15
0,36	0,2	H/o	0,12	99,93	1,32	0,35	53,39	46,60	26,18
0,24	0,31	-	-	100,22	2,11	0,31	56,92	43,07	23,95
0,12	-	-	-	102,57	2,02	0,22	64,14	35,85	18,09
0,73	0,32	-	-	99,98	2,2	0,35	58,54	41,53	26,0
0,27	0,36	-	-	100,28	1,92	0,28	61,08	38,91	22,03
-	0,03	0,35	-	99,76	1,34	0,19	72,92	27,07	16,01
0,5	0,32	-	0,11	99,81	2,23	0,39	62,93	37,06	27,97
0,29	0,32	-	-	99,8	2,43	0,32	65,05	34,71	24,5
0,28	0,23	-	0,08	99,91	1,43	0,28	60,18	41,93	21,74
0,24	0,42	-	-	99,54	2,01	0,33	59,67	40,32	25,06
0,34	0,23	-	0,24	99,77	1,77	0,33	65,72	34,27	24,87
0,34	0,35	-	-	100,12	2,06	0,35	65,33	34,66	26,14
0,16	0,37	-	-	100,15	1,97	0,42	57,85	42,14	29,34
0,18	0,26	-	0,13	100,19	1,62	0,33	59,15	40,84	24,8
0,22	0,32	H/o	0,1	99,83	1,79	0,3	57,64	42,35	22,96
0,88	0,34	-	-	100,4	2,05	0,34	60,28	39,71	25,11
0,22	0,2	-	-	100,24	2,34	0,46	64,96	35,03	31,56
0,24	0,5	-	0,07	99,59	2,31	0,37	63,98	36,01	27,19
0,52	-	-	-	99,61	2,45	0,67	65,49	34,5	40,04
0,42	0,3	-	0,13	100,02	2,18	0,4	61,98	38,01	28,7
0,29	0,4	H/o	0,16	100,21	2,16	0,36	73,64	26,35	26,58
0,41	0,19	0,11	-	99,7	1,38	0,25	62,13	37,86	19,73
1,84	0,3	H/o	0,12	99,74	1,94	0,67	63,38	36,63	40,18
				Среднее	2,14		60,31	39,35	26,09
Вулкан Темный									
0,54	0,44	0,03	0,00	100,37	2,23	0,32	68,51	31,48	24,5
0,53	0,34	0,09	0,21	100,33	2,01	0,34	73,21	26,79	25,29
2,48	0,23	0,14	0,00	99,83	1,43	0,36	62,35	37,65	26,30
1,16	0,31	0,06	0,28	100,23	2,21	0,44	77,37	22,63	30,82
0,30	0,23	0,02	0,00	99,05	2,02	0,62	73,37	26,63	38,26
0,09	0,15	0,04	0,22	100,18	2,23	0,59	51,17	48,82	37,4
				Среднее	2,02	0,44	67,66	32,5	30,43

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Вулкан 1012										
57,26	0,84	14,22	5,64	4,15	0,12	4,33	8,13	2,88	1,45	0,50
57,54	0,94	14,68	3,01	5,39	0,12	3,62	8,83	2,76	1,50	0,63
59,07	0,74	16,62	3,41	3,95	0,13	2,14	6,83	3,40	1,09	0,00
60,12	0,76	15,42	3,60	3,41	0,11	3,52	7,71	2,50	1,50	0,40
61,90	0,81	15,42	5,25	2,64	0,09	2,22	6,45	3,03	2,00	0,31
Вулканы Большие и Малые Иголки										
47,94	1,25	18,44	4,02	7,21	0,22	5,71	10,07	2,89	0,96	0,42
47,96	1,16	18,58	3,07	7,71	0,18	5,14	10,00	3,04	1,31	0,34
51,86	1,16	18,28	4,45	4,69	0,21	3,70	8,52	3,12	1,64	0,88
56,48	0,78	17,31	3,82	3,39	0,10	3,19	6,68	3,46	2,68	0,66
56,52	0,78	17,71	3,77	3,02	0,10	2,72	6,39	3,12	2,78	0,62
Вулкан Ксудач										
45,88	0,65	24,05	5,83	4,89	0,09	3,55	13,05	1,23	0,47	0,00
50,00	0,86	19,68	2,21	7,84	0,08	5,42	9,40	2,41	1,22	0,08
52,08	0,50	18,30	3,96	6,60	0,16	4,62	10,04	3,25	0,94	0,00
53,78	1,25	17,31	3,51	9,41	0,07	2,50	7,99	2,65	1,49	0,00
54,52	0,61	18,04	2,43	8,70	0,21	3,98	8,12	3,66	0,33	0,00
58,86	0,72	18,00	8,71	0,00	0,19	3,24	6,56	1,81	1,20	0,00
57,90	1,25	15,68	3,30	7,26	0,24	3,00	6,44	3,30	0,90	0,09
57,98	0,00	18,57	1,92	5,40	0,00	2,67	8,18	3,93	0,92	0,00
58,42	0,53	17,82	2,01	6,48	0,00	2,34	6,14	4,28	0,66	0,80
60,16	0,44	17,54	1,76	5,51	0,11	2,12	5,64	4,31	1,35	0,10
65,60	0,50	16,87	1,65	4,16	0,00	1,29	4,07	5,47	0,76	0,14
67,50	0,45	19,97	1,63	3,50	0,14	1,36	3,76	4,63	1,47	0,17
70,99	0,67	13,22	3,68	0,00	0,10	1,47	3,20	1,80	1,89	0,00
Вулкан Желтовский										
49,58	0,76	18,98	4,15	6,09	0,17	6,01	10,59	2,29	0,36	1,00
50,34	1,25	17,92	2,68	7,83	0,13	7,40	8,46	2,45	0,48	0,34
52,05	0,86	18,36	3,95	6,63	0,11	5,39	9,62	2,37	0,30	0,10
52,32	0,73	18,34	3,30	6,12	0,18	6,16	9,89	2,11	0,48	0,12
52,39	0,84	17,90	3,05	6,98	0,19	5,43	9,66	2,11	0,54	0,10
52,96	0,80	19,31	3,87	4,42	0,14	3,82	7,54	2,70	0,51	1,02
54,03	0,84	18,32	2,52	7,36	0,19	4,67	8,60	2,64	0,54	0,04
55,76	0,76	17,63	2,11	6,66	0,18	4,78	8,20	2,89	0,62	0,12
55,77	0,72	17,54	6,89	1,95	0,18	4,43	8,20	2,70	0,56	0,12
57,07	0,67	17,54	5,29	3,63	0,08	4,49	8,03	2,50	0,43	0,15
57,74	0,65	18,62	2,55	4,48	0,20	2,96	7,78	3,10	0,88	0,28
58,64	0,69	16,45	2,89	5,74	0,05	4,09	7,52	2,63	0,54	0,13
60,70	0,70	17,37	2,26	4,19	0,25	2,71	6,97	3,40	0,96	0,18
61,19	0,60	17,46	4,10	2,53	0,16	2,48	6,30	4,05	0,97	0,12
62,44	1,03	15,85	2,10	6,25	0,14	2,23	5,56	3,91	0,78	0,15
65,19	0,80	15,95	1,40	4,31	0,18	1,67	4,74	4,54	0,89	0,08
68,70	0,60	15,68	2,77	1,23	0,11	0,96	4,32	4,39	1,38	0,16
Вулкан Ильинский										
34,82	2,58	13,79	14,09	12,21	0,21	7,76	13,70	0,64	0,20	0,00
45,82	0,54	22,38	2,14	5,29	0,11	8,45	13,77	1,25	0,23	0,02
49,42	0,92	19,10	5,79	3,50	0,19	4,84	8,41	2,70	0,28	-
50,71	0,95	16,88	3,36	7,18	0,19	5,94	11,09	2,20	1,54	0,03
53,10	0,97	17,98	1,93	7,15	0,17	4,50	10,13	2,81	0,65	0,02
53,59	0,85	17,44	8,58		0,18	4,04	9,14	2,43	0,9	-
53,94	1,00	17,75	3,94	5,45	0,11	4,56	9,15	3,15	0,5	0,00
54,00	0,96	18,51	9,47	0,63	0,21	5,10	11,7	2,62	0,48	-
54,82	0,95	17,71	9,99		0,16	4,79	10,34	2,92	0,6	-
55,26	0,71	20,67	2,78	4,58	0,18	2,14	8,82	3,16	0,62	-
55,38	0,84	17,59	2,72	4,04	0,14	4,06	8,72	2,24	1,69	-
58,35	0,72	18,08	2,37	4,37	0,14	3,05	8,26	3,15	0,85	0,00
59,32	0,71	16,98	1,85	4,62	0,15	1,96	6,83	3,51	1,07	-
59,48	0,71	15,85	2,44	4,23	0,14	3,03	5,95	3,16	1,8	-
60,21	0,73	16,48	7,65		0,18	2,3	6,06	3,42	1,19	-
60,64	0,75	15,74	0,89	4,31	0,13	2,03	6,28	3,81	1,22	-
60,70	0,76	17,87	1,35	5,17	0,14	1,01	7,05	3,78	1,12	-
61,62	0,76	17,3	1,41	3,91	0,12	2,06	6,47	3,99	1,27	0,14
61,74	0,56	17,16	1,66	3,14	0,12	1,51	5,74	3,96	1,32	-

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Вулкан 1012									
0,89	0,14	0,01	0,00	100,56	1,31	0,50	69,33	30,67	33
0,63	0,19	0,02	0,00	99,86	1,25	0,54	69,88	30,12	35
0,00	0,32	0,00	0,00	99,90	1,25	0,32	77,47	22,53	24
0,61	0,15	0,07	0,06	99,94	0,93	0,60	66,57	33,43	38
0,49	0,13	0,00	0,00	100,71	1,18	0,66	78,04	21,96	40
Среднее					1,18	0,52	72,26	27,74	34
Вулканы Большие и Малые Иголки									
0,59	0,18	0,00	0,00	99,90	3,14	0,33	66,29	33,71	24,94
0,97	0,12	0,00	0,00	99,58	3,81	0,43	67,71	32,29	30,11
0,98	0,25	0,00	0,00	99,74	2,55	0,53	71,18	28,84	34,45
0,84	0,11	0,00	0,00	99,50	2,80	0,77	69,33	30,67	43,65
1,84	0,14	0,00	0,00	99,60	2,57	0,89	71,40	28,6	47,93
Среднее					2,82	0,55	69,18	30,82	34,43
Вулкан Ксудач									
0,80	0,07	0,00	0,00	100,56	1,00	0,38	85,12	24,88	28
0,00	0,14	0,00	0,00	99,34	1,88	0,51	64,96	35,04	20
0,30	0,13	0,00	0,00	100,88	1,93	0,29	69,56	30,43	22
0,53	0,14	0,00	0,00	100,63	1,59	0,56	83,78	16,21	36
0,00	0,18	0,00	0,00	100,78	1,38	0,09	73,66	26,34	08
0,00	0,15	0,00	0,00	100,39	0,65	0,66	72,88	27,11	40
0,44	0,08	0,00	0,00	99,88	1,18	0,27	77,87	22,12	21
0,00	0,29	0,00	0,00	99,86	1,57	0,23	75,12	26,73	19
0,00	0,27	0,00	0,00	100,35	1,99	0,14	69,56	21,61	13
0,00	0,15	0,00	0,00	99,20	1,87	0,31	83,78	22,58	24
0,00	0,17	0,00	0,00	100,68	0,65	0,66	72,88	18,17	12
1,24	0,00	0,00	0,00	99,91	1,52	0,32	73,27	20,96	24
1,79	0,10	0,00	0,00	98,91	0,49	1,05	71,45	28,54	51
Среднее					1,44	0,30	74,15	24,67	24
Вулкан Желтовский									
0,32	0,19	0,00	0,00	100,49	1,07	0,16	63,01	36,98	14
0,00	0,12	0,00	0,00	99,42	1,60	0,19	58,68	41,32	16
0,00	0,13	0,66	0,07	100,50	0,79	0,13	66,25	33,75	11
0,30	0,19	0,00	0,00	100,24	0,72	0,23	60,49	39,54	19
0,32	0,24	0,00	0,00	99,75	0,75	0,25	14,87	35,12	2
2,41	0,21	0,00	0,00	99,71	1,03	0,19	68,45	31,54	16
0,12	0,23	0,00	0,00	100,12	0,92	0,20	67,90	32,10	17
0,25	0,19	0,00	0,00	100,14	0,97	0,21	64,69	69,79	18
0,37	0,20	0,00	0,00	99,63	0,83	0,21	66,61	33,38	17
0,00	0,11	0,52	0,05	100,41	0,61	0,17	66,51	33,48	15
0,42	0,05	0,00	0,00	99,64	1,07	0,28	70,37	29,63	22
0,00	0,14	0,66	0,14	100,18	0,64	0,20	67,84	32,15	17
0,04	0,22	0,25	0,00	100,20	1,07	0,28	70,41	29,58	22
0,21	0,27	0,00	0,00	100,44	1,39	0,24	72,77	27,22	19
0,00	0,18	0,50	0,09	100,61	1,13	0,20	78,92	21,07	17
0,17	0,19	0,00	0,00	100,11	1,33	0,20	77,37	23,92	16
0,00	0,16	0,00	0,00	100,46	1,29	0,31	80,64	19,35	24
Среднее					0,97	0,22	65,63	33,52	18
Вулкан Ильинский									
0,12	0,21	0,00	0,00	100,33	0,08	0,31	77,22	22,78	24
0,08	0,17	0,00	0,00	100,25	0,78	0,18	46,78	53,21	16
-	0,06	4,78	-	99,99	1,38	0,1	65,75	34,25	9,4
0,11	0,29	0,00	0,00	100,47	1,81	0,70	63,95	36,04	41
0,22	0,24	0,25	0,00	100,12	1,19	0,23	66,86	33,14	13
-	0,07	3,02	-	100,24	1,05	0,37	67,99	32,01	27,02
0,09	0,05	0,28	0,13	100,15	1,22	0,16	63,31	32,69	14
-	Н/о	0,32	-	104	0,87	0,18	66,45	33,55	15,48
-		п.п.							
-	0,04	0,04	-	100,37	1,05	0,21	67,59	32,41	17,05
-	0,08	0,29	-	99,29	1,17	0,2	77,47	22,53	16,4
-	0,06	2,46	-	99,94	1,25	0,75	62,48	37,52	43
0,48	0,26	0,00	0,00	100,11	1,04	0,27	68,84	31,15	21
-	0,10	1,96	-	99,06	1,29	0,3	76,75	23,25	23,36
-	0,08	2,22	-	99,09	1,49	0,57	68,76	31,24	36,29
-	0,08	0,22	-	98,52	1,24	0,32	76,88	23,12	25,81
-	0,06	4,86	-	100,72	1,43	0,32	71,92	28,08	24,26
-	0,07	0,12	-	99,14	1,44	0,3	86,59	13,41	22,86
0,33	0,27	0,22	0,00	99,87	1,49	0,32	72,08	27,91	24
-	0,11	1,88	-	98,9	1,49	0,33	76,07	23,93	25

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Вулкан Ильинский										
61,90	0,69	15,55	2,0	4,89	0,07	2,58	5,35	3,27	2,26	0,26
62,24	0,66	16,4	5,31	0,13	1,48	5,74	4,05	1,24	-	-
62,34	0,7	16,8	1,94	4,04	0,14	1,93	6,11	3,92	1,17	-
62,34	0,81	16,02	2,43	3,14	0,15	2,43	6,16	3,83	1,26	-
62,35	0,64	16,21	2,87	2,68	0,14	1,21	5,49	3,94	1,25	-
62,44	0,72	16,63	1,56	4,58	0,14	1,88	6,28	3,64	1,22	-
62,96	0,6	17,44	1,79	3,3	0,16	2,28	5,94	4,00	1,26	0,02
62,97	0,53	17,46	1,64	3,43	0,12	1,73	5,82	4,09	1,38	0,14
62,98	1,06	16,26	1,55	3,71	0,18	1,76	5,81	4,04	1,3	0,35
63,13	0,56	15,5	2,03	3,34	0,12	2,42	5,16	3,44	2,35	0,26
63,18	0,62	16,6	4,94	0,12	1,0	5,22	3,4	1,28	-	-
63,23	0,74	17,43	2,57	2,73	0,15	1,86	5,68	4,05	1,2	0,22
63,74	0,75	15,88	3,73	1,98	0,14	2,03	5,91	4,05	1,31	-
64,08	0,77	16,02	2,27	2,43	0,15	2,09	6,02	4,05	1,28	-
64,34	0,63	14,86	2,78	2,36	0,05	1,97	5,45	4,16	2,37	0,00
64,48	0,8	16,76	1,5	3,36	0,12	1,74	5,38	4,17	1,28	0,00
64,88	0,75	16,06	1,68	3,32	0,14	2,1	5,74	3,83	1,31	-
65,28	0,7	15,97	1,32	3,74	0,13	1,64	5,25	4,19	1,34	-
Вулкан Кошелевский										
49,12	1,03	18,24	4,51	5,66	0,21	5,07	10,86	2,70	0,86	0,86
49,48	1,05	18,49	3,05	7,56	0,18	5,51	9,83	3,02	0,84	0,18
49,80	0,99	18,44	5,64	4,54	0,19	4,70	9,80	2,70	0,53	1,36
50,22	1,05	18,03	4,41	5,81	0,22	4,60	10,00	3,08	1,00	0,64
50,81	1,10	18,25	5,69	4,88	0,18	5,92	9,24	2,78	0,91	0,16
51,29	1,00	18,10	2,67	7,18	0,17	5,29	8,86	3,39	1,10	0,14
51,44	0,90	18,50	3,87	5,52	0,20	4,07	9,61	3,26	1,29	0,56
51,72	1,15	18,08	3,33	6,28	0,20	4,10	9,85	3,37	1,16	0,28
52,56	0,95	18,02	3,54	6,06	0,22	3,95	8,86	3,65	1,50	0,50
52,58	0,95	19,17	4,46	4,09	0,20	3,43	9,00	3,91	1,49	0,56
52,76	0,84	18,80	3,57	5,40	0,18	4,07	9,61	2,97	1,37	0,20
53,90	0,52	18,89	2,61	5,82	0,20	3,73	8,92	3,72	1,58	0,12
54,92	0,90	17,08	3,51	4,74	0,18	4,83	7,59	3,24	1,68	0,16
55,21	1,08	17,59	3,46	5,46	0,19	3,95	8,33	3,32	0,97	0,16
55,64	0,73	17,76	2,62	4,37	0,16	3,28	8,02	3,14	2,03	0,46
55,76	0,86	17,81	2,66	5,44	0,18	4,49	7,53	3,24	1,69	0,10
56,42	0,86	16,85	2,70	5,14	0,18	4,38	7,68	3,24	1,68	0,12
56,65	0,76	19,36	3,17	3,55	0,13	2,35	5,71	4,00	2,46	0,56
57,26	1,08	17,38	3,21	4,45	0,20	2,94	6,54	4,09	1,80	0,12
58,76	0,47	17,27	2,80	3,99	0,18	2,81	6,96	4,10	2,23	0,06
59,50	0,97	16,22	3,66	5,14	0,16	1,71	5,10	4,17	2,28	0,72
62,26	0,44	16,77	1,69	3,10	0,14	2,22	5,35	4,12	2,35	0,36
62,30	0,81	16,68	2,73	3,04	0,12	1,67	4,81	4,32	2,21	0,33
62,80	0,63	16,32	2,33	3,54	0,14	2,35	5,20	2,94	2,22	0,58
62,92	0,76	16,42	2,52	2,99	0,09	1,79	4,32	4,49	2,09	0,21
64,88	0,7	17,33	3,52	0,80	0,16	1,06	3,58	4,86	2,80	0,44
Вулкан Камбальный										
49,52	0,90	19,70	5,23	5,17	0,22	4,87	10,22	3,05	0,62	0,12
49,74	1,03	19,40	3,73	6,91	0,22	4,85	10,01	3,04	0,62	0,30
49,82	1,08	19,11	3,91	6,88	0,22	5,20	9,77	3,09	0,62	0,26
50,14	0,96	19,12	5,65	5,48	0,28	5,38	10,68	2,73	0,60	-
50,24	0,92	18,85	4,85	6,23	0,26	5,26	10,23	2,55	-	-
50,30	0,96	18,38	5,16	5,30	0,22	4,46	10,74	2,97	0,65	-
50,53	0,93	18,44	7,78	3,32	0,27	5,11	10,23	2,70	0,64	-
51,17	0,70	20,56	2,56	5,48	0,17	2,68	9,80	3,24	0,80	-
Вулкан Дикий Гребень										
60,34	0,66	17,03	1,00	4,08	0,19	2,96	6,34	3,70	1,47	0,24
61,83	0,62	16,35	0,86	3,50	0,37	2,86	6,49	4,01	1,98	0,20
62,51	0,54	15,88	6,30	-	0,15	2,93	5,91	3,57	1,87	-
63,20	0,54	16,66	3,59	1,61	0,10	2,43	5,41	3,95	1,85	0,28
63,34	0,61	16,67	6,64	-	0,19	2,35	5,34	3,79	2,02	-
64,20	0,66	15,39	2,36	3,19	0,10	2,39	5,70	3,80	2,00	0,02
64,32	0,62	15,25	4,82	0,51	0,09	2,29	5,52	3,85	2,00	0,24
64,80	0,80	15,35	2,73	2,67	0,13	2,35	5,36	3,86	2,02	0,18

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

Вулкан Ильинский

0,00	0,15	0,92	0,18	99,81	1,62	0,69	72,75	27,24	41
-	0,08	2,09	-	99,41	1,46	0,31	78,2	21,8	23,44
-	0,1	0,08	-	99,27	1,34	0,3	75,6	24,4	22,9
-	0,06	0,4	-	99,03	1,34	0,33	69,63	30,38	24,75
-	0,09	2,12	-	98,99	1,39	0,32	82,1	17,9	24,09
-	0,12	0,34	-	99,55	1,22	0,34	76,56	23,44	25,1
0,2	0,23	0,00	0,00	100,18	1,39	0,31	69,06	30,94	24
0,52	0,36	0,32	0,00	100,51	1,5	0,34	74,55	25,44	25
0,00	0,14	0,49	0,08	99,71	1,43	0,32	74,92	25,07	24
1,24	0,2	0,42	0,00	100,17	1,67	0,68	68,93	24,52	41
-	0,09	1,66	-	98,11	1,09	0,38	83,17	16,84	27,35
0,1	0,26	0,00	0,00	100,22	1,36	0,3	74,02	25,98	23
-	0,09	0,36	-	99,97	1,39	0,32	73,77	26,22	24,44
-	0,06	0,46	-	99,68	1,35	0,32	69,22	30,78	24,02
0,84	0,21	0,00	0,00	100,02	1,99	0,57	72,29	27,71	36
0,2	0,32	0,00	0,00	100,11	1,38	0,31	73,63	26,36	23
-	0,06	0,18	-	100,05	1,21	0,34	70,42	29,58	25,49
-	0,06	0,04	-	99,66	1,37	0,32	75,52	24,48	24,23
				Среднее	1,3	0,35	71,84	27,87	25,08

Вулкан Котловский

0,82	0,82	0,00	0,0	100,23	2,07	0,32	66,73	33,27	24,16
0,21	0,29	0,30	0,00	100,49	2,29	0,28	65,81	34,18	21,76
1,01	0,32	0,00	0,00	100,02	1,53	0,20	68,41	31,59	16,41
0,95	0,35	0,00	0,00	100,36	2,31	0,32	68,96	31,04	24,51
0,43	0,11	0,00	0,00	99,89	1,74	0,33	64,10	35,9	24,66
0,29	0,32	0,30	0,00	100,10	2,43	0,32	65,06	34,94	24,5
0,54	0,31	0,00	0,00	100,07	2,45	0,39	69,76	30,24	28,35
0,15	0,35	0,00	0,00	100,02	2,35	0,34	70,09	29,91	25,61
0,36	0,30	0,00	0,00	100,48	2,77	0,41	70,84	29,15	29,13
0,49	0,30	0,00	0,00	100,63	3,04	0,38	71,36	28,63	27,59
0,23	0,25	0,00	0,00	100,25	1,93	0,46	68,78	31,21	31,57
0,27	0,14	0,00	0,00	99,42	2,58	0,42	69,32	30,67	29,81
0,54	0,14	0,00	0,00	99,51	2,03	0,52	63,07	36,93	34,15
0,04	0,14	0,00	0,00	99,90	1,51	0,29	69,30	30,36	22,61
1,32	0,38	0,00	0,00	99,91	2,11	0,65	68,06	31,94	39,26
0,20	0,31	0,00	0,00	100,27	1,90	0,52	64,33	35,66	34,28
0,23	0,29	0,00	0,00	99,77	1,80	0,52	64,15	35,84	34,15
1,19	0,23	0,12	0,00	100,02	3,057	0,61	74,09	25,91	38,08
0,08	0,34	0,00	0,00	99,49	2,43	0,44	72,26	27,74	30,56
0,20	0,10	0,00	0,00	99,93	2,54	0,54	70,73	29,27	35,23
0,37	0,28	0,12	0,00	100,40	2,52	0,55	83,73	16,27	35,35
0,38	0,23	0,00	0,00	99,41	2,17	0,57	68,33	31,67	36,32
0,51	0,20	0,00	0,00	99,88	3,25	0,51	77,55	22,45	33,79
0,00	0,25	0,12	0,00	99,42	1,34	0,75	71,41	28,59	43,02
0,60	0,34	0,00	0,07	99,60	2,17	0,46	75,48	24,52	31,76
0,13	0,13	0,34	0,00	100,50	2,68	0,57	80,29	19,7	36,65
				Среднее	2,26	0,44	70,07	29,7	30,50

Вулкан Камбальный

0,30	0,31	0,00	0,00	100,23	2,065	0,20	68,10	31,89	17
0,42	0,30	0,00	0,00	100,57	1,987	0,20	68,69	31,31	17
0,32	0,27	0,00	0,00	100,55	2,018	0,20	67,48	32,52	17
-	-	-	-	99,14	1,55	0,22	67,41	32,59	18
-	0,08	-	-	99,94	1,39	0,24	67,81	32,19	20
-	0,09	-	-	98,85	1,79	0,22	70,11	29,89	18
-	0,03	-	-	98,96	1,48	0,24	68,14	31,86	19
-	0,11	-	-	101,44	2,0	0,25	75	25,0	20
				Среднее	1,78	0,21	69,09	30,91	18

Вулкан Дикий Гребень

0,35	0,25	0,70	0,3	99,63	1,54	0,4	63,13	36,82	28,43
0,13	0,19	-	-	99,54	1,89	0,48	60,39	39,61	33,06
-	0,23	-	-	-	1,52	0,52	68,26	31,74	34,38
0,80	0,17	-	-	99,99	1,67	0,47	68,15	31,85	31,9
-	0,08	-	-	-	1,66	0,53	73,86	26,14	34,77
0,30	0,10	-	-	100,21	1,59	0,53	69,9	30,10	34,48
-	0,10	-	-	97,65	1,61	0,52	59,95	30,05	34,19
№	0,14	-	-	100,39	1,59	0,52	69,68	30,32	34,35

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Вулкан Дикий Гребень										
64,90	0,47	15,68	2,98	1,90	0,11	2,28	5,21	3,63	1,95	0,20
65,60	0,30	15,86	2,47	2,06	0,06	2,08	5,04	3,33	2,32	-
65,74	0,89	15,30	3,07	1,72	0,11	2,14	5,04	3,92	2,06	0,20
66,73	0,45	15,18	2,47	2,33	0,11	1,48	4,19	3,59	2,20	-
67,04	0,36	16,46	0,40	1,99	0,26	1,16	4,91	4,89	2,30	0,06
67,10	0,33	16,20	1,57	2,53	0,06	1,84	4,02	3,89	1,49	0,14
67,30	0,70	16,45	1,26	2,73	0,10	1,92	3,94	3,07	2,15	0,11
67,59	0,35	15,18	3,94	-	0,10	1,33	3,76	3,98	2,37	-
68,54	0,28	15,35	1,60	1,72	0,03	0,98	4,26	3,57	1,58	0,22
68,74	0,27	15,02	1,44	1,72	0,03	1,37	4,00	3,16	1,98	-
69,02	0,07	15,77	1,52	1,96	0,01	1,52	3,33	4,08	2,41	0,13
69,38	0,35	14,27	1,79	1,18	0,07	1,43	3,18	4,40	2,69	-
70,08	0,36	13,46	1,61	0,55	0,16	0,86	2,89	5,10	3,04	0,16
50,92	1,00	18,12	5,60	4,22	0,14	4,91	9,61	3,08	0,97	0,28
51,47	1,07	18,05	5,33	4,94	0,18	4,84	8,72	3,10	0,91	-
51,78	1,00	17,61	4,67	4,71	0,15	5,11	9,19	3,06	1,20	0,12
52,72	0,99	18,43	4,83	4,13	0,18	4,59	8,48	3,08	1,26	-
58,42	0,76	15,04	5,14	2,99	0,11	4,91	7,32	2,94	1,51	0,10
58,90	0,67	16,29	3,25	3,55	0,13	3,23	6,40	3,60	1,18	1,25
Вулкан Явинский										
50,66	0,87	21,19	3,95	3,86	0,18	2,61	9,16	3,65	1,62	0,88
50,92	0,95	17,60	2,87	6,20	0,16	6,86	10,45	2,95	0,73	0,77
53,13	0,73	19,95	4,59	3,32	0,10	3,40	7,93	4,01	1,18	0,72
56,74	0,80	17,31	3,78	3,44	0,17	2,16	7,25	3,47	2,10	1,02
58,32	0,62	18,79	2,99	2,92	0,06	2,52	5,99	5,04	1,75	0,57
58,64	0,65	18,86	2,85	2,44	0,16	1,26	7,19	3,78	2,20	0,92
60,36	0,86	17,00	5,50	1,41	0,14	1,17	2,94	4,4	4,36	0,34
Вулкан Третья Речка										
53,88	0,78	19,09	3,61	4,54	0,17	3,88	7,93	3,12	1,60	0,61
54,04	0,72	18,01	4,64	4,34	0,10	4,24	7,08	2,88	1,87	0,90
57,64	0,70	17,01	4,64	2,38	0,13	3,42	6,07	3,03	2,18	1,60
57,82	0,72	17,05	4,67	2,59	0,11	3,26	5,67	3,03	2,40	1,50
59,10	0,72	16,74	4,32	2,33	0,10	3,44	5,73	3,03	2,13	1,17
59,80	0,74	16,92	3,53	3,79	0,11	2,69	6,26	3,23	1,70	0,25
Вулкан Дея и Баба										
48,32	0,86	17,48	4,44	6,33	0,11	5,67	11,41	2,09	0,71	0,53
49,14	0,76	19,66	6,70	2,56	0,10	3,63	8,80	2,38	0,73	2,12
49,32	0,78	20,10	5,03	5,74	0,09	3,79	10,24	2,80	1,02	-
49,44	0,81	21,00	7,31	2,28	0,08	4,48	9,90	2,65	0,64	0,26
50,30	0,91	19,79	4,79	5,31	0,11	3,98	10,11	2,76	0,77	0,10
50,30	1,00	17,77	5,03	6,26	0,22	3,75	10,25	3,15	1,22	0,16
51,71	0,61	21,89	4,13	3,57	0,08	3,20	9,25	3,50	0,73	0,62
52,10	0,85	19,08	4,90	4,74	0,15	2,90	9,27	3,49	1,38	0,28
52,76	0,80	20,41	5,58	3,22	0,17	2,90	8,43	3,60	1,10	0,22
54,48	0,72	20,63	3,09	4,22	0,09	2,59	8,59	3,23	1,03	0,26
57,68	0,76	16,71	6,00	2,22	0,13	3,28	5,91	3,23	1,61	0,57
62,74	0,60	15,52	2,67	3,74	0,14	2,62	4,51	4,21	2,28	0,32
Пемзы Паужетской структуры										
57,06	0,5	18,74	3,06	3,82	0,14	2,51	7,44	3,78	0,99	0,40
57,74	0,65	18,62	2,55	4,48	0,20	2,96	7,78	3,10	0,88	0,28
60,73	0,54	18,52	2,09	2,62	0,11	0,55	7,22	4,65	0,76	0,22
63,20	0,54	16,06	3,59	1,61	0,10	2,43	5,41	3,95	1,85	0,28
63,42	0,60	15,52	1,65	2,69	0,13	1,51	5,39	4,91	1,63	0,46
63,46	0,56	15,67	2,19	2,76	0,13	2,05	4,52	4,15	1,26	0,82
63,84	0,53	16,44	2,61	2,64	0,13	1,74	5,27	4,11	1,13	-

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Вулкан Дикий Гребень									
0,11	0,19	0,20	-	-	1,42	0,54	68,16	31,84	34,95
-	0,13	-	0,08	100,32	1,41	0,7	68,53	31,47	41,06
H/o	0,14	-	-	100,33	1,57	0,52	69,12	30,88	34,45
-	0,15	-	-	99,61	1,41	0,61	76,43	23,57	38
0,22	0,13	-	-	100,18	2,15	0,47	67,32	32,68	31,99
-	0,05	-	0,33	99,55	1,2	0,38	69,02	30,98	27,7
0,46	0,09	-	-	100,28	1,12	0,7	67,51	32,49	41,19
-	0,05	-	-	99,46	1,64	0,59	74,76	25,24	37,32
-	0,11	-	0,42	99,19	1,04	0,44	77,21	22,79	30,68
-	0,14	-	0,60	99,10	1,03	0,63	69,76	30,24	38,52
-	0,05	-	0,22	100,52	1,62	0,59	69,6	30,4	37,13
1,33	0,10	-	-	100,17	1,91	0,61	67,5	32,5	37,94
1,51	0,13	0,55	-	100,46	2,45	0,6	71,52	28,48	37,35
0,74	0,06	-	-	99,65	2,07	0,31	66,67	33,33	23,95
-	0,72	-	-	100,27	1,9	0,29	67,97	32,03	22,69
0,91	0,08	-	-	99,59	1,87	0,39	64,78	35,27	29,82
-	0,28	-	-	99,84	1,94	0,41	66,13	33,87	29,03
0,33	0,12	-	-	99,69	1,28	0,51	62,35	37,65	33,93
0,80	0,31	-	-	99,51	1,44	0,33	67,8	32,2	24,69
Среднее					1,61	0,5	68,72	31,28	33,26
Вулкан Явннский									
-	0,51	-	-	99,14	3,62	0,44	74,95	25,02	30,74
-	0,26	-	-	100,71	1,71	0,24	56,94	43,06	19,84
-	0,19	0,02	0,35	99,62	2,66	0,29	69,94	30,06	22,74
1,19	0,25	-	-	-	2,26	0,61	76,97	23,03	37,7
-	0,11	0,05	0,15	99,88	3,01	0,34	70,11	29,39	25,77
1,38	0,16	-	-	-	2,29	0,58	80,76	19,24	36,79
0,99	0,36	-	-	99,98	4,47	0,97	85,52	14,48	49,49
Среднее					2,86	0,49	73,60	26,40	31,87
Вулкан Третья Речка									
0,47	0,10	-	-	99,78	2,06	0,51	67,75	32,25	38,90
1,31	0,08	-	-	100,21	2,04	0,35	67,93	32,07	39,37
1,02	0,08	-	-	99,90	1,85	0,72	67,24	32,76	41,84
1,34	0,06	-	-	100,22	1,98	0,79	69,01	30,99	44,20
1,16	0,07	-	-	100,04	1,65	0,70	65,91	34,09	41,28
0,56	0,14	0,01	0,03	99,76	1,45	0,53	73,17	26,87	34,48
Среднее					1,84	0,60	68,5	31,51	39,16
Вулкан Дед и Баба									
1,13	0,18	0,05	0,40	99,71	1,47	0,34	65,51	34,49	25,36
1,64	0,13	1,37	0,10	99,82	1,57	0,39	71,84	28,16	23,47
-	0,15	0,67	0,03	99,76	2,31	0,36	73,97	26,03	26,7
0,92	0,13	0,91	-	99,91	1,68	0,24	68,16	31,84	19,45
0,59	0,13	0,10	-	99,75	1,71	0,28	71,73	28,27	21,81
0,71	0,15	-	-	99,97	2,62	0,39	75,07	24,93	27,92
-	0,14	0,61	0,38	100,42	2,05	0,29	70,64	29,36	17,26
0,94	0,19	-	-	100,27	2,61	0,39	76,87	23,13	28,34
0,19	0,25	-	-	99,63	2,26	0,38	75,21	27,79	23,4
0,58	0,22	0,01	-	99,74	1,58	0,32	73,84	26,16	21,18
1,11	0,17	0,08	0,03	99,59	1,58	0,50	71,48	28,52	33,26
0,41	0,06	-	-	99,82	2,14	0,54	70,99	29,01	35,13
Среднее					1,96	0,37	72,11	28,14	25,52
Пемзы Паужетской структуры									
0,90	0,28	-	-	99,60	1,62	0,26	73,27	26,73	20,75
0,42	0,05	-	-	99,71	1,08	0,22	70,37	29,63	22,11
-	0,13	1,47	-	99,61	1,65	0,16	89,54	10,46	14,05
			п.п.						
0,80	0,17	-	-	99,99	1,67	0,47	68,15	31,85	31,90
1,16	0,17	-	-	99,69	2,1	0,33	74,19	25,81	24,92
-	0,12	1,79	0,13	99,61	1,43	0,30	70,71	29,29	23,29
			п.п.						
-	0,12	1,07	0,06	99,89	1,32	0,27	75,11	24,89	21,56
			п.п.						

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Пемзы Паужетской структуры										
65,00	0,43	16,88	1,11	1,50	0,09	0,75	3,98	4,91	1,63	0,94
67,95	0,03	15,55	1,34	1,51	-	0,68	2,59	4,37	0,80	0,87
68,20	0,30	14,34	0,48	1,44	0,09	0,45	2,76	5,10	2,05	1,26
68,24	0,34	14,91	2,27	1,12	0,08	0,54	3,07	4,50	1,80	0,36
68,62	0,29	14,42	1,01	1,69	0,08	0,40	3,98	4,69	1,77	2,06
69,72	0,32	14,87	1,70	1,47	0,07	0,36	2,79	4,50	1,76	0,44
70,06	0,34	14,10	0,90	1,11	0,08	0,40	3,06	5,20	2,18	0,32
70,22	0,03	15,37	0,80	1,24	-	1,02	2,12	4,66	1,61	0,28
70,65	0,23	13,81	1,47	1,02	0,07	0,29	2,74	4,69	1,76	0,61
70,78	0,25	13,34	0,98	1,15	0,07	0,37	1,35	4,36	2,02	2,48
70,80	0,34	13,77	0,99	0,95	0,08	0,34	3,06	5,30	2,23	0,28
70,89	0,21	14,39	0,86	0,87	0,06	-	3,13	4,80	1,85	0,80
71,00	0,20	14,42	1,07	1,06	0,05	0,42	2,35	4,42	1,99	0,26
72,64	0,19	12,96	1,21	0,80	0,07	0,04	2,62	4,43	2,21	0,22
73,64	0,20	12,82	0,90	0,86	0,06	0,06	2,38	4,42	2,15	0,46

Спекшиеся туфы и игнимбриты Паужетской структуры

66,56	0,36	16,25	1,68	2,06	0,09	1,30	4,13	4,29	1,66	0,10
67,00	0,15	16,86	1,55	2,07	0,11	0,97	3,82	4,37	1,84	0,58
67,15	0,55	16,08	2,77	1,24	0,11	1,12	3,90	4,65	0,96	0,82
67,96	0,46	15,88	1,69	1,44	0,10	1,40	4,27	3,86	1,44	0,30
68,34	0,31	13,72	1,07	1,53	0,08	0,48	3,21	4,16	1,68	0,00
69,10	0,40	14,77	1,89	1,72	0,06	1,93	3,16	4,19	1,86	0,22
69,44	0,35	13,89	0,42	2,24	0,09	0,80	1,79	3,24	2,28	0,00
69,98	0,44	14,14	1,16	1,98	0,08	1,48	2,99	3,81	2,45	0,11
70,04	0,41	1,61	1,58	1,58	0,11	1,21	3,58	4,42	1,39	0,10
70,68	0,36	16,68	1,37	1,18	0,09	0,81	3,50	4,42	1,64	0,07
70,72	0,36	14,66	1,30	1,62	0,10	0,61	3,15	4,24	2,23	0,32
70,99	0,31	14,84	0,98	2,30	0,10	0,63	3,60	3,92	1,31	0,00
71,32	0,40	15,49	1,59	1,44	0,10	0,90	3,76	4,42	1,58	0,07
71,38	0,27	15,06	1,49	1,26	0,08	0,44	2,77	3,64	1,33	0,00
71,70	0,32	14,43	1,56	0,81	0,06	0,70	3,02	3,92	2,61	0,07
71,74	0,37	13,39	1,84	1,65	0,03	1,24	3,94	3,01	1,85	0,32
71,92	0,29	14,24	1,38	0,91	0,91	0,28	2,31	3,80	2,61	0,45

Примечание. Вулканы Большая и Малая Ипелька. Большая Ипелька: 1-3, 6 - дайки привершинной части, колл. В.С.Шеймовича, ан. Яроцкая М.Д.; 4, 7, 11 - лавовые потоки вулкана, колл. Н.Н.Кожемыки, ан. Милованова М.И.; 8-10 - экструзивный купол, колл. В.С.Шеймовича, ан. Новоселская Г.П.; Малая Ипелька: 12 - Эрлих, 1966. Вулкан Опала: 1, 2 - кальдера вулкана, колл. Н.В.Огородова, Л.П.Грязнова, ан. Милованова М.И., Котова В.Г.; 3 - гора Столовая, колл. Н.В.Огородова, ан. Некрасова Г.Ф.; 4-8, 11 - молодой конус, колл. Н.В.Огородова, ан. Милованова М.И., Новоселская Г.П.; 9 - молодой конус, Маренниа, 1958; 10 - гора Скалистая, колл. Н.В.Огородова, ан. Милованова М.И.; 12 - экструзивный купол в воронке взрыва, колл. Н.В.Огородова, ан. Милованова М.И. Вулкан Горелый: 1, 3-5, 7-9, 28 - молодой конус, Эрлих, 1966; 10-13, 15, 16, 19, 20, 21, 23; 27, 36, 39 - кальдерный комплекс, Эрлих, 1966; колл. В.С.Шеймовича, ан. Ильных А.И., Черепова Т.А., Олейник В.Г.; 2, 14, 18, 42, 44, 45 - гора Скалистая, Эрлих, 1966; колл. В.С.Шеймовича, ан. Ильных А.И.; 41, 43 - экструзивные тела, Эрлих, 1966, колл. В.С.Шеймовича, ан. Ильных А.И.; 37 - дайкообразное тело в кальдере вулкана, Эрлих, 1966; 6 - шлаковый конус на борту кальдеры, Эрлих, 1966; 17, 22, 24-26, 29-35, 38, 40 - игнимбриты, Эрлих, 1966; колл. В.С.Шеймовича, ан. Олейник В.Г., Ильных А.И., Черепова Т.А. Вулкан Мутновский: 1, 2, 7, 8, 11 - Эрлих, 1966; 3, 5 - пирокластический материал извержения 1960-1961 г., Эрлих, 1966; 4, 6 - шлаковые конусы, Эрлих, 1966; 9, 11 - гора Тарбаганья, Эрлих, 1966; 14 - экструзия оврага Опасного, Эрлих, 1966; 10, 13 - обломки пемзового туфа, Маренниа, 1956.

Вулкан Асача: 5, 4, 14 - дренная Асача, отм. 1182,2, колл. Н.В.Огородова, В.С.Шеймовича, ан. Долгова Т.В., Яроцкая М.Д., Карташева Л.А.; 1-3, 6, 12, 13 - вулкан Асача, колл. В.С.Шеймовича, Н.В.Огородова, ан. Черепова Т.А., Долгова Т.В., Олейник В.Г.; 10, 17 - экструзия горы Асачи, колл. Н.В.Огородова, ан. Долгова Т.В., Некрасова Г.Ф.; 7, 8 - гора Туманов, колл. Н.В.Огородова, ан. Долгова Т.В., Карташева Л.А.; 11, 15, 16 - гора Желтая, колл. Н.В.Огородова, В.С.Шеймовича, ан. Карташева Л.А., Яроцкая М.Д.; 9 - экструзия горы Желтой, колл. Н.В.Огородова, ан. Долгова Т.В. Вулкан Ходутка: 1, 4 - кальдера вулкана, Эрлих, 1966; 5-7 - молодой конус, Эрлих, 1966; 2 - шлаковый конус на склоне вулкана, Эрлих, 1966; 3 - конус Приемыш, Эрлих, 1966; 8 - экструзия,

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Пемзы Паужетской структуры									
2,55	0,12	-	-	99,89	1,94	0,33	77,68	22,32	24,92
-	0,02	3,73 п.п.	0,16	99,60	1,07	0,18	80,74	19,26	15,47
3,40	0,22	-	-	100,09	2,03	0,40	81,01	18,99	28,67
2,25	0,22	-	-	99,70	1,57	0,40	86,26	13,74	28,57
1,15	0,07	-	-	99,93	1,65	0,38	87,10	12,90	27,40
2,07	0,18	-	-	100,25	1,47	0,39	89,80	10,20	28,12
2,35	0,18	-	-	100,28	2,01	0,42	83,40	16,60	29,54
-	0,02	2,95 п.п.	0,27	100,59	1,44	0,34	66,67	33,33	25,68
-	0,03	2,41 п.п.	0,03	99,71	1,51	0,37	89,57	10,43	27,29
2,60	0,06	-	-	99,81	1,47	0,46	85,20	14,80	31,66
2,28	0,13	-	-	100,55	2,04	0,42	85,09	14,91	29,61
-	0,10	2,40 п.п.	-	100,06	1,59	0,38	-	-	27,82
2,38	0,15	-	-	99,77	1,47	0,45	83,53	16,47	31,05
2,98	0,03	-	-	100,40	1,49	0,50	98,05	1,95	33,28
2,42	0,02	-	-	100,39	1,41	0,49	96,70	3,30	32,72
				Среднее	1,59	0,36	81,53	18,47	26,7

Спекшиеся туфы и игнимбрты Паужетской структуры

0,10	0,00	0,00	-	99,67	1,50	0,39	74,21	25,79	27,90
0,54	0,14	-	-	100,26	1,61	0,42	78,87	21,13	29,63
0,35	0,14	0,00	0,00	99,84	1,30	0,21	78,17	21,83	17,11
0,45	0,09	0,60	0,00	99,94	1,12	0,37	69,09	30,91	27,17
0,00	0,00	0,00	-	99,92	1,35	0,40	84,41	15,58	28,77
0,32	0,12	-	0,44	100,18	1,4	0,44	65,16	34,84	30,74
0,00	0,04	0,00	0,00	99,79	1,52	0,70	76,88	23,12	41,30
0,81	0,00	0,00	0,08	99,51	1,45	0,64	67,96	32,04	39,14
0,9	0,10	0,00	-	99,62	1,25	0,31	72,31	27,69	23,92
0,43	0,38	0,00	-	99,60	1,33	0,37	75,89	24,11	27,06
0,5	0,26	0,09	-	100,01	1,51	0,53	82,71	17,28	34,47
0,00	0,01	0,00	-	99,13	0,98	0,33	83,88	16,11	25,05
0,15	0,1	0,00	-	100,46	1,27	0,36	77,10	22,90	26,33
0,00	0,01	0,00	0,00	99,93	0,88	0,36	86,21	13,79	26,76
0,50	0,10	0,00	-	99,80	1,49	0,66	77,20	22,80	39,97
0,32	0,11	0,00	0,03	99,18	0,82	0,61	73,78	26,22	38,07
0,69	0,26	0,52	0,34	100,01	1,42	0,69	89,10	10,90	40,72
				Среднее	1,31	0,46	77,23	22,77	30,83

Эрлих, 1966. Вулкан Саван: 1-3 - гора Саван, колл. В.С.Шеймовича, ан. Яроцкая М.Д.; 4 - экструзия, колл. В.С.Шеймовича, ан. Яроцкая М.Д. Ареальная зона: 1, 2, 4 - шлаковый конус Зеленый, район вулкана Вилочик, колл. А.Н.Сирина; 3 - маар, западный склон вулкана Скалистого, колл. Н.В.Огородова, ан. Некрасова Г.Ф.; 5-10; 14, 17, 19, 22, 23, 25, 32, 35 - шлаковые конусы района вулкана Ходутки, колл. Н.В.Огородова, В.С.Шеймовича, ан. Карташева Л.А., Котова В.Г., Новоселенская Г.П., Некрасова Г.Ф., Долгова Т.В.; 11, 28 - шлаковый конус руч. Медвежий, колл. В.С.Шеймовича, ан. Карташева Л.А., Новоселенская Г.П.; 12, 26 - шлаковый конус Толмачева дола, колл. Н.В.Огородова, ан. Некрасова Г.Ф., Новоселенская Г.П.; 13, 40 - соп. Беленькая, Пийп, 1947; колл. В.С.Шеймовича, ан. Г.И.Гузилова; 15 - шлаковый конус района вулкана Горелья, колл. И.Т.Кирсанова, ан. Долгова Т.В.; 16, 24 - шлаковый конус озера Опасного, колл. И.Т.Кирсанова, ан. Долгова Т.В.; Некрасова Г.Ф.; 18 - шлаковый конус р.Ужич, колл. В.С.Шеймовича, ан. Яроцкая М.Д.; 20 - гора Останец, колл. В.С.Шеймовича, ан. Новоселенская Г.П.; 21 - шлаковый конус Зеленый, колл. А.М.Фаворской, ан. Царева; 27, 29 - шлаковый конус оз.Срединного, колл. В.С.Шеймовича, ан. Новоселенская Г.П.; 30 - гора Плоская, колл. В.С.Шеймовича, ан. Новоселенская Г.П.; 31 - шлаковый конус истока р.Правый Саван, колл. В.С.Шеймовича, ан. Карташева; 33 - шлаковый конус р.Рыбной, колл. В.С.Шеймовича, ан. Черепова Т.А.; 34 - шлаковый конус района вулкана Высокого, колл. Н.В.Огородова, ан. Некрасова Г.Ф.; 36 - шлаковый конус руч. Озерный Ключ, выс. 571 м, колл. В.С.Шеймовича, ан. Новоселенская Г.П.; 37 - шлаковый конус Тополовый, колл. А.Н.Сирина; 38 - гора Отдельная, колл. В.С.Шеймовича, ан. Новоселенская Г.П.; 39, 41 - маар оз.Чаша, колл. В.С.Шеймовича, ан. Котова В.Г., Вулкан Темный: 1-4 - гора 1016, колл. В.С.Шеймовича, ан. Черепова Т.А., Олейник В.Г.; 5, 6 - экструзия руч. Первый Ключ, колл. В.С.Шеймовича, ан. Яроцкая М.Д. Вулкан 1012: 1 - нект вулкана, колл. В.С.Шеймовича, ан. Яроцкая М.Д.; 2 - лавовый поток, колл. В.С.Шеймовича, ан. Яроцкая М.Д.; 3 - экструзивный купол, Эрлих, 1966; 4 - игтузия в районе горы 1012, колл. В.С.Шеймовича, ан. Яроцкая М.Д.; 5 - игнимбриг, колл. В.С.Шеймовича, ан. Яроцкая М.Д. Вулканы Большие и Малые Иголки: 1, 2 - Большие Иголки, колл. Н.В.Огородова, ан. Некрасова Г.Ф., Карташева Л.А.; 3-5 - Малые Иголки, колл. Н.В.Огородова, ан. Карташева Л.А. Вулкан Ксудач: 1, 3-5 - молодой конус,

Примечание (окончание)

Эрлих, 1966; 2, 7, 9 - кальдера вулкана, Эрлих, 1966; 10, 11 - экструзия, Эрлих, 1966; 12 - пемзы вулкана, Пийп, 1947; 6, 8, 13 - вулканический песок и пепел 1907 г. извержения, Влодавец, 1939. Вулкан Желтовский: 7 - подножие вулкана, колл. Н.В.Огородова, ан. Солдатов В.М.; 14 - середина склона, колл. Н.В.Огородова, ан. Некрасова Г.Ф., Солдатов В.М.; 2, 5, 8, 11, 13 - вершина вулкана, колл. Н.В.Огородова, ан. Табакова О.М., Гусакова Н.Р., Карташева Л.А.; 6, 9, 16, 17 - экструзивные куполы, колл. Н.В.Огородова, ан. Некрасова Г.Ф., Солдатов В.М.; 3, 10, 12, 15 - склон вулкана, колл. В.С.Шеймовича, ан. Гузиева Г.И.; 1 - 'дайка' в кратере вулкана, колл. Н.В.Огородова, ан. Некрасова Г.Ф. Вулкан Ильинский: 5, 7, 13, 16-18, 22, 23, 25, 28, 32, 33, 36, 37 - подножие вулкана, Южный склон, колл. Н.В.Огородова, ан. Долгова Т.В., Слашева А.М.; 10, 15, 20, 21, 35 - северный склон, колл. Н.В.Огородова, В.С.Шеймовича, ан. Солдатов В.М., Гузиева Г.И.; 3, 6, 11 - восточный склон, колл. Н.В.Огородова, ан. Белохвостикова М.М.; 19, 24, 26, 30, 31, 34 - вершина вулкана, колл. Н.В.Огородова, ан. Солдатов В.М., Гуничева Т.Н.; 4, 8, 9, 12, 27 - воронка варьана на СЗ склоне вулкана, колл. Н.В.Огородова, ан. Табакова О.М., Солдатов В.М., Белохвостикова М.М.; 1, 2, 14, 29 - ксенолиты, колл. Н.В.Огородова, ан. Долгова Т.В., Табакова О.М., Гуничева Т.Н. Вулкан Кошелевский: 3, 7, 9, 11, 14 - Древний Кошелевский, колл. Н.В.Огородова, А.И.Сережникова, ан. Долгова Т.В., Табакова О.М., Чернова Т.А.; 2, 6, 23, 25 - Западный Кошелевский, колл. Н.В.Огородова, ан. Чернова Т.А., Солдатов В.М.; 13, 16, 17 - Центральный Кошелевский, колл. А.И.Сережникова, ан. Чернова Т.А.; 1, 10, 15, 18, 19, 21, 22, 26 - вулкан Валентин, колл. Н.В.Огородова, ан. Солдатов В.М., Долгова Т.В., Табакова О.М.; 4, 12, 20 - Восточный Кошелевский, колл. Н.Е.Литасова, ан. Табакова О.М.; 5 - активный кратер, колл. А.И.Сережникова, ан. Чернова Т.А.; 8 - шлаковый конус на склоне вулкана Кошелевский, колл. Н.В.Огородова, ан. Долгова Т.В.; 24 - экструзия горы Медвежьей, колл. Н.Е.Литасова, ан. Новоселецкая Г.П. Вулкан Камбальный: 3, 5, 7, 8 - склон вулкана, колл. Н.В.Огородова, ан. Табакова О.М.; 1, 4, 6 - вершина вулкана, колл. Н.В.Огородова, ан. Табакова О.М.; 2 - шлаковый конус у подножия вулкана, колл. Н.В.Огородова, ан. Табакова О.М. Дикий Гребень: 1-21 - лавровые потоки, Вольнец, 1977; 22-27 - включения, Вольнец, 1977. Вулкан Явинский: 1, 5, 6 - склон вулкана, колл. О.Н.Вольница, Н.Е.Литасова, ан. Князева Г.Ф., Воронова Л.Г.; 3, 4 - привершинная часть склона, колл. Н.Е.Литасова, ан. Воронова Л.Г.; 7 - экструзивное образование, северо-западный склон, колл. О.Н.Вольница, ан. Карташева Л.А.; 2 - шлаковый конус Ухо, колл. О.Н.Вольница, ан. Карташева Л.А. Вулкан Третья Речка: 1-5 - вершина вулкана, околосерлава фация, колл. О.Н.Егорова, ан. Лец Г.В.; 6 - склон вулкана, верховье Первой Речки, колл. А.И.Сережникова, ан. Новоселецкая Г.П. Вулкан Дея и Баба: 1, 3, 11 - гора Баба, колл. А.И.Сережникова, Ю.М.Слепова, ан. Ярецкая М.Д.; 2, 4, 7, 10 - западный склон вулкана, колл. А.И.Сережникова, ан. Некрасова Г.Ф.; 5 - мыс Сивучий, колл. А.И.Сережникова, ан. Новоселецкая Г.П.; 6, 8, 9, 12 - северный склон вулкана, колл. О.Н.Егорова, ан. Лец Г.В. Пемзы Паужетской структуры: 1, 5, 6, 11-13 - пемзовые поля района вулкана Ильинский, колл. Н.Н.Кожемьяки, ан. Табакова О.М., Свералик О.В., Новоселецкая Г.П.; 2, 3, 8, 20-22 - пемзы района вулкана Желтовский, колл. Н.Н.Кожемьяки, ан. Слашева А.М., Табакова О.М., Свералик О.В.; 4, 7, 14-16, 18, 19 - пемзы района Дикого Гребня, колл. Н.Н.Кожемьяки, ан. Осетрова Т.П., Слашева А.М., Зорин М.Н.; 9, 10 - пемзы района долины р. Паужетки, колл. Н.Н.Кожемьяки, ан. Табакова О.М., Зорин М.Н.; 17 - пемзы Камбального хребта, колл. Н.Н.Кожемьяки, ан. Новоселецкая Г.П., Осетрова Т.П. Спекшиеся туфы и игнимбриты Паужетской структуры: 1, 8 - туфы, долина р.Озерной, Эрлих, 1966; колл. Е.Ф.Малева; 3 - Гольягинские источники, Эрлих, 1966; колл. Б.И.Пийпа; 4 - туф, р.Правой Шумной, высота 1110, колл. А.И.Сережникова, ан. Табакова О.М.; 16 - район Первой Речки, Эрлих, 1966; колл. С.Е.Апрелова; 2, 6 - туфо-игнимбриит, р.Гаврюшка, колл. Н.Н.Кожемьяки; 15, 17 - район высоты 556, колл. Белоусова В.И., ан. Табакова О.М.; 5, 7 - игнимбрииты, район высоты 556, колл. Н.Е.Литасова; 9, 10, 13 - туфо-игнимбрииты, разрез покровы, район высоты 558, колл. О.Н.Егорова, ан. Табакова О.М., 11 - игнимбрииты, район высоты 640, колл. Н.Н.Кожемьяки; 12, 14 - туфо-игнимбрииты, район высоты 640, колл. Н.Е.Литасова, ан. Белохвостова М.М., Табакова О.М.

Эффузивы Южно-Камчатской зоны включают в себя обширный ряд пород от базальтов с низким содержанием кремнекислоты (~47%) до липаритов (~74%). Распределение пород по кислотности носит неравномерный характер. Отчетливый максимум приходится на область базальтов с содержанием SiO_2 50% (рис. 11). Слабее выражены максимумы в области андезитов (58% SiO_2), андезитов-дацитов (63% SiO_2) и дацитов (69% SiO_2). Подавляющее большинство базальтов имеет повышенные содержания Al_2O_3 , т.е. относится к высокоглиноземистому типу (рис. 12).

В пределах групп пород с одинаковым содержанием кремнекислоты не обнаруживается однородности по всем остальным компонентам. Это в особенности заметно на примере щелочей. Максимальные колебания содержания K_2O в базальтах составляют 0,2-2%, а колебания Na_2O от 1,5 до 4,5%.

Для того чтобы обнаружить пространственную закономерность подобных колебаний, был подсчитан индекс Риттмана, позволяющий сравнивать щелочность пород с различным содержанием SiO_2 . Средние значения индекса Риттмана (σ) для каждого вулкана нанесены на карту (рис. 13). Выделяются три области распространения пород с близкими значениями (σ). Границы этих областей или подзон вытянуты в СВ направлении и соответствуют рядам вулканов. В зону с минимальным значением σ ($1,5 \pm 0,25$) попадают вулканы восточного ряда: Мутновский, Асача, Ходутка, Ксудац, Желтовский, Ильин-

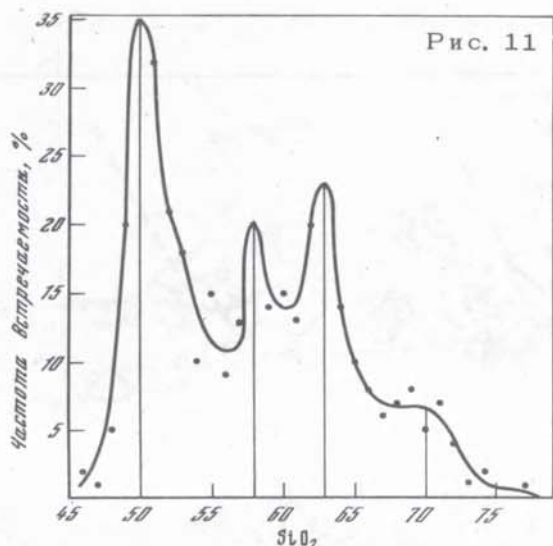


Рис. 11

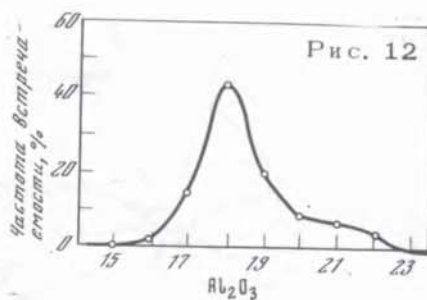


Рис. 12

Рис. 11. Распределение четвертичных вулканических пород Южной зоны по содержанию SiO_2

Рис. 12. Распределение четвертичных базальтов Южной зоны по содержанию Al_2O_3

ский, Камбалный, Дикий Гребень. Область промежуточного значения индекса Риттмана ($2,0 \pm 0,25$) охватывает вулканы центральной части Южной Камчатки, включая и районы развития ареального вулканизма. Сюда относятся вулканы: Горелый, Саван, Хетик, Кошелевский, Третья Речка, Дед и Баба, а также ареальная зона в целом. Западный ряд вулканов находится в области с максимальным значением σ ($2,5 \pm 0,25$). Это такие вулканы, как Большая Ипелька, Малая Ипелька, Уступ, Удочка, Опала, Иголки, Явинский.

Интересно, что границы областей с близким значением σ не замыкаются на юге Камчатки, а протягиваются на Курильскую островную дугу. Смена щелочности вулканических пород вкост островных дуг, а также на территории Камчатки с востока на запад отмечалась ранее многими исследователями (Набоко, 1963; Горшков, 1963, 1967; Куно, 1964; Маржинин, 1971; Пискунов, 1975; и др.). Эта практически общепринятая точка зрения подтверждается и на примере Южно-Камчатской вулканической зоны. Средние значения индекса Риттмана для четвертичных вулканических пород составляют для Восточной Камчатки 1,52, для Центральной Камчатской депрессии 1,68 и для Срединного хребта 2,13 (Эрлих, 1966). Таким образом, по щелочности пород напрашивается аналогия Восточной вулканической подзоны Южной Камчатки с Восточно-Камчатской зоной, западного ряда вулканов — со Срединным хребтом, хотя и в последнем случае полной аналогии нет. Ввиду неоднородности химизма пород Срединного хребта, по-видимому, следует сопоставлять по щелочности восточную часть Срединного хребта с Центральной подзоной Южной Камчатки ($\sigma \sim 2$) и лишь западный ряд нижнечетвертичных вулканов Срединного хребта, таких, как Шлен, Кетелана, Чекчебоная и др., близок по щелочности пород с западным рядом вулканов Южной Камчатки, хотя и несколько превосходит последний ($\sigma = 3$). С Западной подзоной Южной Камчатки сходен по щелочности вулкан Алаид в Курильской островной дуге, средний индекс Риттмана для пород которого составляет 2,51 (подсчитан по данным Г.С. Горшкова, 1967). Камчатская депрессия, судя по индексу Риттмана, является промежуточной между восточным рядом вулканов и Центральной подзоной Южной Камчатки. Очевидно, что тот эффект возрастания щелочности пород с востока на запад, который наблюдается для Камчатки в целом, в южной ее части сосредоточен на отрезке шириной всего 50 км, т.е. имеет максимальный градиент. Закономерное возрастание щелочности вкост простирающейся зоны обязано не только изменению концентрации K_2O , но также и изменению содержания Na_2O , как это следует из графических сопоставлений (рис. 14, 15). Однако надо иметь в виду, что разброс в содержании щелочей в пределах каждой из зон все же весьма существен.

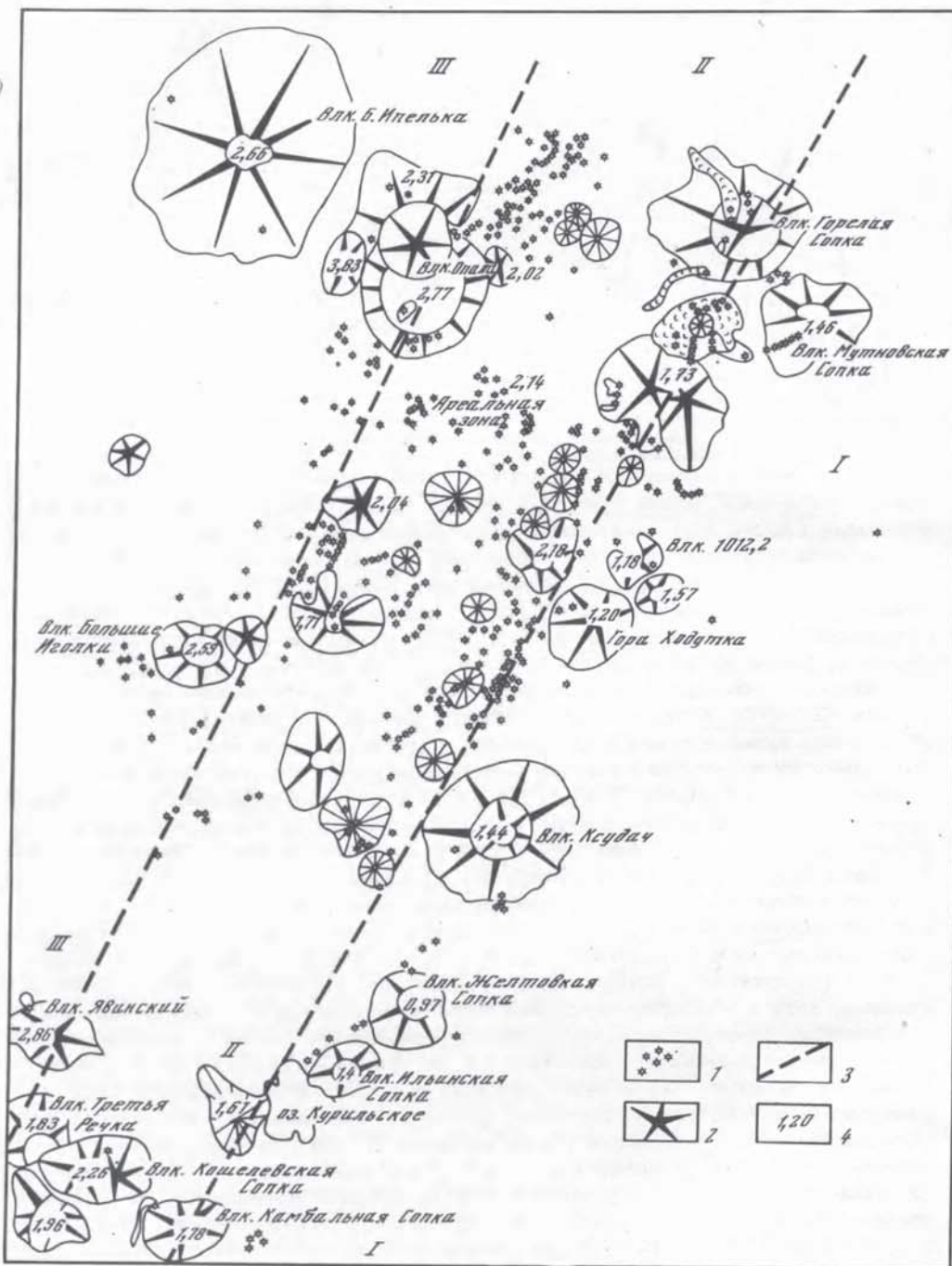


Рис. 13. Схема распределения средних значений индекса Ритмана в четвертичных вулканических образованиях Южной Камчатки

Подзоны: I - Восточная, $\sigma = 1,5 \pm 0,25$, II - Центральная, $\sigma = 2 \pm 0,25$; III - Западная, $\sigma = 2,5 \pm 0,25$. 1 - зона ареального вулканизма; 2 - вулкан; 3 - разлом; 4 - значения σ .

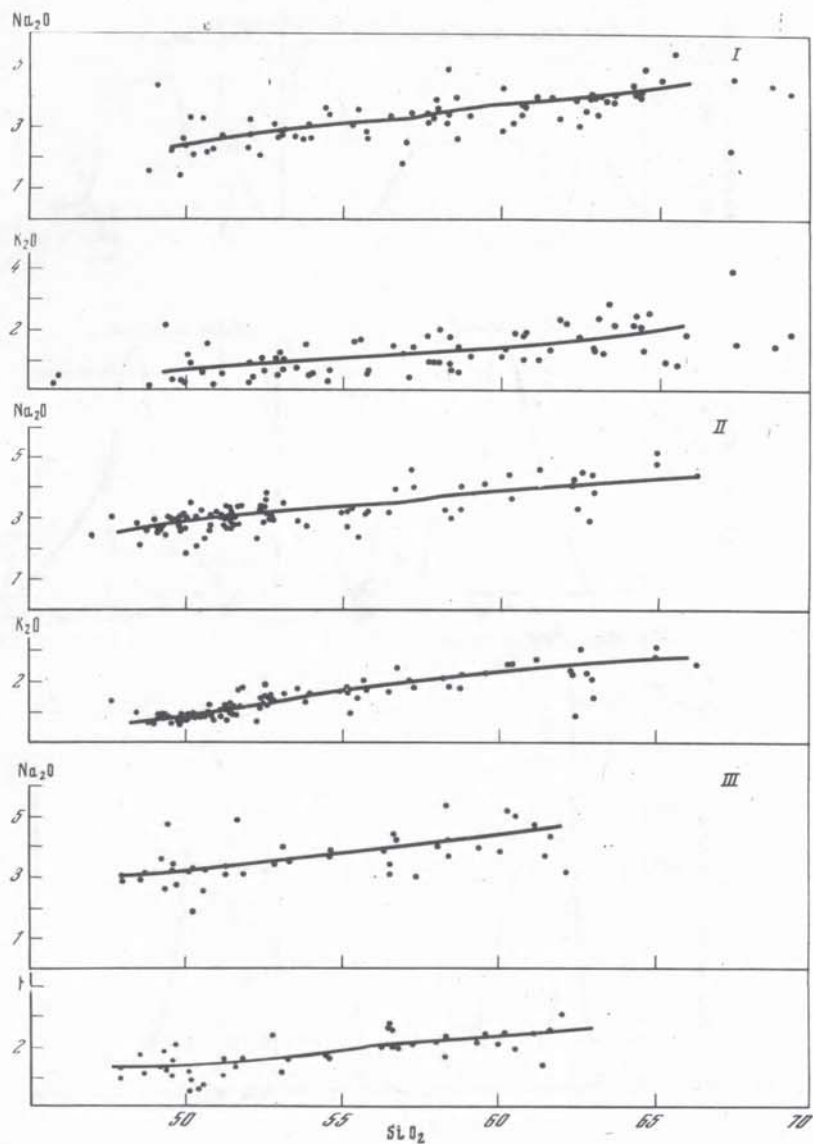


Рис. 14. Диаграммы $K_2O - SiO_2$ и $Na_2O - SiO_2$ для эффузивов различных вулканических подзон Южной Камчатки

Подзоны: I - Восточная; II - Центральная; III - Западная;

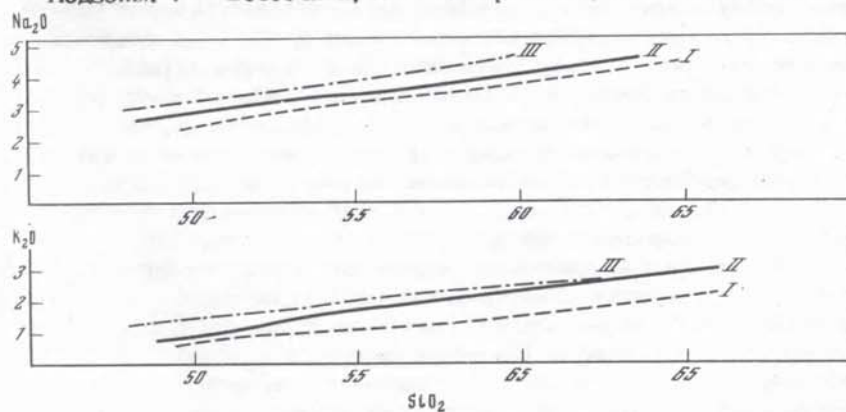


Рис. 15. Сводная диаграмма $K_2O - SiO_2$ и $Na_2O - SiO_2$ для I-III подзон Южной Камчатки

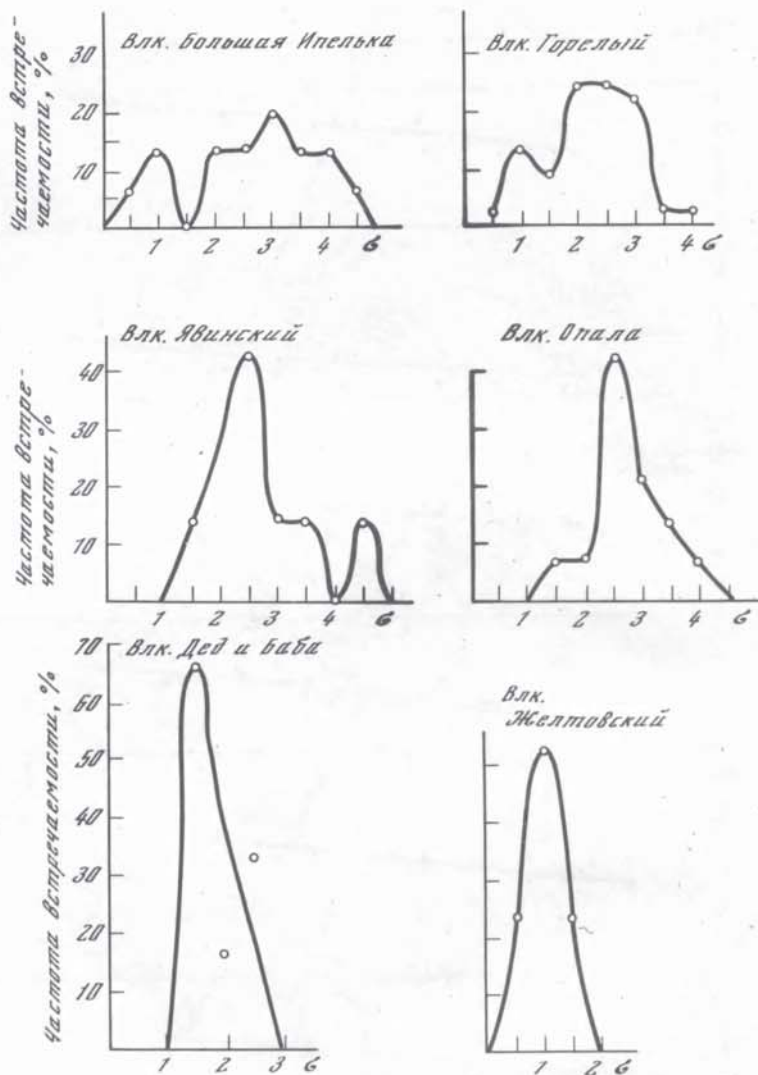
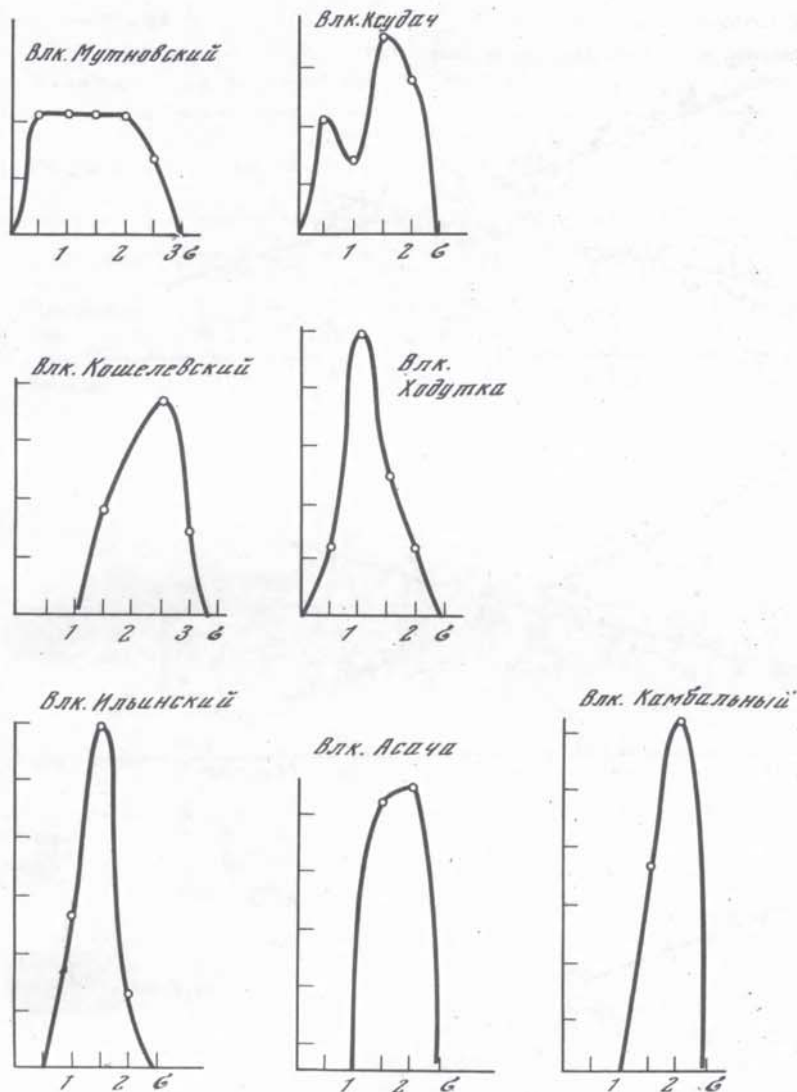


Рис. 16. Распределение σ в породах различных вулканов Камчатки

Нами были построены графики частот встречаемости одинаковых значений индекса Ритмана для каждого вулкана Южной Камчатки (для них имеется достаточное количество анализов; рис. 16). На графиках видно, что у подавляющего количества вулканов кривые распределения значений индекса Ритмана имеют отчетливо выраженный максимум. Около 50% пород вулканов имеют одинаковые значения σ , разброс невелик. Из этой группы резко выпадают кривые распределения вулканов Большая Ипелька, Горелый и Мутновский, имеющие вместо максимума плоские вершины. По-видимому, для этих вулканов характерно присутствие в постройке пород с различной щелочностью. Так, в постройке Мутновского вулкана равномерно распределены (по 20%) породы с $\sigma = 0,5, 1, 1,5$ и 2 (см. рис. 16). Еще более растянут интервал значений (от 1 до 4) в породах вулкана Большая Ипелька (см. рис. 16). Если обратить внимание на географическое положение названных вулканов в Южно-Камчатской зоне, то можно заметить, что все три вулкана расположены на ее северном окончании и лежат на поперечной зоне разлома, ограничивающей всю структуру с севера. Вероятно, именно с таким положением вулканов связано на этом участке как бы смешение пород различной щелочности в пределах одной постройке, хотя общая тенденция возрастания щело-



чей с востока на запад сохраняется. Так, например, в постройке вулкана Горельский присутствуют эффузивы, характерные как для Западной вулканической подзоны, так и для Восточной. В постройке вулкана Мутновский развиты породы, которые по щелочности могут быть отнесены и к восточному ряду вулканов, и к центральному. На вулкане Ипелька присутствует весь ряд пород от характерных для Восточной подзоны до наиболее щелочных разновидностей Западной подзоны.

Выделенные нами по щелочности три вулканические подзоны различаются также по индексу Пикока (рис. 17) — максимальному для восточного ряда вулканов (62,5), промежуточному для центральной части (59) и минимальному для западного ряда вулканов (58). По классификации Пикока породы Восточной подзоны относятся к известковому типу пород. Породы же Центральной и Западной подзон должны быть отнесены к известково-щелочному типу как по классификации Пикока, так и по классификации Ритмана ($\sigma < 4$). Но в породах Западной подзоны присутствуют и разновидности, имеющие индекс Ритмана, близкий к 4, т.е. относящийся уже к субщелочному типу. Таким образом, по принятой в настоящее время градации можно считать, что вулканы Восточной вулканической подзоны относятся к известковому типу, Цент-

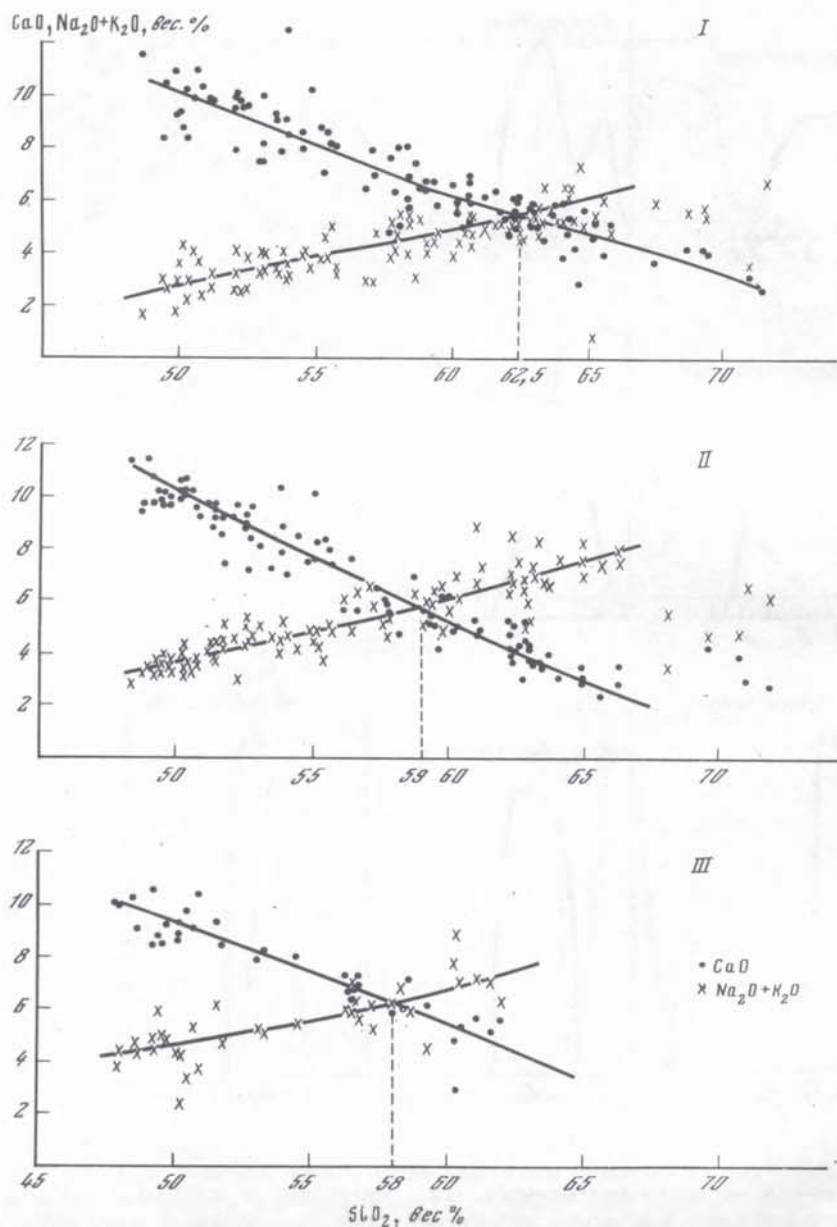


Рис. 17. Известково-щелочной индекс Пикока для четвертичных эффузивов Южной зоны
Подзоны: I - Восточная; II - Центральная; III - Западная

ральной подзоны - к известково-щелочному типу и Западной - к известково-щелочному с повышенным содержанием щелочей и присутствием субщелочных разностей.

Различие химизма в выделенных подзонах не ограничивается содержанием в них щелочей, а прослеживается также и по другим петрогенным элементам. Для выяснения такой зависимости мы выбрали сходные по кислотности группы пород, а именно базальты как породы, в наибольшей мере отвечающие понятию исходных составов (табл. 5). Из этих данных видно, что с востока на запад вкост зоны в породах существенно увеличивается содержание TiO_2 , отношение $\frac{TiO_2}{SiO_2} \cdot 100$, содержание MgO , P_2O_5 и уменьшаются FeO , CaO и отноше-

Таблица 5

Средние содержания SiO_2 , TiO_2 , FeO , MgO , CaO , P_2O_5 и отношения компонентов в четвертичных базальтах Южной Камчатки

Подзона	SiO_2 , %	TiO_2 , %	FeO , %	MgO , %	CaO , %
Восточная	$\frac{51,02(39)}{47,94-53,53}$	$\frac{0,88(39)}{0,43-1,35}$	6,43(35)	$\frac{5,02(35)}{2,68-7,40}$	$\frac{10,2(35)}{8,27-12,28}$
Центральная	$\frac{51,09(34)}{48,32-53,52}$	$\frac{0,94(34)}{0,53-1,40}$	5,26(34)	$\frac{4,73(34)}{2,96-6,56}$	$\frac{9,33(34)}{7,25-11,50}$
Западная	$\frac{50,20(26)}{48,56-53,32}$	$\frac{1,16(21)}{0,73-1,51}$	4,87(19)	$\frac{5,54(21)}{2,61-8,55}$	$\frac{9,20(19)}{7,93-10,45}$

Примечание. В каждой графе в числителе дано среднее содержание и количество анализов (в скобках), а в знаменателе - вариации анализов.

Таблица 5 (окончание)

Подзона	P_2O_5 , %	$\frac{\text{K}_2\text{O} \cdot 100}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}$	$\frac{\text{MgO} \cdot 100}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{SiO}_2} \cdot 100$
Восточная	$\frac{0,16(37)}{0,02-0,34}$	20(36)	33(31)	2,03	17,2
Центральная	$\frac{0,26(31)}{0,08-0,82}$	26(73)	33(73)	1,97	18,4
Западная	$\frac{0,33(21)}{0,08-0,74}$	27(24)	36(17)	1,66	23,1

ние CaO/MgO . В группе щелочей возрастает роль K_2O . Таким образом, щелочи не являются каким-то исключительным компонентом среди основных породообразующих окислов. Отмеченные изменения охватывают все окислы в той или иной степени, существенно изменяя весь химический облик пород различных подзон.

Подобная закономерность распространяется на все эффузивы в целом, включая основные, средние и кислые. Так, для всех пород подзон в среднем (табл. 6) с востока на запад возрастает роль K_2O среди щелочей, в группе железо - магний увеличивается роль MgO и уменьшается роль суммарного железа.

Очевидно, что средние и кислые породы повторяют свойства основных, что хорошо видно из рассмотрения диаграмм Харкера (см. рис. 14). Это позволяет говорить о том, что в образовании всей ассоциации пород заложен единый генетический мотив. По-видимому, процессы ассимиляции в образовании кислых и средних эффузивов существенной роли не играли.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что общая направленность изменения щелочности четвертичных эффузивов, отмеченная для всей Камчатки, в Южной зоне проявляется с наибольшей интенсивностью, так как изменения, прослеживающиеся от Восточной вулканической зоны до Срединного хребта, здесь концентрируются на небольшом участке территории. При этом эффузивы Восточной вулканической подзоны Южной Камчатки сходны по своим петрохимическим особенностям с Восточно-Камчатской вулканической зоной. Западный ряд вулканов Южной зоны сопоставим с западным рядом вулканов Срединного хребта. Центральная вулканическая подзона с мощным проявлением

Таблица 6

Петрохимические коэффициенты в лавах различных зон Южной Камчатки (средние значения)

Формула коэффициента	Восточная подзона	Центральная подзона	Западная подзона
$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100$	71	71	67
$\frac{\text{MgO}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100$	30	29,5	33
$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}} \cdot 100$	26	31	32

в ней ареального вулканизма близка по щелочности пород к Центрально-Камчатской депрессии и восточной части Срединного хребта, где также широко проявлен ареальный вулканизм.

Отмеченная петрохимическая зональность распространяется не только на щелочи, но также и на другие петрогенные элементы и выражается в том, что вкост зоны с ЮВ на СЗ увеличивается, кроме общей щелочности, магнезиальность пород, возрастает содержание TiO_2 и P_2O_5 , а также роль K_2O в группе щелочей. Уменьшаются их железистость и кальциевость.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ

В целях геохимической типизации четвертичных вулкаников и установления закономерностей их пространственного распространения в пределах Южной Камчатки авторами были исследованы содержания редких и малых элементов (Na, K, Rb, Li, Ba, Sr, F, B, Be, Ag, Zn, Cu, V, Ni, Co, La, Ce, Nd, Y, Yb) в породах из Восточной, Центральной и Западной подзон вулканического пояса. Наиболее полно изучены распределения Na, K, Rb, Li, Ba, Sr, F, B, Be.

Анализы пород выполнены в 1974–1977 гг. в лабораториях Института геохимии СО АН СССР. Содержания Na, K, Li, Rb определялись методом спектрофотометрии пламени (ан. О.И. Пройдакова, Г.И. Селиванова), а остальные элементы – методами рентгеноспектрального анализа (ан. В.И. Ложкин), атомной абсорбции (ан. О.И. Пройдакова, Г.И. Селиванова, А.А. Хлебникова) и оптического спектрального анализа (ан. Л.Л. Петров, Е.В. Смирнова, А.Д. Глазунова, В.А. Легейдо) методами, разработанными в Институте геохимии им. А.П. Виноградова (Эмиссионный спектральный анализ в геохимии, 1976).

Полученные результаты были сгруппированы по отдельным вулканическим центрам и вулканам, территориально принадлежащим Восточной, Центральной и Западной подзонам Южной Камчатки: Западная подзона – вулканы Большая Ипелька, Большие Иголки, Явинский, Удочка, Голыгинский, Опала, Кошегочек; Центральная – вулканы Горелый, Плоский, Дикий Гребень, Черные Скалы, Кошелевский, Ключевской и Восточная – вулканы Ксудач, Желтовский, Ильинский, Асача, Мутновский, Камбальный и ряд экструзивных образований.

В пределах центров и вулканических построек все породы были подразделены на 6 типов по кремнекислотности (базальты, андезиты-базальты, андезиты, андезиты-дациты, дациты, липариты), для каждого из которых вычислены сред-

ние арифметические величины содержаний всех перечисленных элементов. Затем полученные средние суммировались и вновь вычислялись средние содержания уже по каждой из подзон для всех типов пород (табл. 7). В таблицах 8–10 средние содержания элементов вычислены как средние арифметические из имеющихся анализов. Средние значения концентраций элементов отражают геохимический облик преобладающего в каждой подзоне геохимического типа вулканитов. Однако наряду с последним в каждой подзоне могут присутствовать породы другого геохимического типа. Например, в Западной подзоне, наряду с типичными субщелочными базальтами, содержащими до 2,4% калия и 66 г/т рубидия (вулкан Гольгигский), отмечаются известково-щелочные базальты, содержащие 0,7–1% калия и 8–13 г/т рубидия. Поэтому полученные по каждой подзоне средние содержания элементов в базальтах несколько отличаются от таковых в "чистых" геохимических типах этих пород (толеитовых базальтах, известково-щелочных и субщелочных базальтах), охарактеризованных ранее Э.И. Пополитовым и О.Н. Волынецом для Камчатки в целом (Пополитов, Волынец, 1976). Это же справедливо и для более кислых разностей пород.

В группе кислых пород Западной зоны выделены игнимбриты липарито-дацитового состава (Гольгигские горы), не имеющие по своим геохимическим признакам аналогов среди сходных по кислотности пород Западной и Центральной подзон. Наиболее близки они к среднему составу дацитов Восточной подзоны, отличаясь от последних несколько повышенным содержанием SiO_2 .

Щелочные металлы – калий, натрий, рубидий и литий, отличаясь геохимическим родством, синхронно накапливаются в ряду пород меняющейся кислотности, при этом общее обогащение щелочами одноименных типов пород происходит в направлении от Восточной подзоны к Западной (табл. 7, рис. 18). Степень концентрирования рубидия и лития зависит от содержания калия в данном типе пород. Примером этому служит зависимость суммы концентраций рубидия и лития в базальтах от величины $(\text{K}/\text{K} + \text{Na}) \times 100$ для различных подзон (рис. 19). При этом наблюдается четкое разделение геохимических полей базальтов Восточной (А) и Западной подзон (В), а также соответствующее уменьшение величины отношения K/Rb от 877 до 545. Положение точек средних содержаний суммы рубидия и лития в базальтах различных подзон вулканического пояса Южной Камчатки на одной линии с точками "чистых" геохимических типов (Пополитов, Волынец, 1976) свидетельствует об их геохимическом родстве (рис. 19). В каждой подзоне в ряду пород от базальтов до липаритов наблюдается возрастание содержаний калия, рубидия и лития при сохранении породами геохимической спецификации в пределах подзон (рис. 18, табл. 7). Содержания натрия изменяются с отклонениями от этой закономерности в группе андезитов-дацитов и дацитов (рис. 18).

Барий и стронций характеризуются противоположными тенденциями распределения в ряду пород базальт-липарит, сохраняя при этом тенденцию унаследования уровня содержаний в каждой из подзон (рис. 18, табл. 7). Накопление бария сопровождается рассеянием стронция с соответствующим изменением отношения Ba/Sr от 0,56–0,72 в базальтах до 1,66–2,44 в липаритах (табл. 7). Эта закономерность сохраняется в каждой из подзон, четко различающихся по всем типам пород соотношениями Sr (г/т), $(\text{K}/\text{Na} + \text{K}) \times 100$, Ba (г/т) и Rb (г/т) (рис. 20, 21). Например, геохимические поля распределения суммы содержаний бария и стронция в базальтах Южной Камчатки в зависимости от соотношения $\text{K}/\text{Na} + \text{K}$ индивидуальны для каждой из подзон. При этом положение средних составов базальтов отдельных подзон и средних типов глиноземистых базальтов Камчатки на одной линии изменения содержаний $\text{Ba} + \text{Sr}$ также свидетельствует о геохимическом сходстве рассматриваемых пород (Пополитов, Волынец, 1976).

Величины отношений Rb/Sr закономерно возрастают в каждой подзоне от базальтов к липаритам. При этом в одноименных типах пород при движении с востока на запад фиксируются все более высокие величины этого отношения (табл. 7).

Таблица 7

Средние содержания K, Na, Rb, Li, Ba, Sr, F, B, Be четвертичных вулканитах Южной Камчатки

Подзона	Тип породы	K, %	Na, %	Rb, г/т	Ba, г/т	Sr, г/т
Восточная	Базальт	0,44(47) 39,6	2,08(49) 15,6	5,1(49) 65,2	232(27) 32,0	433(34) 19,2
	Андезитобазальт	0,65(11) 30,6	2,63(11) 17,9	6,9(12) 62,1	267(8) 39,1	383(9) 22,7
	Андезит	0,85(26) 28,3	2,8(27) 12,3	13,7(27) 48,2	334(10) 21,4	351(13) 17,0
	Андезитодацит	1,11(18) 25,7	2,96(18) 13,8	18,3(18) 42,7	383(11) 8,9	336(16) 14,0
	Дацит	1,19(8) 22,6	3,06(9) 7,5	17,9(9) 39,0	406(9) 14,6	326(9) 10,2
	Липарит	1,79(5)	2,97(5)	35,7(5)	543(3)	222(4)
Центральная	Базальт	0,91(21) 22,7	2,24(21) 14,1	13(21) 35,1	328(5) 27,1	555(19) 15,0
	Андезитобазальт	1,32(13) 31,0	2,56(13) 16,0	24,7(13) 51,2	357(6) 13,9	508(13) 14,7
	Андезит	1,45(1)	2,55(1)	32(1)	-	327(1)
	Андезитодацит	1,65(7)	3,1(1)	32,8(2)	650(2)	356(3) 10,1
	Дацит	1,8(4) 16,4	3,03(4) 6,3	40(4) 6,5	723(3) 9,8	353(4) 32,0
	Липарит	2,59(5) 6,0	2,84(5) 1,6	69(5) 17,4	-	145(4) 1,0
Западная	Базальт	1,17(26) 40,9	2,43(26) 12,4	20(26) 66,5	417(19) 22,5	590(26) 18,2
	Андезитобазальт	1,72(13) 29,4	2,6(13) 9,7	37,3(13) 46,8	470(11) 27,2	535(13) 19,7
	Андезит	1,78(6) 19,4	2,83(6) 12,4	49,8(6) 27,8	540(4) 20,3	635(7) 12,6
	Андезитодацит	2,08(6)	2,78(6)	50(6)	564(3)	539(6)
	Дацит	2,61(2)	2,7(2)	70,5(2)	620(2)	385(2)
	Липарит	3,04(1)	3,3(1)	96(1)	-	196(1)

Примечание. В числителе указаны средние содержания, в скобках - число образцов, а в знаменателе - коэффициенты вариации, %.

Бериллий распределен равномерно во всех типах пород Восточной подзоны, в то время как в вулканитах Центральной и Западной подзон количества этого элемента возрастают в группе дацитов - липаритов (табл. 7).

Фтор и бор распределены различно в породах всех трех подзон. Фтор проявляет тенденцию к накоплению относительно бора при возрастании щелочности базальтов с востока на запад (рис. 22), что выражается в различных величинах отношений F/B для Восточной (2-7) и Западной подзон (14-30). Данные о распределении фтора и бора в кислых породах из Центральной и особенно Западной подзон немногочисленны, однако при сравнении кислых пород Восточной и Центральной подзон устанавливается та же закономерность изменения величины отношения F/B (табл. 7).

Содержания элементов группы железа - Ni, Co и V возрастают в базальтоидах, андезитодацитах и дацитах в направлении от Восточной к Центральной и Западной подзонам с одновременным увеличением отношения Ni/Co и уменьшением отношения V/Ni (табл. 8).

Концентрации халькофильных элементов Ag, Zn и Cu закономерно уменьшаются от базальтов до липаритов в Восточной подзоне. Количества Cu и Zn практически не изменяются в базальтах из различных подзон, оставаясь на уровне 90-60 г/т (табл. 9).

F, г/т	B, г/т	Be, г/т	Na/K	K/Rb	$\frac{Rb}{Sr} \times 1000$	Ba/Sr	F/B
$\frac{315(28)}{38,6}$	$\frac{52(22)}{47,0}$	$\frac{0,5(35)}{39,8}$	4,8	863	11,8	0,53	6,05
$\frac{384(10)}{41,3}$	$\frac{56(6)}{50,2}$	$\frac{0,5(9)}{11,8}$	4,0	940	18	0,7	6,85
$\frac{364(18)}{32,3}$	$\frac{66(9)}{41,9}$	$\frac{0,5(18)}{22,0}$	3,5	620	41	0,95	5,5
$\frac{337(13)}{39,4}$	$\frac{56(10)}{32,4}$	$\frac{0,5(13)}{25,7}$	2,66	605	54,5	1,14	6,0
$\frac{238(11)}{30,2}$	$\frac{62(8)}{22,0}$	$\frac{0,5(11)}{23,9}$	2,57	665	55	1,24	3,8
200(5)	72(3)	0,5(4)	1,66	535	161	2,44	2,8
$\frac{357(4)}{38,2}$	$\frac{34(4)}{21,7}$	-	2,46	605	27	0,59	10,5
$\frac{372(6)}{48,1}$	$\frac{50(6)}{30,5}$	$\frac{0,5(6)}{41,8}$	1,94	534	48,7	0,7	7,45
-	-	-	1,76	453	98	-	-
$\frac{292(1)}{35,7}$	25(1)	$\frac{0,7(7)}{18,8}$	1,88	503	112	1,24	-
$\frac{294(13)}{46,8}$	$\frac{38(3)}{29,8}$	$\frac{0,7(13)}{36,0}$	168	450	114	2,04	7,7
$\frac{292(5)}{45,3}$	-	$\frac{0,5(5)}{30,3}$	1,09	376	475	-	-
$\frac{330(10)}{49,3}$	$\frac{28(18)}{44,4}$	$\frac{0,65(14)}{27,7}$	2,08	585	36,5	0,7	11,8
-	$\frac{45,3(11)}{21,4}$	$\frac{0,7(10)}{29,7}$	1,51	460	70	0,88	-
-	$\frac{39(3)}{10,4}$	-	1,59	368	78,5	0,85	-
-	55(5)	0,8(5)	1,34	417	93	1,15	-
-	50(2)	0,85(2)	1,03	365	183	1,61	-
-	-	-	1,08	317	490	-	-

Редкоземельные элементы (La, Ce, Nd, Y, Yb) были определены в относительно небольшом количестве образцов, однако имеющихся данных достаточно, чтобы наметить общую тенденцию изменений концентраций их в породах разных подзон. Как следует из табл. 8, базальты Восточной подзоны по сравнению с базальтами Западной подзоны обеднены La, Ce, Nd при сходных концентрациях Y и Yb. Соответственно дациты и андезиты-дациты Восточной подзоны по отношению к аналогичным типам пород Центральной подзоны также обеднены Na и Ce, хотя содержания Y и Yb в них несколько более высокие, а Nd — сходные. Величина отношения La/Yb в обоих случаях минимальна в вулканитах Восточной подзоны. Возрастание содержания легких РЗЭ (La, Ce) с востока на запад хорошо коррелируется с отмеченным повышением в том же направлении калиевой щелочности пород. На сходную тенденцию распределения редкоземельных элементов в различных петро-геохимических типах базальтов Камчатки указывали ранее Э.И. Пополитов и др. (1974).

Приведенные в табл. 8 данные по вулканитам Восточной подзоны показывают также унаследование кислыми породами геохимических особенностей базальтов. Еще более наглядно это видно на примере ряда дифференциатов одного вулкана Ильинского (табл. 10), где для всех типов пород по кислотности

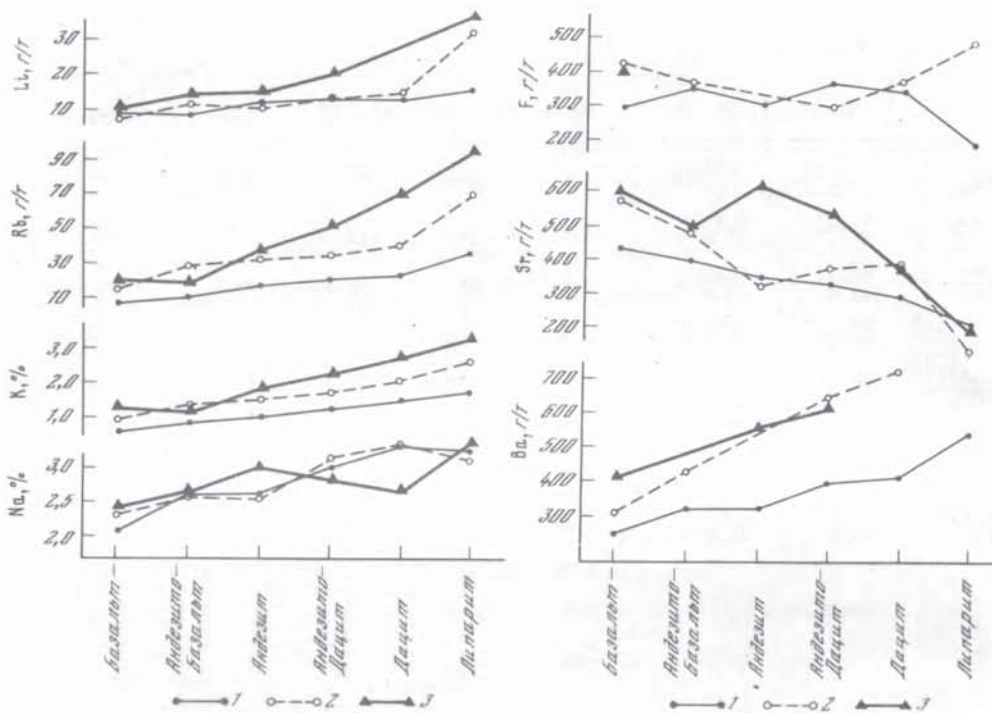


Рис. 18. Распределение Na, K, Rb, Li, Ba, Sr и F в различных типах четвертичных вулканов Южной Камчатки

Подзоны: I - Восточная; II - Центральная; III - Западная

от базальтов до дацитов сохраняются близкие и низкие содержания La и Ce и сходные же низкие величины отношений La/Yb .

Данные по распределению редких и малых элементов удовлетворительно согласуются с распределением петрогенных компонентов вулканитов из различных зон (табл. 5). Так, повышение щелочности пород в направлении с востока на запад в пределах Южно-Камчатской вулканической зоны обуславливает накопление в их составе рубидия, лития, бария и легких редкоземельных элементов - лантана и церия.

Геохимическая история титана и фосфора также связана со щелочностью пород. Показательным в этом отношении является, например, двукратное возрастание концентраций фосфора в базальтах с востока на запад, а также увеличение отношения $(TiO_2/SiO_2) \times 1000$ от 17 до 23.

В ряду базальты-липариты каждой из подзон содержания стронция уменьшаются синхронно с обеднением пород кальцием, причем величина отношения Sr/Ca возрастает. Сходным образом возрастание величины отношения Sr/Ca при уменьшении содержания кальция наблюдается и при изменении щелочности базальтов с востока на запад. Однако концентрация стронция при этом возрастает в более щелочных разностях пород. Накопление никеля и кобальта и изменение отношений Ni/Co и V/Ni в породах Западной подзоны коррелируются с повышением относительной магнезиальности пород (см. табл. 5).

Изложенные материалы показывают, что в пределах Южно-Камчатского пояса с востока на запад наблюдается достаточно отчетливая поперечная петро-геохимическая зональность, выражающаяся в закономерной смене типов пород от низкокалиевых через известково-щелочные к субщелочным. Это связано с возрастанием общей щелочности пород, влекущей за собой существенные изменения абсолютных содержаний целого ряда редких и малых элементов, таких как Rb, Li, Ba, Sr, F, Be, La, Ce, Ti и P. При этом наблюдается возрастание отношений Rb/Sr , Sr/Ca , F/B , La/Yb , Ti/Si и уменьшение отношений

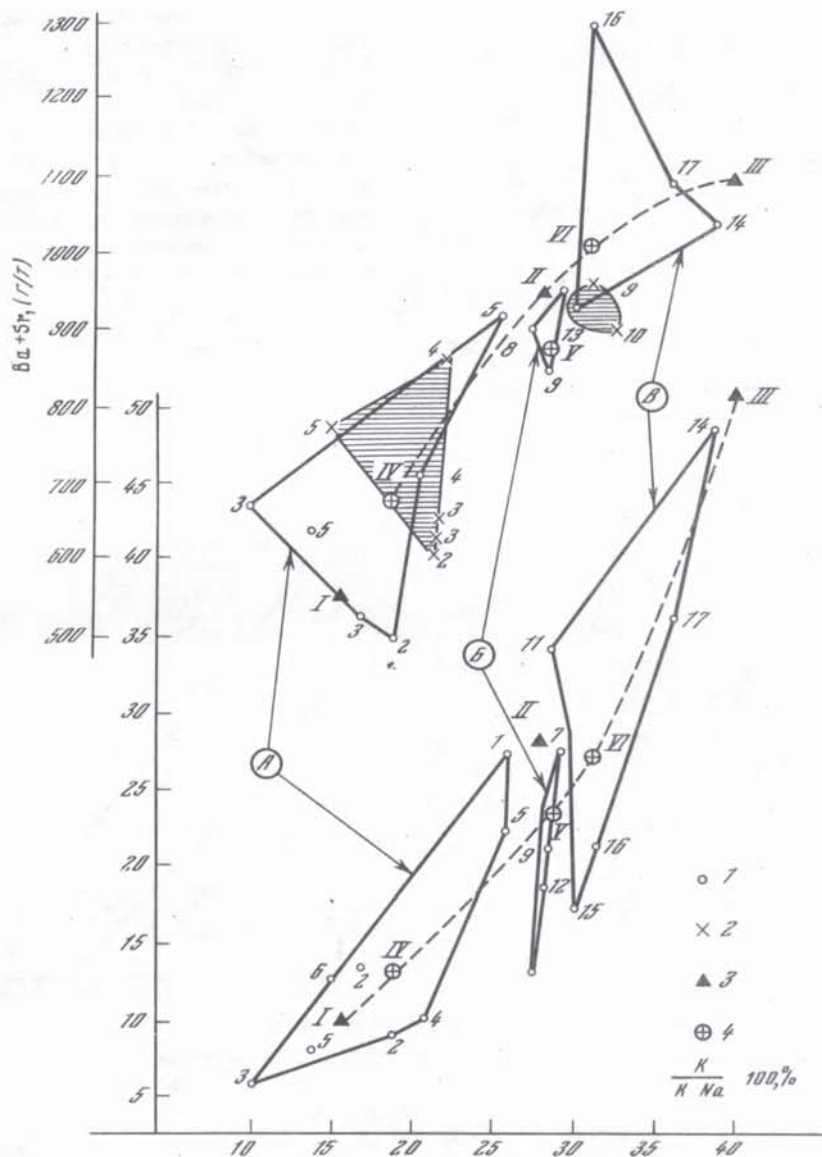


Рис. 19. Распределение редких элементов в базальтоидах Южной Камчатки в зависимости от относительного содержания калия

А, Б, В - поля базальтоидов подзон - соответственно Восточной, Центральной и Западной; штриховкой выделены поля андезито-базальтов; 1-17 - вулканы (черные кружки): 1 - Асача; 2 - Желтовский; 3 - Ильинский; 4 - Камбальный; 5 - Мутновский; 6 - Ксудач; 7 - Горелый; 8 - гора Ключевская (Паужетка); 9 - Черные скалы; 10 - Плоская; 11 - Опала; 12 - Кошелева; 13 - Кошегочек; 14 - Гольгинский; 15 - Большие Иголки; 16 - Явинский; 17 - Большая Ипелька.

Условные обозначения: I - базальты; 2 - андезито-базальты; 3 - средние типы глиноземистых базальтов Камчатки (Пополитов, Вольнец, 1976): I - низкокальциевые; II - известково-щелочные; III - субщелочные; 4 - средние типы базальтов различных подзон Южной Камчатки: IV - Восточной; V - Центральной; VI - Западной; пунктир указывает направление изменения средних содержаний

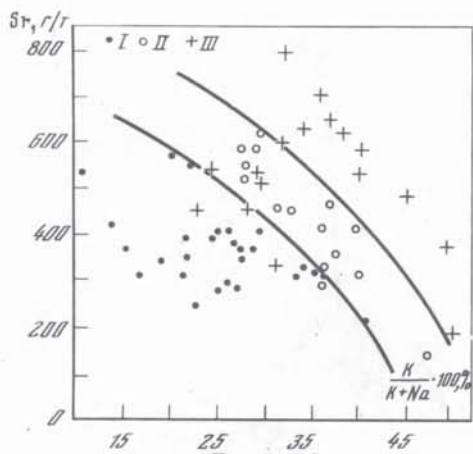


Рис. 20

Рис. 20. Соотношение содержания Sr с величиной $(K/(K+Na)) \times 100$ в четвертичных вулканитах Южной Камчатки

Подзоны: I - Восточная; II - Центральная; III - Западная; каждая точка соответствует среднему содержанию элементов для отдельных типов пород конкретных вулканов

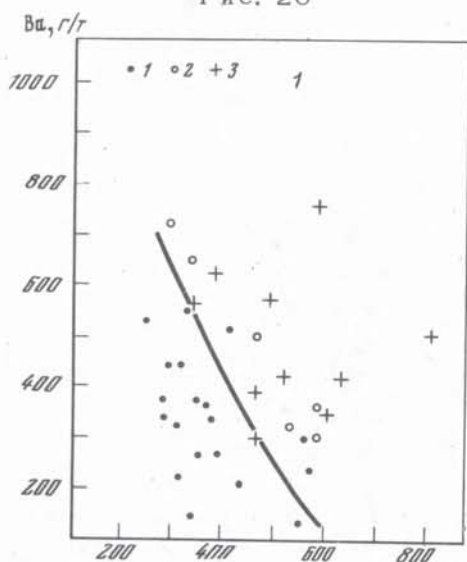


Рис. 21

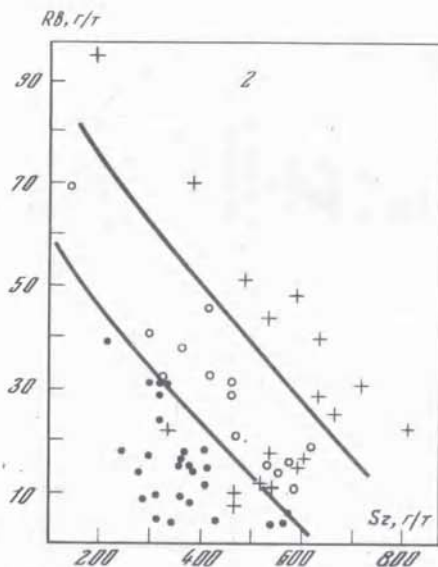


Рис. 21. Соотношение содержания Sr с содержаниями Ba (1) и Rb (2) в четвертичных вулканитах Южной Камчатки

Подзоны: I - Восточная; II - Центральная; III - Западная

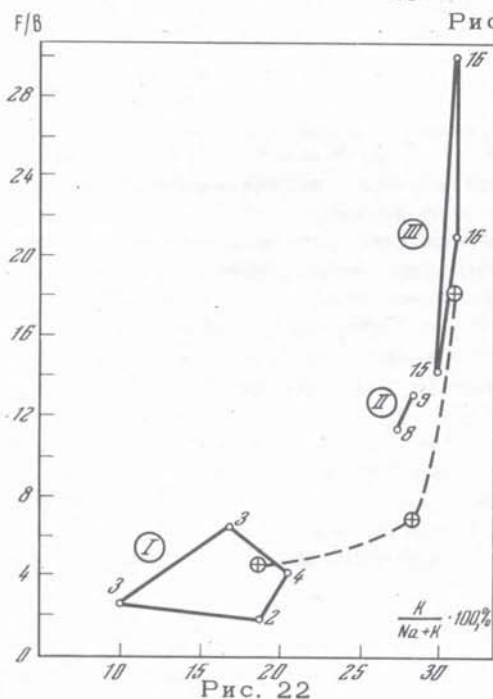


Рис. 22

Рис. 22. Зависимость F/V отношения от величины $(K/(Na+K)) \times 100$ в четвертичных базальтах Южной Камчатки

Подзоны: I - Восточная; II - Центральная; III - Западная; цифры (2, 3, 4, 8, 9, 15, 16) соответствуют номерам вулканов (см. условные обозначения к рис. 19). Кружки с крестами - средние типы базальтов разных подзон. Пунктирная линия указывает направление изменения средних содержаний

Таблица 8

Средние содержания Ni, Co, V и PЗЭ в некоторых типах четвертичных вулканических пород Южной Камчатки

Элементы	Базальты		Дациты и андезиты-дациты	
	Восточная подзона (I)	Западная подзона (II)	Восточная подзона (III)	Центральная подзона (IV)
Ni	$\frac{31,7(11)}{6,9-62}$	$\frac{52,6(10)}{9-120}$	$\frac{12,1(10)}{2,6-20,0}$	$\frac{26(6)}{12-51}$
Co	$\frac{26,2(11)}{10-39}$	$\frac{29,2(10)}{17-40}$	$\frac{10,8(10)}{6,2-22}$	$\frac{19,1(6)}{8-47}$
V	$\frac{306(11)}{230-420}$	$\frac{283(10)}{260-370}$	$\frac{124(10)}{46-220}$	$\frac{146(6)}{84-220}$
La	$\frac{<10(7)}{<10-<10}$	$\frac{12,3(10)}{9-18}$	$\frac{12,3(9)}{8-29}$	$\frac{18,2(6)}{14-30}$
Ce	$\frac{30(7)}{<20-<40}$	$\frac{28,7(10)}{20-45}$	$\frac{30(9)}{30-63}$	$\frac{41,3(6)}{25-68}$
Nd	$\frac{10,3(7)}{5-22}$	$\frac{17,5(10)}{12,21}$	$\frac{21,5(9)}{16-42}$	$\frac{22,0(6)}{16-43}$
Y	$\frac{16,3(7)}{14-21}$	$\frac{18,4(10)}{14-25}$	$\frac{26,3(9)}{20-35}$	$\frac{14,3(6)}{10-33}$
Yb	$\frac{2,8(7)}{2,2-3,2}$	$\frac{2,75(10)}{2,5-3,6}$	$\frac{4,1(9)}{3,4-5,0}$	$\frac{3,60(6)}{2,0-7,12}$
Ni/Co	1,21	1,80	1,12	1,36
V/Ni	9,65	5,4	10,2	5,6
La/Yb	3	4,5	3,0	5,0

Примечание. I – вулканы Мутновский, Ильинский; II – вулканы Большие Иголки, Явинский, Ухо; III – вулканы Ильинский, Мутновский, Ксудач, IV – вулканы Дикий Гребень, Горелый.

Содержание микроэлементов дано в г/т, причем в каждой графе в числителе даны средние содержания и в скобках количество анализов, а в знаменателе – пределы вариаций содержаний микроэлементов в частных анализах.

Таблица 9

Средние содержания, Zn и Cu в некоторых типах четвертичных вулканических пород Южной Камчатки

Подзона	Тип породы	Zn/г/т	Cu/г/т
Восточная	Базальт и андезит-базальт	$\frac{88(20)}{65-180}$	$\frac{80(22)}{34-147}$
Центральная	То же	$\frac{83(8)}{62-102}$	$\frac{61(8)}{34-87}$
Западная	"	78(11)	-
	Базальт	$\frac{89(16)}{65-180}$	$\frac{87(16)}{34-147}$

Таблица 9 (окончание)

Подзона	Тип породы	Zn/г/т	Cu/г/т
Западная	Андезито-базальт	$\frac{84(4)}{76-92}$	$\frac{74(6)}{61-94}$
		$\frac{73(6)}{66-81}$	$\frac{42(6)}{28-54}$
Восточная	Андезито-дацит	$\frac{66(7)}{63-71}$	$\frac{30(7)}{17-38}$
	Дацит	$\frac{71(8)}{50-91}$	$\frac{25(8)}{7-41}$
	Липарит	$\frac{45(3)}{42-48}$	$\frac{18(3)}{9-24}$

Примечание. Западная подзона – вулканы Кошегочек, Гольгинский; Центральная подзона – вулканы Черные Скалы, Ключевская Сопка; Восточная подзона – вулканы Камбальный, Желтовский, Курильские экстрезии, Ильинский.

Таблица 10

Содержание редкоземельных элементов в породах Ильинского вулкана

Тип породы	La	Ce	Nd	Y	Yb	La/Yb	$\frac{K \cdot 100}{K + Na}$
Базальт	$\frac{\geq 10(4)}{<10-10}$	$\frac{<30(4)}{<30-30}$	$\frac{10(4)}{10-11}$	$\frac{16(4)}{16-17}$	$\frac{3,2(4)}{3,1-3,2}$	3	16,7
Андезито-базальт	$\frac{10,3(3)}{8-13}$	$\frac{<30(3)}{<30-30}$	$\frac{15,3(3)}{12-20}$	$\frac{16,3(3)}{15-18}$	$\frac{3,2(3)}{3,0-3,4}$	3,22	22,3
Андезит	$\frac{9,8(3)}{8,5-11}$	$\frac{<30(3)}{<30-30}$	$\frac{17(3)}{15-20}$	$\frac{19(3)}{17-20}$	$\frac{3,47(3)}{3,4-3,6}$	2,82	26,9
Андезито-дацит	$\frac{9,7(3)}{8-11}$	$\frac{30(3)}{<30-30}$	$\frac{20,3(3)}{19-22}$	$\frac{22,3(3)}{22-23}$	$\frac{3,8(3)}{3,4-4,1}$	2,55	25,1
Дацит	9(1)	$<30(1)$	18(1)	20(1)	3,4(1)	2,65	25,2

Примечание. В числителе даны среднее содержание элемента (г/т) и число анализов, (в скобках), в знаменателе – вариации содержаний элемента в разных анализах.

Na/K и K/Rb. Полученные данные сходны с результатами исследований геохимического облика вулканитов в поперечных разрезах островных дуг, представленными в общем виде в работе П. Джейкса и А. Уайта (Jakes, White, 1972). Детальная картина поперечной геохимической зональности для широкого круга элементов, установленная для вулканитов Южной Камчатки, по характеру соотношения содержаний элементов в крайних по щелочности типах вулканитов (табл. 11) аналогична разрезу Курильской вулканической дуги на о. Хоккайдо, по данным Масуда и др. (Masuda et al., 1975; Katsui et al., 1974). Такие же соотношения получены авторами и для различных по щелочности базальтов Северных Курил (о-ва Алаид, Онекотан и Парамушир). Эти

Таблица 11

Соотношения средних содержаний элементов и отношения Na/K в базальтах субщелочного и низкокалийевого типов (Ме субшел./Ме низкокалийевый) в пределах Курило-Камчатской вулканической дуги

Элементы	Южная Камчатка	Северные Курилы (Алаид, Онекотан, Парамушир)	Япония (Хоккайдо)
K	2,23	2,96	2,69
Na	1,15	1,0	1,19
Rb	3,01	4,19	-
Ba	1,64	-	1,84
Sr	1,37	-	1,78 (о. Хонсю)
Co	1,11	-	1,13
Ti	1,32	-	1,37
Na/K	0,48	0,32	0,44
K/Rb	0,62	0,57	-
F	1,40	1,61	-

Таблица 12

Изотопный состав стронция в четвертичных вулканитах Южной Камчатки

Тип породы, название вулкана	SiO ₂ , %	K ₂ O, %	Rb, г/т	Sr, г/т	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) норм.
Андезит-базальт, вулкан Черные Скалы	57,71	1,61	29	460	0,7054±0,0002
Андезит-базальт, вулкан 1102	-	0,74	10	450	0,7035±0,0003
Дацит, вулкан Ильинский	64,88	1,31	14	358	0,7054±0,0002
Игнимбрит (андезито-дацит), вулкан Горелый	62,70	2,64	46	393	0,7034*
Игнимбрит (андезито-дацит), вулкан Ксудач	62,40	0,99	14,5	322	0,7033*
Игнимбрит (дацит), Паужетка, руч. Светлый	68,41	1,29	9	350	0,7036±0,0003
Игнимбрит (дацит), Голыгинские горы	70,39	1,77	26	300	0,7023±0,0005
Игнимбрит (риолит), Голыгинские горы	71,89	1,64	25	400	0,7036±0,0002

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР, аналитик Г.П. Сандмирова (1976). Звездочкой указаны данные из статьи К. Хэджа и Г.С. Горшкова (1977).

данные еще раз подчеркивают единообразие процессов, ведущих к формированию поперечной зональности вулканитов в пределах Курило-Камчатской вулканической дуги на всем ее протяжении от о. Хоккайдо до Южной Камчатки.

Характерной особенностью петро-геохимической зональности вулканитов Южной Камчатки является возрастание магнезиальности пород и содержаний в них ряда элементов группы железа с востока на запад, свидетельствующее о том, что образование щелочных типов пород не связано с уменьшением частичного плавления субстрата. Средние и кислые породы в пределах каждой из подзон в основной массе наследуют геохимические особенности преобладающего типа базальтов (рис. 18). Подобная геохимическая унаследованность составов указывает на родство кислых пород с базальтами и может свидетельствовать об отсутствии заражения магмы веществом «сиалической коры»*. С другой стороны, это последнее предположение подтверждается изотопным составом стронция, характерным для островных дуг (табл. 12). Полученные величины отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для вулканитов Южной Камчатки согласуются с выводами К. Хэджа и Г.С. Горшкова (Хэдж, Горшков, 1977) о том, что источник магматических расплавов лежит в верхней мантии, а продукты затвердевания этих расплавов не содержат загрязненного вещества, обогащенного радиоактивным стронцием.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА

Четвертичные вулканические образования отделены от плиоценовых достаточно четким стратиграфическим, а на некоторых участках и угловым несогласием. Однако своеобразие Южной Камчатки заключается в том, что в пределах многочисленных крупных плиоценовых центров вулканическая деятельность продолжалась без сколько-нибудь значительного перерыва и в четвертичное время.

Таким образом, хотя граница между плиоценовыми и четвертичными образованиями не всегда достаточно четкая и в деталях остается неясной, бесспорно то, что в целом по зоне существенно эксплозивные или смешанные типы вулканической деятельности в плиоцене резко сменяются преобладанием эффузивного типа в нижнем плейстоцене. Эта важная особенность начального этапа четвертичного цикла позволяет рассматривать его в качестве самостоятельного.

Как и в других четвертичных вулканических зонах полуострова, на Южной Камчатке, хотя и менее четко, также выделяются два главных этапа вулканической деятельности. Первый из них охватывает время от начала нижнего плейстоцена до начала – середины среднего плейстоцена, второй – с середины среднего плейстоцена и до позднего голоцена включительно. На первом этапе на фоне слабо контрастных вертикальных тектонических движений формируются многочисленные средние и мелкие щитообразные и, возможно, шитовые существенно лавовые вулканы. В ряде случаев они полностью разрушены мощными вулкано-тектоническими процессами и представлены системой периклинально расположенных лавовых платообразных останцов, однако большей частью щитообразные постройки достаточно удовлетворительно выражены в рельефе. Всего здесь насчитывается около двадцати наиболее типичных щитообразных вулканов – Дед и Баба, Третья Речка, Явинский, Разваленный, Средний Кошегочек, Кужетен (925), 739,8, Иголки, Большие Иголки, Хетик, Западная Ходутка, Круглый (984 м), Плоский (877,2), Большая Ипелька, Удочка (891,7) и несколько разрушенных. Эти постройки расположены как в Западной, так и Восточной вулканических подзонах и в целом исключительно однообразны по морфологии. Они построены ритмичным напластованием многочисленных лавовых потоков базальтового, андезито-базальтового и, в меньшей

*Если сиалическая кора не имеет такой же геохимической зональности и если исключить из рассмотрения другие геохимические признаки, указывающие на отсутствие такого родства (игнимбриты и данные табл. 7) (Прим. ред.).

мере, андезитового состава; в привершинной части наблюдается некоторое увеличение пирокластического материала. Лишь на отдельных постройках наблюдаются вершинные кальдеры, вероятно, взрывного типа диаметром 4–6 км, которые сильно разрушены эрозионными процессами. Отличительными особенностями данной группы вулканов являются большая продолжительность вулканической деятельности (от десятков до нескольких сотен тысяч лет), резкое преобладание эффузивного магматизма, прямой (от основных пород к кислым) характер дифференциации продуктов извержений. На заключительной стадии их деятельности появляются и кислые породы, однако объем их незначителен и не превышает нескольких процентов всей массы изверженного материала.* Кроме типичных щитообразных построек, которые полностью завершили свое развитие в нижнем плейстоцене или первой половине среднего плейстоцена, на первом этапе вулканической деятельности заложилась крупные долгоживущие центры, такие как Опада, Горелый, Мутновский, Асача-Желтая, Ксудач, Кошелевский и ряд более мелких. Они активно развивались до позднего голоцена включительно и, естественно, характеризуются более сложным характером морфологии построек и многообразием типов вулканизма. В тех случаях, когда центральный подводящий канал был фиксирован в пространстве и времени, сформировались сложные кальдерные стратовулканы и телескопированными кальдерами (Опада, Горелый, Ксудач). В другом случае происходила миграция выводного канала, в результате чего возникли сложные вулканические массивы или хребты (вулканы Кошелевский, Асача, Камбальный вулканический хребет).

Второй этап четвертичного вулканизма (с середины среднего плейстоцена и до голоцена включительно) проявлялся на фоне резко активизированных вертикальных тектонических движений. На этом этапе значительно возросла сложность и интенсивность вулканической деятельности: наряду с мощными вспышками основного вулканизма интенсивно проявились три крупные вспышки кислого вулканизма. Примерно в середине среднего плейстоцена проявляется первая очень сильная вспышка кислого туфо-игнимбритового вулканизма трещинного типа. Наибольшая ее интенсивность отмечается в районе Паужетской структуры, где сформировались самые крупные поля кислой пирокластике. На остальных участках территории интенсивность кислого вулканизма была небольшой – формировались отдельные мелкие покровы и потоки туфов и игнимбритов или же небольшие экструзии. Подробнее об этом будет сказано во второй части книги.

Таким образом, первая сильная вспышка кислого вулканизма значительно смещена во времени от максимума основного вулканизма, который отмечается в нижнем плейстоцене. Первая вспышка кислого вулканизма продолжалась с убывающей интенсивностью, вероятно, до начала верхнего плейстоцена. В середине верхнего плейстоцена, в самом конце первой стадии верхнеплейстоценового оледенения, в пределах долгоживущих вулканов Опала, Горелого, Ксудача отмечается вторая сильная вспышка кислого эксплозивного вулканизма, во время которой сформировались обширные поля пемзо-пирокластических и туфоигнимбритовых образований. Общий объем кислой пирокластике в названных центрах оценивается в 120–150 км³. С выбросом этих огромных масс пирокластике, вероятно, связано формирование крупных кальдер названных выше вулканов.

Вслед за проявлением второй вспышки кислого вулканизма несколько позже середины верхнего плейстоцена в Центральной вулканической подзоне начинается специфический этап базальтового вулканизма, который продолжался с резко возросшей интенсивностью и в голоценовое время (O₃³ – O₄). Вначале формируются мелкие конусовидные базальтовые существенно лавовые вулканы (Толмачева; Утес – 1118; 806,7; Камень – 866,2) и отдельные щитовые вулканы (Перевальный; 470; 542), а затем, в начале древнего голоцена (O₄¹) происходит резкое усиление интенсивности базальтового вулканизма, для которого характерно массовое формирование большого количества шлаковых и лавовых конусов ареального типа и мелких щитовых вулканов, которые

образовали почти сплошной волнистый вулканический дол в центральной части Южной Камчатки. Вторая вспышка специфического базальтового вулканизма в верхнем плейстоцене – голоцене характеризовалась весьма высокой напряженностью вулканических процессов: в относительно короткий интервал времени было извергнуто 600–700 км³ недифференцированных базальтов. И, наконец, в самом конце позднего плейстоцена, в пределах Восточной вулканической подзоны заложилась весьма своеобразные крупные конусовидные стратовулканы: Камбалный, Ильинский, Желтовский, Ходутка, Вилучинский, которые развивались в течение всего голоцена. Они характеризуются примерно такой же сложной историей развития, как и крупные кальдерные стратовулканы, однако сложная эволюция вулканической деятельности происходила здесь в резко ускоренном темпе: примерно за 12 тыс. лет их развития здесь наблюдается неоднократная смена пород от основных до кислых и весьма контрастный набор типов пород. В пределах названных вулканов в раннем голоцене (Q₄²) интенсивно проявилась третья сильная вспышка кислого эксплозивного вулканизма: мощные пемзовые и пемзо-пирокластические потоки сформировали обширные пемзовые равнины в долинах рек и на водоразделах. Достаточно сказать, что в пределах только вулканов Ильинского и Желтовского было извергнуто не менее 16 км³ пемзового материала. Максимум интенсивности кислого эксплозивного вулканизма приходится на ранний голоцен (Q₄²). Голоценовая фаза кислого вулканизма продолжалась и в средне-позднеголоценовое и современное время с резко меньшей интенсивностью; мы не исключаем ее продолжения и в будущем.

Таким образом, в истории четвертичного вулканизма и морфоструктуры Южной Камчатки, как и в других вулканических зонах полуострова, также можно выделить два главных этапа.

Первый этап, с начала раннего и примерно до середины среднего плейстоцена, характеризуется весьма интенсивной, но однообразной вулканической деятельностью, которая была сосредоточена в основном в пределах шитообразных построек. Для этапа в целом характерно резкое преобладание основного вулканизма. На втором этапе четвертичного вулканизма, примерно с середины среднего плейстоцена и до голоцена включительно, наблюдается значительное увеличение сложности и напряженности вулканической деятельности. Наряду с проявлениями основного вулканизма фиксируются три мощные вспышки кислого вулканизма (в середине среднего и верхнего плейстоцена и в голоцене), которые в целом развиваются параллельно, однако максимумы их интенсивности не совпадают. Общая картина эволюции четвертичного вулканизма, как на первом, так и на втором этапах усложнена развитием долгоживущих вулканических центров и сложных по генезису кольцевых вулкано-тектонических структур, которые проявляли активность практически непрерывно в течение плиоценового и четвертичного циклов вулканизма.

Четвертичный вулканизм в целом носит унаследованно наложенный характер и эволюционирует в направлении усложнения вулканической деятельности с течением времени. Это находится в полном соответствии с усилением степени тектонической динамичности территории в новейшее, среднеплейстоцен-голоценовое время. Максимальная сложность и интенсивность вулканических процессов характерны для голоцена.

ВУЛКАНИЗМ, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕНЕЗИС
ПАУЖЕТСКОЙ КОЛЬЦЕВОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ
СТРУКТУРЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРУКТУРЕ

Паужетский вулканический район, расположенный на юге Камчатского полуострова, широко известен у нас в стране и за рубежом благодаря наличию и энергетическому освоению крупных месторождений термальных вод. Однако его геологическая изученность долгое время оставалась неудовлетворительной, за исключением участка разгрузки гидротермальной системы. Проведенные в последние годы исследования позволили получить более ясное представление о геологическом строении и вулканизме этого района. В его пределах выделена одна из крупнейших на Камчатке Паужетская кольцевая вулкано-тектоническая структура, которая является наиболее сложным долгоживущим вулканическим центром и поверхностным выражением аномально высокой интенсивности процессов, происходящих в верхней мантии. В современном виде Паужетская структура представляет собой пологий аккумулятивно тектонический свод размером 35×55 км, ее площадь составляет более 1600 км², а объем изверженного за миоцен – четвертичное время материала – $950-1000$ км³. В центральной части структуры расположена вулкано-тектоническая депрессия диаметром 20×25 км и глубиной в среднем 600 м. Площадь Паужетской депрессии составляет 450 км², ее объем равен примерно 300 км³. Структура в целом имеет достаточно четкие геологические границы. Она построена многочисленными, преимущественно крупными вулканическими образованиями миоценового, плиоценового и плейстоценового возраста, которые расположены исключительно плотно и в плане образуют сложную субкольцевую структуру (рис. 23, см. вкл). На севере она граничит с Гольгинской аккумулятивно-тектонической структурой, на юге и востоке примыкает к системе геосинклинальных поднятий Берегового хребта, которые расположены вдоль восточного побережья Камчатки и состоят из вулканитов преимущественно миоценового возраста; западной ее границей является береговая линия Охотского моря.

Во второй части монографии изложены новые данные о геологическом и глубинном строении структуры по геофизическим наблюдениям, описаны главные вулканические центры основного и кислого вулканизма и уточнен их возраст, восстановлена история вулканизма и магматизма от среднего миоцена до голоцена включительно, приведены новые сведения о петро-геохимической специализации эффузивов и гидротермальной деятельности в пределах депрессии, геологическом эффекте вулканитов, рассмотрены вопросы генезиса структуры и роль долгоживущих вулканических центров в формировании морфоструктуры Южной Камчатки.

МИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ИСТОРИЯ ЕГО РАЗВИТИЯ

В пределах Паужетской структуры развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, ранее выделяемые в алнейскую ($N_1^3 - N_2$), анавгайскую ($Pg_3 - N_1$) и курильскую (N_1^{1-2}) серии (Апрелков, 1961; Аверьев и др., 1965; Шеймович и др., 1965, 1974). Возраст вулканогенных и осадочных отложений предыдущими исследователями рассматривался неоднозначно. По гео-

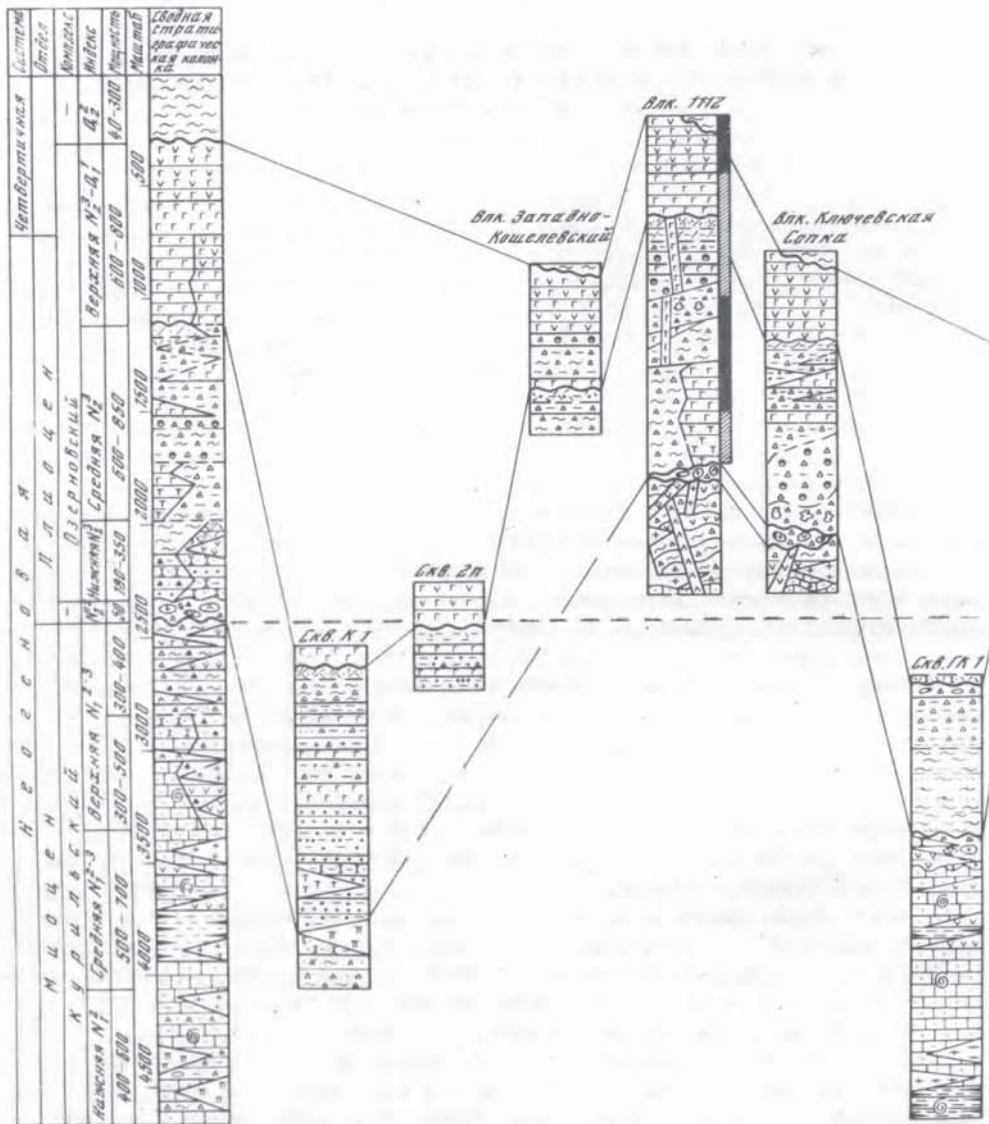
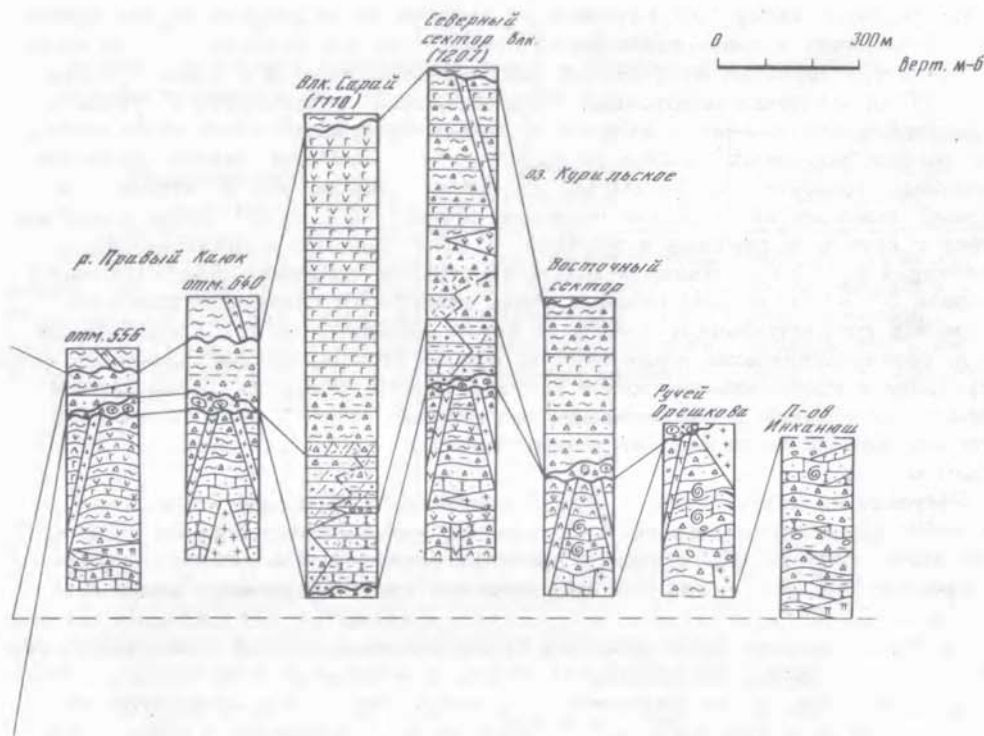


Рис. 24. Сводный разрез миоцен-плиоценовых отложений Паужетской структуры. Условные обозначения 1-33 см. на рис. 25

логическим соотношениям, находкам фауны и с учетом данных абсолютного возраста мы считаем возможным расчленить вулканогенные и осадочные образования Паужетской структуры указанных серий на два разновозрастных вулканогенных комплекса: 1) Курильский вулканогенно-осадочный комплекс средне-верхнемиоценового возраста (N_1^{1-3}), 2) Озерновский вулканогенный комплекс верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста ($N_2^3 - Q_1^1$). Они разделены между собой стратиграфическим несогласием, подтверждены данными абсолютного возраста, а Курильский комплекс охарактеризован фаунистически. Каждый из выделенных комплексов объединяет в себе близкие по возрасту туфогенно-осадочные отложения, эффузивные и интрузивные образования.

Курильский вулканогенно-осадочный комплекс включает морские туфогенно-осадочные отложения, эффузивные образования, субинтрузивные тела основного и среднего состава. Осадочные отложения представлены выходами вдоль Тихоокеанского побережья и в районе озера Курильского. В депрессии они вскрываются скважинами глубокого бурения (рис. 24). Нижняя часть разреза вулканогенно-осадочного комплекса, по данным А.Н. Храмова, широко представлена



в обнажениях п-ова Инканюш. В пологой моноклинали северо-западного падения прослеживаются породы (снизу вверх по разрезу): 1) песчано-конгломератовая пачка, состоящая из чередующихся горизонтов зеленовато-бурых крупнозернистых песчаников, гравелитов, линз мелкогалечниковых конгломератов, видимая мощность 80 м; 2) лаво-туфобрекчиевая пачка базальтов с линзами переотложенного материала того же состава - 40-60 м; 3) пачка туфо-конгломератов, чередующихся с крупнообломочными туфобрекчиями и лавами базальтов - 180 м; 4) пачка крупнозернистых песчаников и гравелитов с редкой фауной - 20 м; 5) пачка крупнообломочно-глыбовых туфобрекчий базальтового состава с горизонтом валунного конгломерата в основании - 50 м. Общая мощность п-ова Инканюш около 400 м.

Средняя часть разрезов прослеживается по рекам Инканюш, Утюжной, Орешковой, где она в целом представлена грубообломочными пачками туфобрекчий, туфоконгломератов, глыбовых лав; пачки туфогенных песчаников и алевролитов имеют подчиненное значение. Выше по разрезу в долине р. Инканюш эта толща сложена маломощными пачками вулканомиктовых песчаников, чередующихся с туфопесчаниками и грубообломочными туфоконгломератами, которые сменяются пачкой туфобрекчий. Видимая мощность отложений 200-350 м.

Верхняя часть разрезов вулканогенно-осадочных отложений представлена в восточном и северном секторе оз. Курильского, где она отличается по составу пород, степени дислоцированности и набору эффузивно-интрузивных фаций от средней и нижней частей разреза. В восточном береговом обрыве оз. Курильского на эродированной поверхности интрузии диоритовых порфиритов и дислоцированных песчаниках и туфобрекчиях горизонтально (азимут падения 320° , $\angle 3-5^\circ$) залегают (снизу вверх): 1) пачка туфобрекчий желтовато-бурых с обломками лав диоритовых порфиритов, с линзами туфопесчаников - 80-100 м; 2) пачка туфобрекчий, чередующихся с туфопесчаниками зеленовато-серыми, грубозернистыми с фауной - 50 м; 3) пачка туфопесчаников кислого состава, чередующихся с туфобрекчиями с фауной - 60 м; 4) лавовые потоки кварцевых фельзитов - 5-15 м; 5) горизонт грубообломочных конгломератов с галькой эффузивов, диоритовых порфиритов - 10-15 м. Видимая мощность 200-250 м.

В северном секторе оз. Курильского верхняя часть разреза наращивается. На туфобрекчиях и лавах андезито-дацитового состава залегают (снизу вверх): 1) пачка туфобрекчий желтовато-бурых, переслаивающихся с туфопесчаниками - 70 м; 2) пачка монотонных грубообломочных туфобрекчий с отдельными горизонтами лавобрекчий - 100 м; 3) пачка туфобрекчий с лавовыми потоками роговообманковых андезитов - 120 м; 4) лавовые потоки роговообманковых андезитов - 5-10 м; 5) пачка туфобрекчий с отдельными слоями лавобрекчий и пемзо-пепловых туфов - 50 м; 6) пачка псефитовых туфов с крупными глыбами и бомбами - 120 м; Видимая мощность осадочных отложений до 150 м. Видимая мощность верхней туфогенно-осадочной части разреза 350-600 м. Для верхней толщи характерны следующие признаки: близкое к горизонтальному залегание пород, исходный кислый и средний состав, резкая фациальная изменчивость, слабая степень дислоцированности, формирование в прибрежно-морских и континентальных условиях, более свежий облик по отношению к нижележащим отложениям. Общая мощность вулканогенно-осадочной части разреза Курильского комплекса оценивается в 1400-1800 м.

Эффузивные, интрузивные и субвулканические образования комплекса (см. ниже табл. 18) широко развиты по северному обрамлению структуры и оз. Курильского, вскрыты скважинами в пределах депрессии и в районе Охотского побережья (скв. К-1), где они сформированы континентальными фациями (см. рис. 24).

Нижняя и средняя части разрезов вулканогенно-осадочной толщи регионально метаморфизованы, дислоцированы, смяты в пологие складки северо-восточного простирания, в них отмечаются пластовые тела габбро-долеритов, диоритов, которые залегают среди сильно измененных лавобрекчий и туфов среднего и основного состава. К средней части разреза приурочены интрузии диоритов и диоритовых порфиритов, которые прослеживаются в береговых разразах оз. Курильского. Мелкие интрузии диоритов, дайковые и пластовые тела основного состава широко представлены по северному обрамлению структуры, а также в основании построек с отм. 1102, Ключевского. К верхней части разреза приурочены субэффузивные фации, представленные дайками андезитов, диоритов и долерито-базальтов. Эффузивные фации (фельзитовые лавы, андезиты, долерито-базальты) имеют ограниченное развитие и распространены в восточном и северном секторах оз. Курильского, а также по северному обрамлению структуры, где наблюдается наибольшая их мощность (250-300 м).

Таким образом, для Курильского комплекса характерна фациальная изменчивость пород по простиранию. Нижняя и средняя части разреза близки в литолого-фациальном отношении, поэтому разрез в целом имеет двучленное строение. Нижняя часть представлена преимущественно осадочными отложениями, верхняя - существенно вулканогенными образованиями, сформированными в континентальных условиях. Интрузивный и субэффузивный магматизм проявился двумя фазами: первая из них представлена интрузиями и субинтрузиями основного и среднего составов, вторая - интрузивно-эффузивными фациями диоритов.

Возраст отложений Курильского комплекса нами определяется на основании следующих данных. Фаунистически охарактеризованные отложения средней части разреза Курильского комплекса по долинам рек Инканюш, Орешковой, по заключению В.Н. Синельниковой, соответствуют стратиграфическому уровню этолонской, возможно, какертской свитам и относятся к среднему - верхнему миоцену. Фаунистические определения из верхней части разреза (табл. 13) соответствуют положению этолонской свиты (нижнеэрмановской подсвиты) Западной Камчатки и свидетельствуют об их верхнемиоценовом возрасте (Гладенков, 1972; Синельникова и др., 1971).

Абсолютный возраст интрузивных образований из нижней части эффузивного разреза ($14,1 \pm 1,5$ млн. лет - табл. 14) согласуется с фаунистическими определениями. На этом основании возраст отложений Курильского комплекса датируется нами как средне-верхнемиоценовый.

Таблица 13

Палеонтологическое обоснование разреза Курильского вулканогенно-осадочного комплекса

Название вида	Заключение о возрасте	Место сбора коллекции
<i>Arca</i> (<i>Arca</i>) <i>boucardi</i> Jous., <i>Septifer margaritanus</i> Nowland., <i>Septifer</i> sp., <i>Modiolus</i> cf. <i>tenuistriatus</i> Slod., <i>Lio-cuma</i> sp., <i>Tellina</i> cf. <i>aragonia</i> Dall., <i>Macoma</i> sp., <i>Natica</i> sp., <i>Clinocardium</i> cf. <i>taracaicum</i> (Yok.), <i>Mya</i> cf. <i>truncata</i> L., <i>Chlamys</i> sp.	Верхняя часть это-лонской – низы эрмановской свит Западной Камчатки (верхний миоцен)	Восточный сектор оз. Курильского и руч. Снежный, верхняя часть раз-реза (Н.А. Храмов)
<i>Swiftopecten</i> cf. <i>swiftii</i> (Bern.), <i>Chla-mys</i> (<i>Leochlamys</i>) <i>daishakaensis</i> Ma-suda et Sawada, <i>Mya</i> <i>cuneiformis</i> Bohm., <i>Pododesmus macroshisma</i> (Desh.), <i>Mya</i> cf. <i>grewingki</i> Heak., <i>Tel-lina</i> sp., <i>Mizuchopecten kavranensis</i> Sin., <i>Macoma</i> sp., <i>Amussiopecten</i> sp. indet.		
<i>Chlamys</i> (<i>Leochlamys</i>) <i>daishakaensis</i> Masuda et Sawada, <i>Clinocardium</i> sp., <i>Serripes gröenlandicus</i> (Goepf.), <i>Spisula</i> cf. <i>voyi</i> Gabb., <i>Natica janthosto-ma</i> Desh., <i>Taras gravis</i> Kog., <i>Securella</i> sp., <i>Mytilus</i> (<i>Mytiloconcha</i>) sp. indet.	Этолонская свита Западной Камчатки (верхний миоцен)	Долина р. Инканюш, средняя часть разреза
<i>Mya truncata</i> L., <i>Neptunea</i> sp., <i>Vene-ricardia</i> ex gr. <i>beringiana</i> (Slod.), <i>Gly-cymeris</i> sp.	Этолонская, воз-можно, кэкертская свиты Западной	Долина р. Орешковой, низы средней части разреза Курильского комплекса
<i>Turritella</i> (<i>Hataiella</i>) <i>gretschischkini</i> Pliyina., <i>Acila</i> sp., <i>Tellina</i> cf. <i>pulchra</i> Slod., <i>Clinocardium californiense</i> (Desh.), <i>Mya</i> sp., <i>Spisula voyi</i> Gabb., <i>Taras parilis</i> Kog.	Камчатки (сред-ний – верхний миоцен)	
<i>Solen</i> sp., <i>Taras</i> sp., <i>Spisula</i> sp.	–	Поселок Паужетка, скв. Р-1, интервал 719–740 м

На вулканогенно-осадочных и эффузивных образованиях Курильского комплекса залегают базальные горизонты конгломератов и туфоконгломератов, которые фиксируют стратиграфический перерыв регионального значения. Этот перерыв отмечается практически всеми исследователями и в других районах Камчатки (Власов и др., 1964; Апрельков, 1966; Шанцер и др., 1966) и соответствует интервалу времени от конца позднего миоцена и, вероятно, до среднего (плиоцена ($N_1^3 - N_2^{1-2}$?)).

Второй, Озерновский вулканогенный комплекс ($N_2^3 - Q_1^1$) объединяет горизонтально залегающие вулканогенно-осадочные, туфо-пирокластические и эффузивные образования, связанные в разрезах фаціальными переходами. Они несогласно залегают на вулканогенных и осадочных отложениях верхнего миоцена. В основании Озерновского комплекса прослеживается базальный горизонт конгломератов. В пределах Паужетской структуры отмечается высокая концентрация верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых вулканических центров, ко-

Таблица 14

Абсолютные датировки возраста вулканитов Паужетской структуры

Полевой номер образца	Геологический возраст	Абсолютный возраст, $T \cdot 10^6$ лет	K, %	$\frac{^{40}\text{Ar рад}}{^{40}\text{Ar общ}}$	$^{40}\text{Ar рад}$	$\frac{^{40}\text{Ar рад}}{^4\text{K}}$	Место взятия, состав
836	N_1^3	$14,1 \pm 1,5$	0,495	0,160	0,48	0,000392	Правый борт долины р. Озерной, в 2 км южнее высоты с отм. 560,8; пластовое тело габбро-диоритов
1244	$N_2^3 - Q_1$	$1,6 \pm 0,2$	2,03	0,232	0,22	-	Вершинная часть постройки вулкана 1102, лавовый поток андезит-базальтов
1693	$Q_2 - Q_3$	$0,15$ $\frac{0,29}{0,25 \pm 0,10}$	0,91	0,010	0,0094	0,0000084	В 3 км от устья р. Каюк, дацитовый поток туфо-шгнимбри-тов

Примечание. Определение абсолютного возраста выполнены В.К. Левским (ВСЕГЕИ).

которые позволяют проследить развитие верхнеплиоценового вулканизма как в пространстве, так во времени. Относительно более древние образования Озерновского комплекса расположены по юго-восточному обрамлению структуры, где отдельные стратовулканы начали свою деятельность в прибрежно-морских условиях и закончили в континентальных (см. рис. 24).

На западе структуры расположено большинство вулканических центров, которые представлены крупными останцами вулканов Древнекошелевского, 1102 м, горы Ключевской. Вулканизм западного обрамления структуры протекал в наземных условиях и носил ярко выраженный эксплозивный характер. В постройках вулканов 1102 и Ключевского на туфо-лавобрекчиях Озерновского комплекса согласно, но с перерывом залегают нижнеплейстоценовые лавы основного состава, которые рассматриваются в едином разрезе с туфо-лавопирокластическими образованиями верхнеплиоценового возраста. Формирование вулканов западного обрамления депрессии охватывает верхний плиоцен и начало раннего плейстоцена ($N_2^3 - Q_1^1$). Отдельные вулканы Охотского побережья начали свою деятельность в конце верхнего плиоцена, часть вулканов, унаследовав плиоценовые центры, продолжала извергаться до начала среднего плейстоцена.

Отложения Озерновского вулканогенного комплекса условно расчленяются на три толщи: нижняя - вулканогенно-осадочная (N_2^3), средняя толща туфо-лавобрекчиевая (N_2^3), верхняя - лавовая ($N_2^3 - Q_1^1$). Ниже приводится краткая характеристика выделенных толщ.

В состав нижней вулканогенно-осадочной толщи Озерновского комплекса включаются образования, представленные прибрежно-морскими и континентальными фациями. Прибрежно-морские фации прослеживаются в виде отдельных фрагментов в северном и южном секторах оз. Курильского и более широко развиты за пределами структуры к югу и к северу от нее. В верховьях рек Первой, Второй Северных и в среднем течении р. Унканович на конгломератах залегают (снизу вверх): 1) пачка туффитов, туфогравелитов с прослоями туфонесчаников (10-20 м) - 15-20 м; 2) пачка туфов с редкими прослоями туфобрекчий, псефитовых туфов - 30 м; 3) пачка грубообломочных туфов, пемзо-пемзовых туфонесчаников - 45 м; 4) пачка псефитовых туфов с прослоями пемзо-пемзовых туфобрекчий с отдельными потоками базальтов - 30 м; 5) туфобрекчия основного состава с линзами и потоками базальтов - 120 м.

В районе крупного плиоценового центра Сарай (1110 м) вскрыт на всю глубину характерный разрез, где четко видны взаимоотношения прибрежно-морских и континентальных фаций комплекса. На туфогенных песчаниках и грубообломочных туфах горизонтально залегают (снизу вверх): 1) песчано-

пепловые монотонные туфобрекчии, переслаивающиеся с пемзо-пепловыми туфами - 10 м; 2) пачка туфогравелитов, чередующихся с пепловыми туфами, - 20 м; 3) пачка пемзовых туфов с валунно-галечными и песчаными прослоями в основании - 10 м; 4) пачка песчано-пемзовых туфов с обломками дацитовых туфов и лав андезито-базальтов - 5 м; 5) пачка туфобрекчии с пемзопепловым заполнителем с обломками пемз - 10 м; 6) лавобрекчии основного состава с песчано-пемзовым заполнителем - 10 м. Прибрежно-морские отложения разделены пачкой кислых туфов, которые постепенно переходят в туфо-пирокластические образования основного состава. Видимая мощность вулканогенно-осадочной толщи 180-300 м. За пределами структуры в верховьях р. Гротовой мощность вулканогенно-осадочных отложений возрастает до 350-500 м. Они представлены прибрежно-морскими фациями туфо-песчаников, туфов с редкими маломощными (0,2-0,5 м) прослоями пепловых, пемзовых туфов и туфогравелитов с редкой галькой эффузивов основного и среднего составов.

Средняя толща Озерновского комплекса в наиболее типичном виде развита в пределах вулканических построек горы Ключевской и вулкана 1102 м, где она представлена почти исключительно туфо-лавобрекчиями основного состава. В постройках вулканов 1207, 1530 наблюдается монотонное переслаивание туфобрекчии и лавовых потоков андезито-базальтов. В целом средняя толща комплекса слагает основную часть разреза.

В верховьях рек Правой Шумной,левой Паужетки, в постройке вулкана 1102 м на конгломератах и эффузивных образованиях Курильского комплекса несогласно залегают (снизу вверх): лавовая пачка монотонных базальтов и долерито-базальтов - 200-250 м; пачка грубообломочных лавобрекчии основного состава - 80-100 м; пачка туфобрекчии с обломками и глыбами базальтов и андезито-базальтов - 50-100 м; пачка агломератовых туфобрекчии, чередующихся с туфоконгломератами с обломками, глыбами, бомбами основного состава - 80-200 м; пачка туфобрекчии с линзами лав и лавобрекчии основного состава - 20-35 м; туфобрекчии с прослоями и линзами пепловых туфов с кристаллами пироксена - 20 м; туфы, туффиты с пемзо-пепловым заполнителем - 10 м; тонкие пепловые туфы с линзами грубых двупироксеновых туфов - 10-15 м; пепловые и пемзо-пепловые туфы с линзами туфобрекчии и туфогравелитов - 5-10 м. В постройке вулкана Ключевского средняя толща Озерновского комплекса значительно литифицирована. По левому борту долины р. Озерной в районе Первых горячих ключей на туфоконгломератах несогласно залегают (снизу вверх): пачка агломератовых туфов с крупными глыбами и бомбами - 50-200 м; пачка грубообломочных туфобрекчии основного состава - 20-35 м; 3) лавовый поток базальтов - 10-15 м; пачка агломератовых туфов - 20-30 м; 5) лавовые потоки базальтов - 30-40 м; пачка туфобрекчии с линзами туфов и конгломератами в основании - 80-120 м; пачка пепловых желтоватых туфов с линзами туфогравелитов с горизонтом пемзо-пепловых туфов - 7-10 м. Верхняя часть разрезов средней толщи представлена пачкой плотных пемзо-пепловых туфов и туффитов кислого состава. Отдельные горизонты пепловых туфов прослеживаются под нижнечетвертичными лавами западного обрамления структуры. Мощность туфов от 3 до 50 м.

Верхняя толща Озерновского комплекса представлена мощной серией лавовых потоков, которые развиты в привершинной части крупных плиоценовых центров с отм. 1102 м, горы Ключевской, Сарая (1110 м), 1530 м. За пределами структуры они отмечаются в постройках вулканов Кошегочек, Гольгинский (см. ниже табл. 18). Нижнюю часть разреза вулкана с отм. 1102 м формируют лавовые потоки (3-5) базальтов и долерито-базальтов мощностью до 40 м. Лавовые потоки андезито-базальтов в количестве 6-12 слагают верхнюю часть разреза, их мощность не более 20 м. Общая мощность лавовой толщи вулкана 1102 оценивается в 250-300 м. В постройке вулкана Ключевского лавовая часть представлена монотонными потоками крупнопорфировых андезито-базальтов в количестве 8-10, мощностью не более 15 м. Общая мощность лавовых образований вулкана Ключевского 220-250 м. В построй-

ке вулкана Сарай (1110 м) развиты наиболее мощные лавовые образования. Нижняя часть разреза представлена монотонными лавовыми потоками базальтов мощностью от 8 до 15 м. Общая их мощность – 300–350 м. Привершинная часть сложена потоками двупироксеновых андезитобазальтов мощностью от 25 до 40 м, общая их мощность – 250–300 м. В постройке вулкана с отм. 1530 верхняя лавовая толща образована маломощными потоками андезитобазальтового состава, общей мощностью 40–60 м. Вершинная его часть пронизана крупными неками долеритобазальтов (см. ниже табл. 18). Общая мощность верхней лавовой толщи Озерновского комплекса не более 600 м.

Для Озерновского комплекса в целом характерны следующие особенности: достаточно четкая морфологическая выраженность отдельных центров вулканизма и их кольцевое расположение, существенно эксплозивный характер вулканической деятельности и однообразие ее типов, резкое преобладание продуктов извержений основного состава.

Выше было показано, что нижняя возрастная граница Озерновского комплекса не ниже среднего плиоцена. Верхняя – не выше начала нижнего плейстоцена, так как его образования перекрываются платоэффузивами, возраст которых большинством исследователей Камчатки принимается как нижнеплейстоценовый. По данным палеомагнитных исследований В.В. Кочегуры, в плиоцен-четвертичных разрезах вулканов 1102 м и Ключевского выделяются две зоны прямой и обратной намагниченности пород (см. рис. 24). Первая и вторая зоны обратной намагниченности по геологическим соотношениям соответствуют верхнеплиоценовым лавам. Первая зона прямой намагниченности приходится на нижнюю часть комплекса платоэффузивов нижнего плейстоцена и в целом подтверждается определениями абсолютного возраста ($1,6 \pm 0,2$ млн. лет – см. табл. 14). При сопоставлении верхней и нижней зон обратной намагниченности с эпохой Матуяма (Сох и др., 1966), стратиграфической шкалой Камчатки и европейской части СССР (Меннер и др., 1972) видно, что верхнюю лавовую толщу Озерновского комплекса можно отнести к позднему плиоцену-началу нижнего плейстоцена. Аналогами Озерновского комплекса являются керукский вулканогенный комплекс в Среднем хребте Камчатки, тумрокский – в Восточной Камчатке и усть-тигильская свита – в Западной Камчатке (Шанцер и др., 1966, 1969; Челебаева, 1971; Гептнер и др., 1972).

История геологического развития Паужетской структуры рассматривается от среднего миоцена, т.е. со времени формирования нижней части разреза Курильского вулканогенно-осадочного комплекса. В среднем миоцене в пределах структуры существовал морской бассейн, в котором отлагался туфогенно-осадочный материал. Одновременно происходили подводные излияния андезитовых лав. По восточному обрамлению структуры, в районе поднятий Берегового хребта преобладали прибрежно-морские условия осадконакопления. Формирование осадков происходило на фоне колебательных тектонических движений. Вулканическая деятельность характеризуется неустойчивым режимом. Вулканы поставляли грубообломочный материал основного состава. В конце среднего миоцена в пределах восточного обрамления структуры отдельные блоки, возможно, были выведены на поверхность. Проявилась первая слабая фаза складчатости с внедрением интрузий и пластовых тел диорит-порфиритов, которые отмечаются в нижней части разреза Курильского комплекса. В результате внедрения интрузий породы были смяты в пологие складки. В пределах западной части структуры существовал морской бассейн. В начале верхнего миоцена восточная и западная части территории, вероятно, испытывают значительное погружение, формируются туфогенно-осадочные отложения средней и верхней частей разреза Курильского комплекса. Вулканизм протекает за пределами структуры. Меняется состав туфогенно-осадочных продуктов, накопление толщ происходит в условиях неглубокого моря. Примерно в середине верхнего миоцена толщи были выведены на поверхность, и уже в континентальных условиях проявилась крупная фаза складчатости с внедрением пластовых тел основного состава и крупных диоритовых интрузий. Вулканизм широко проявил-

ся по северному и западному обрамлениям структуры. По мере нарастания напряженности процессов складкообразования в приподнятых участках закладываются региональные системы разломов северо-западного и северо-восточного простирания. В конце позднего миоцена в пределах рассматриваемой структуры происходит затухание вулканической деятельности, территория представляет собой устойчивую сушу с интенсивным выравниванием рельефа. В результате верхнемиоценовой фазы складчатости породы Курильского комплекса были смяты в складки северо-восточного простирания.

В интервале времени от конца позднего миоцена и, вероятно, до среднего плиоцена отмечается стратиграфический перерыв регионального значения. В нижнеплиоценовое время большая часть территории Камчатки представляла собой устойчивую сушу. На Южной Камчатке незначительные площади вдоль восточного и западного побережий за пределами структуры были захвачены трансгрессией мелкого моря, во время которой происходило формирование терригенных толщ, возрастных аналогов эрмановской свиты Западной Камчатки. В нижнем плиоцене произошла менее интенсивная фаза складчатости с внедрением гранодиоритовых, диоритовых и липаритовых интрузий. Возраст интрузий диоритов в хребте Кумроч определен в 4±2 млн. лет (Волынец, Шилин, 1965). В пределах Курильской островной дуги возраст аналогичных интрузий определяется в интервале 2-4 млн. лет (Фирсов, 1964). На границе верхнего плиоцена в пределах структуры отмечается трансгрессия моря. Сильно расчлененный рельеф относительно опущенных блоков создал благоприятную обстановку для формирования лагунно-морских отложений нижней толщи Озерновского комплекса. Морские заливы и проливы интенсивно заполняются грубообломочным материалом формирующихся вулканических построек. В дальнейшем развитие вулканизма определяется дифференцированными движениями отдельных блоков в пределах структуры. В относительно поднятых блоках возобновляется интенсивная вулканическая деятельность крупных плиоценовых центров с проявлением основного и кислого вулканизма как в депрессии так и по обрамлению структуры. В результате активизации тектонических движений вся территория была выведена на поверхность. В дальнейшем вулканизм протекает в наземных условиях, сопровождается мощной взрывной деятельностью. Неравномерное движение блоков приводит к обновлению северо-восточной и северо-западной зон разломов, в пределах которых сосредотачиваются верхнеплиоценовые центры, сконцентрированные по обрамлению структуры. После прекращения интенсивной вулканической деятельности в позднем плиоцене или же резкого уменьшения ее интенсивности, связанной с выносом значительных объемов вулканических продуктов, в центральной части структуры начинает формироваться Паужетская депрессия. В дальнейшем в отдельных долгоживущих центрах после незначительного перерыва вулканической деятельности в нижнем плейстоцене начинается новый четвертичный цикл вулканизма.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПАУЖЕТСКОЙ ДЕПРЕССИИ

В пределах Паужетской вулканотектонической депрессии развит своеобразный комплекс разновозрастных вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, которые не имеют аналогов в других районах Южной Камчатки. На Паужетском месторождении термальных вод эти отложения вскрываются скважинами глубокого бурения и представлены в едином разрезе. Мощность отложений 650-800 м. Особое место в разрезе занимают туфогенно-осадочные отложения паужетской свиты. Впервые отложения, слагающие Паужетскую свиту, были выделены Д.К. Александровым в 1934 г. в устье р. Паужетки как туфо-песчаная толща четвертичного возраста. А.Е. Святловский в 1955-1957 гг. назвал выделенные отложения "озерными", расширил границы распространения отложений, составил схематическую геологическую карту Паужетского района, которая была дополнена В.В. Аверьевым в 1958-1961 гг., В.И. Белоусовым - 1960, 1968, 1976 гг., В.М. Сугробовым - 1964-

1966 гг. Результаты комплексных геологических и гидрогеологических исследований отражены в монографии "Паужетские горячие воды на Камчатке" (1965), здесь же приведены данные геологической съемки КТГУ, полученные С.Е. Апрельковым в 1959 г.

Отложения Паужетской свиты по гранулометрическому и химическому составу условно подразделялись на три подсвиты: нижнюю туфобрекчиевую андезитового состава мощностью от 70 до 140 м, среднюю псефитовую андезито-дацитового состава мощностью от 180 до 240 м и верхнюю алевропелитовую и алевропсаммитовую дацитового состава в переслаивании с пепловыми туфами и песчаниками мощностью до 200 м. Туфобрекчии нижнепаужетской подсвиты, по данным С.Е. Апрелькова, образовались в результате деятельности вулканов, дававших обломочный материал основного состава. Одним из таких вулканов, возможно, был крупный вулканический центр, на месте которого в четвертичное время возник Кошелевский массив. Образование туфов среднепаужетской подсвиты связывалось с одновременной эруптивной деятельностью различных вулканов, поставлявших обломочный материал основного и кислого составов. Образование пепловых туфов верхнепаужетской подсвиты увязывалось с вулканической, длительная эксплозивная деятельность которого закончилась катастрофическим взрывом и формированием вулканической впадины, занимаемой в настоящее время Курильским озером. Отложения Паужетской свиты выделялись как кальдерные образования, сформированные в водном бассейне замкнутого типа, в постепенно погружающейся депрессии. Их возраст определялся С.Е. Апрельковым как позднеплиоцен-нижнечетвертичный (Аверьев и др., 1965). В.И. Белоусов (1976) по материалам исследований в 1968-1971 гг. пересмотрел литологическую границу и возраст Паужетской свиты, объединив ее с нижележащими спекшимися туфами дацитов и туфо-конгломератами основного состава.

Фактический материал, полученный авторами, позволяет вновь вернуться к вопросу о возрасте и генезисе образований Паужетской депрессии и структуры в целом. Составлен уточненный стратиграфический разрез по всем скважинам, пробуренным в 1959-1977 гг. Камчатским промысловым управлением по использованию глубинного тепла Земли (рис. 25). В целом разрез вулканогенно-осадочных отложений представлен (снизу вверх): мощной толщей зеленатовых туфогенных песчаников с фауной (N_1^3), пачкой туфо-конгломератов (N_2^{1-2}), горизонтом туфо-игнимбритов (N_2^3), пачкой туфобрекчий основного состава - нижнепаужетская подсвита ($N_2^3 - Q_1^2$), пачкой грубообломочных туфов среднего и кислого состава - среднепаужетская подсвита ($Q_1^2 - Q_3^1$) и пачкой пепло-пемзовых туфов существенно кислого состава - верхнепаужетская подсвита ($Q_3^1 - Q_3^3$).

Скважинами глубокого бурения вскрыты морские отложения Курильского комплекса, представленные зеленатовыми вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, переслаивающимися с лавами андезитового состава. Вся толща песчаников регионально метаморфизована, слабо дислоцирована, прорвана мел-

Рис. 25. Сводный разрез отложений Паужетской депрессии

1 - водно-ледниковые отложения; 2 - туфогравелиты; 3 - туфы псефитовые; 4 - туфы песчано-пепловые; 5 - туфы пемзовые; 6 - туфы пепло-пемзовые; 7 - пемзы; 8 - туфы алевролитовые; 9 - туфы пелитовые; 10 - алевролиты и аргиллиты; 11 - вулканомиктовые песчаники с фауной; 12 - туфопесчаники; 13 - туфопесчаники косослоистые; 14 - туфобрекчии кислого состава; 15 - туфобрекчии основного состава; 16 - лавобрекчии; 17 - туфы спекшиеся; 18 - туфо-игнимбриты; 19 - туфо-игнимбриты с фьямме; 20 - туфо-конгломераты; 21 - лавовые потоки базальтов; 22 - андезитовые лавы; 23 - экструзии дацитового состава; 24 - лавовые потоки андезито-базальтов; 25 - андезиты роогообманковые; 26 - интрузивные, дайковые тела диоритов, диоритовых перфиритов; 27 - долерито-базальты; 28 - пластовые тела габбро-долеритов; 29 - вулканические бомбы; 30 - агломератовые брекчии; 31 - зоны прямой гаммагичности пород; 33 - границы раздела отдельных литолого-фациальных подкомплексов; 34 - количество химических анализов

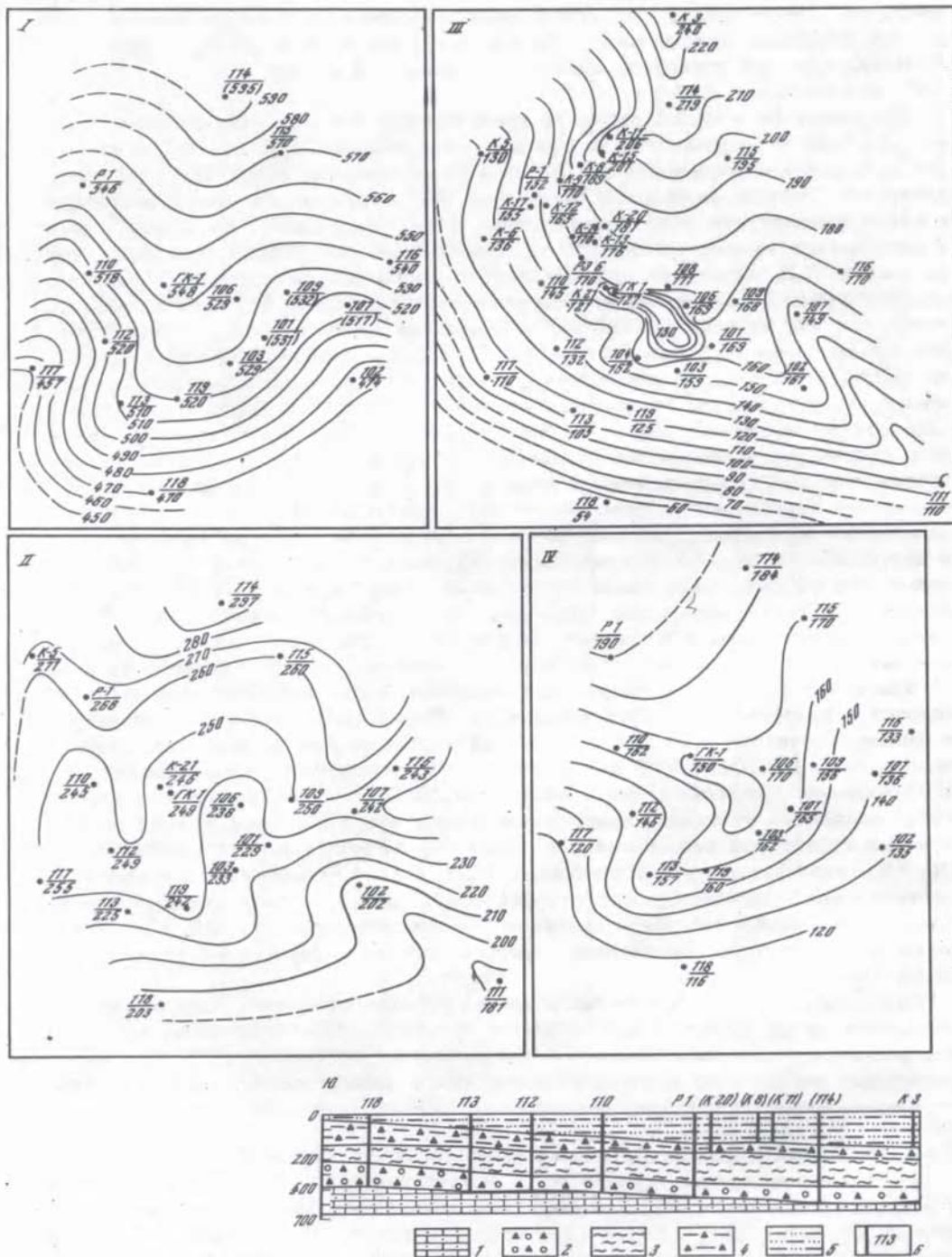


Рис. 26. Схемы залегания поверхностей раздела и равных мощностей в пределах разведанного участка

I – залегание кровли вулканических песчаников Курильского комплекса; *II* – залегание кровли туфо-игнимбритов; *III* – залегание кровли туфобрекчий Озерновского комплекса; *IV* – мощности туфо-игнимбритов; *V* – мощности туфобрекчий; *VI* – мощности грубообломочных туфов; *VII* – схематический геологический разрез: *1* – вулканические песчаники; *2* – туфо-конгломераты, кон-

кими дайками и интрузивными телами диоритовых порфиритов. Вскрытая мощность отложений 550 м. Они слагают нижний структурный ярус и являются фундаментом для вышележащих отложений Паужетской депрессии. Залегание кровли песчаников в пределах разведанного месторождения можно проследить на схеме (рис. 26). Кровля песчаников погружена с юга на северо-восток. По долине р. Паужетки относительное погружение фундамента составляет 145 м на расстоянии трех километров. В пределах же Камбального хребта кровля песчаников поднята на 68 м. Залегание кровли песчаников за пределами месторождения прослеживается на гравиметрической схеме (рис. 27). Выше по разрезу они несогласно перекрываются пачкой лаво-пирокластических образований и туфо-конгломератов общей мощностью 80–150 м. Нижняя часть ее представлена переслаиванием лавовых потоков роогообманковых андезитов, андезито-базальтов с пестроцветными туфобрекчиями основного состава и туфо-конгломератами. В основании прорвана телами диоритовых порфиритов. Нижняя часть пачки рассматривается как фрагменты вулканических построек, расположенных по северному обрамлению депрессии, а также в нижней части построек вулканов 1102, Ключевского. Верхняя часть – туфо-конгломератовая с обломками кислых туфов, диоритовых порфиритов, андезитов, а также зеленоватых туфогенных песчаников. Отмечаются также эффузивно-интрузивные образования кислого и среднего состава. Состав обломков указывает на то, что переотложению подвергались не только морские песчаники, но и вышележащие эффузивно-интрузивные образования.

На туфо-конгломератах выше по разрезу несогласно залегает горизонт туфо-игнимбритов дацитового состава. Мощность туфов в пределах разведанного участка непостоянна и колеблется от 190 м в устье руч. Светлого (скв. 114) до 125 м в среднем течении руч. Трудного (скв. 118). Кровля спекшихся туфов в центре участка залегает практически горизонтально. В сторону Камбального хребта она поднята на 83 м, а у подножия Кошелевского вулкана на 41 м (см. рис. 26). Относительное превышение кровли спекшихся туфов по долине р. Паужетки составляет 68 м (скв. 118–114).

Первое описание туфов было выполнено С.И. Набоко (1963) по скважине Р-1. Витрокристаллокластические туфы определялись как лавоподобные породы, состоящие на 50% из кристаллов кварца, плагиоклаза, роговой обманки, авгита и редких обломков андезитов и базальтов. Порода сходна с игнимбритами, лишенными фьямме. Признаков переотложения в толще туфов не обнаружено, отмечаются лишь различия в строении верхней, нижней и центральной частей покрова. По характеру отдельности и плотности туфы центральной части напоминают лавовые образования. Минеральный состав спекшихся туфов приведен по скважине РЭ-113 и разрезу руч. Светлого (табл. 15). Основная масса туфов на 80–90% представлена бурым стеклом, на 10–20% микрообломками плагиоклаза и рудного минерала. Среди обломков пород – андезиты, базальты, измененные граниты и кварцевые диориты. Стекло основной массы в разрезах ручья Светлого в средней части покрова образует фьямме с реликтами флюидальной текстуры, типичной для игнимбритов. Верхняя и нижняя части толщ лишены фьямме и сохраняют туфовую структуру. Степень изменения туфов незначительна и составляет 3–5% от всей массы породы, темноцветные минералы изменены на 10–15%. Обломки плагиоклаза и эффузивов практически не затронуты изменением. Содержание SiO_2 в толще туфов по разрезу изменяется незначительно (см. рис. 25). Образования типа фьямме имеют ограниченное развитие и приурочены к центральной части покрова. Отсутствие фьямме в нижней и верхней частях покрова объясняется недостаточным количеством тепла, необходимого для частичного или полного спекания туфо-пирокластического материала. В целом для толщи туфов характерно следующее: выдержанность химического состава, однообразие обломочного материала, туфо-пирокластическая природа, локальное внутрискоровое развитие участков, подверженных спеканию с образованием фьямме и флюидальных текстур. Вышеперечисленные признаки характерны для туфо-игнимбритовых покровов. Образование туфо-игнимбритового горизонта, по нашему мнению, связано с эксплозивными выбросами туфового материала из каналов "трещинного типа".

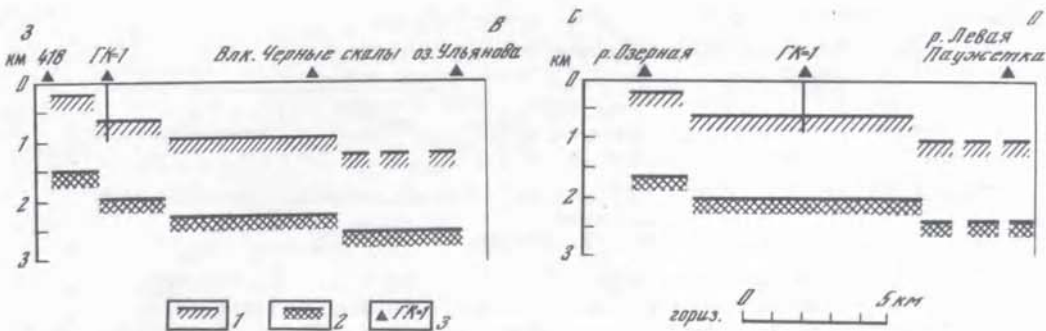


Рис. 27. Залегание кровли песчаников и пород мелового фундамента в пределах депрессии по гравиметрическим данным

1 — кровля вулканомиктовых песчаников Курильского комплекса; 2 — кровля пород мелового фундамента; 3 — скважина глубокого бурения

Отложения нижнепаужетской подсвиты залегают несогласно на спешихся туфах. Они представлены грубообломочными туфобрекчиями основного состава. Нижняя часть разреза — туфобрекчиевая с туфо-конгломератами в основании, средняя часть — с прослоями и линзами туфов, туфопесчаников и лавовых потоков основного состава, а верхняя часть туфо-конгломератовая. В пределах разведанного участка распределение мощностей туфобрекчий нижнепаужетской подсвиты можно проследить на схеме равных мощностей (см. рис. 26). Мощность туфобрекчий колеблется от 41 м в пределах Камбального поднятия до 120 м в устье руч. Светлого. Наибольшие мощности туфобрекчий (до 149 м) отмечаются по долине р. Правой Паужетки и у подножия вулкана Кошелевского. Нижняя и средняя части разрезов туфобрекчий тяготеют к вулканической постройке Древнекошелевского вулкана, фундаментом которого являются туфобрекчие Озерновского комплекса. Туфо-пирокластические образования этого комплекса непрерывно прослеживаются от среднего течения и до верховий рек Правой и Средней Паужеток, где руины Древнекошелевского вулкана и вулкана с отм. 1102 м сохранились отдельными блоками. Древнекошелевский вулкан являлся одним из последних действующих вулканов верхнеплейстоценового возраста. В процессе своей деятельности он, по-видимому, замкнул южную границу Паужетской структуры, тем самым полностью ее изолировав. Поведение кровли туфобрекчий можно проследить на схеме (см. рис. 26). Кровля туфобрекчий по долине р. Паужетки погружается на север с амплитудой погружения 190 м (скв. К-3-118), подчиняясь общему погружению фундамента, а в центре разведанного участка она залегают практически горизонтально. Отмечается резкое 100-метровое поднятие к подножию Кошелевского вулкана. В 2 км южнее скважины 118 кровля туфобрекчий выходит на дневную поверхность, где в естественных обнажениях наблюдается переход туфобрекчий нижнепаужетской подсвиты в крупно- и среднеобломочные туфо-пирокластические образования фундамента Древнекошелевского вулкана.

Выше по разрезу несогласно с перемывом залегают пачка псефитовых туфов кислого состава среднепаужетской подсвиты. Мощность туфов непостоянна и возрастает в двух направлениях: с юга на север от 111 до 240 м и с северо-запада на юго-восток от 200 до 363 м (см. рис. 26). Для всего разреза характерна неоднородность гранулометрического состава, фашиальная изменчивость и грубая сортировка материала в средней его части. В основании подсвиты залегают горизонт переслаивающихся вулканомиктовых косослоистых кварцевых песчаников, алевролитов, туфогравелитов с обломками туфов. В верхней части разреза отмечается слабо выраженная тонкослоистость, мощность прослоев от 3 до 10 см. Преобладают туфы андезито-дацитового состава (см. рис. 25). В правом борту долины р. Правой Паужетки южная граница распространения туфов контролируется поднятиями Камбального хребта, где они широко представлены в разрезах ручьев Светлого и Трудного. В ле-

Таблица 15

Минеральный состав спекшихся туфов

Номер образца	Основная масса	Кварц	Плагиоклаз № 42-45	Роговая обманка	Рудный минерал	Хлорит	Карбонат	Обломки пород	Интервалы, м
Разрез руч. Светлого (снизу вверх)									
7018	47,96	9,36	30,72	-	0,64	2,00	-	9,29	-
7019	46,93	30,29	18,50	-	0,56	0,88	-	2,82	-
7020	55,77	3,53	24,64	-	0,29	1,65	-	14,09	-
7023	52,11	8,37	29,06	0,24	0,19	0,52	0,04	9,43	-
7026	45,05	6,95	26,94	0,09	0,48	0,04	-	20,42	-
7027	45,60	6,71	26,60	-	0,34	0,83	-	19,89	-
Средний состав, %	48,90	10,86	27,07	-	0,42	0,99	-	12,65	-
Разрез скв. РЭ-113 (снизу вверх)									
113/75	58,45	14,86	26,73	0,25	-	1,67	-	2,00	545
113/72	65,84	2,94	17,71	-	-	-	-	5,00	530
113/70	55,31	21,94	18,05	0,76	1,34	1,46	0,58	-	415
113/69	50,63	27,13	18,36	0,50	0,64	0,61	-	2,00	412
113/68	61,25	18,11	27,00	0,69	0,79	0,44	0,31	10,00	409
113/67	70,85	5,41	21,88	-	0,47	0,10	0,26	1,00	407
113/66	58,11	8,91	29,41	0,08	0,44	0,31	0,62	2,00	403
Средний состав, %	60,06	13,47	22,73	0,46	0,74	0,77	0,44	3,67	-

вом же борту долины туфы имеют ограниченное распространение и вложены в туфобрекчии Сзерновского комплекса. Формирование отложений происходило в водном бассейне замкнутого типа. Уровень озера был непостоянен и менялся дважды за время накопления отложений, что подтверждается характером разреза.

В первый этап накапливалась слоистая часть, а обильное присутствие песчано-пепловых и алевритовых частиц указывает на то, что обломочный материал поступал в бассейн равномерно и подвергался длительной водной обработке. Во второй этап накапливалась грубообломочная часть отложений. Она сформирована неоднородным по составу туфовым материалом, испытавшим незначительную водную обработку при обильном его поступлении. В пределах Камбального поднятия мощность туфов возрастает, следовательно, наибольшая глубина озера, или его ложа находилась в центре депрессии, на месте вулкана Черные Скалы и экструзии Дикий Гребень. Основными поставщиками туфового материала для отложений среднепаужетской подсвиты являлись центры кислото вулканизма района Голыгинских гор и Кошелеевского вулканического массива.

Выше по разрезу на слегка размытой волнистой поверхности псефитовых туфов, туфопесчаников и туфогравелитов согласно залегает пачка ритмичнослоистых пемзо-пепловых, песчано-пепловых алевритовых и пелитовых туфов верхнепаужетской подсвиты. Туфы имеют кислый состав (см. рис. 25), тонкую слоистость, резкую фашиальную изменчивость. Мощность туфов в пределах разведанного участка колеблется от 35 до 170 м, увеличиваясь в северном направлении. В пределах поднятий Камбального хребта происходит непрерывное наращивание разреза, который заканчивается вулканогенными образованиями вулкана Черные Скалы. Нижняя часть разреза представлена тонким материалом и развита в основном по долине р. Паужетки и восточному обрамлению Камбального хребта, верхняя же часть разреза - грубообломочными туфами с потоками лав андезитов-базальтов и пачками туфобрекчии (скв. 102). Среди пемзо-пепловых туфов отмечаются туфовые "дайки" мощностью от 0,3 до

1,5 м, которые заполнены брекчированным пепло-туфовым материалом. Выше по разрезу среди алевритовых и пелитовых туфов "дайки" не отмечены. Туфовые "дайки" встречаются в отложениях по правому борту долины р. Паужетки и пространственно тяготеют к экструзиям Камбального хребта. Возможно, образование верхней тонкослойной части разрезов происходило за счет внедрения туфовых "даек", через которые поступал тонкообломочный пепловый материал. На примерах Кавказа было показано, что большие объемы кислой пирокластики извергались из сравнительно мелких аппаратов (Масуренков, 1961). В верховьях руч. Светлого среди пепловых туфов отмечаются тонкие прослои и линзы кислого стекла, образование которого, возможно, обусловлено близостью экструзивных центров и туфовых "даек". Верхняя часть верхнепаужетской подсвиты прорвана экструзивными и дайкообразными телами кислого состава. Основными поставщиками туфогенного материала для отложений верхнепаужетской подсвиты являлись вулканы и экструзии Камбального хребта. По долинам рек Паужетки и Озерной туфы верхнепаужетской подсвиты перекрываются флювиогляциальными отложениями верхнеплейстоценового оледенения, пемзами, пирокластическими образованиями голоценового возраста.

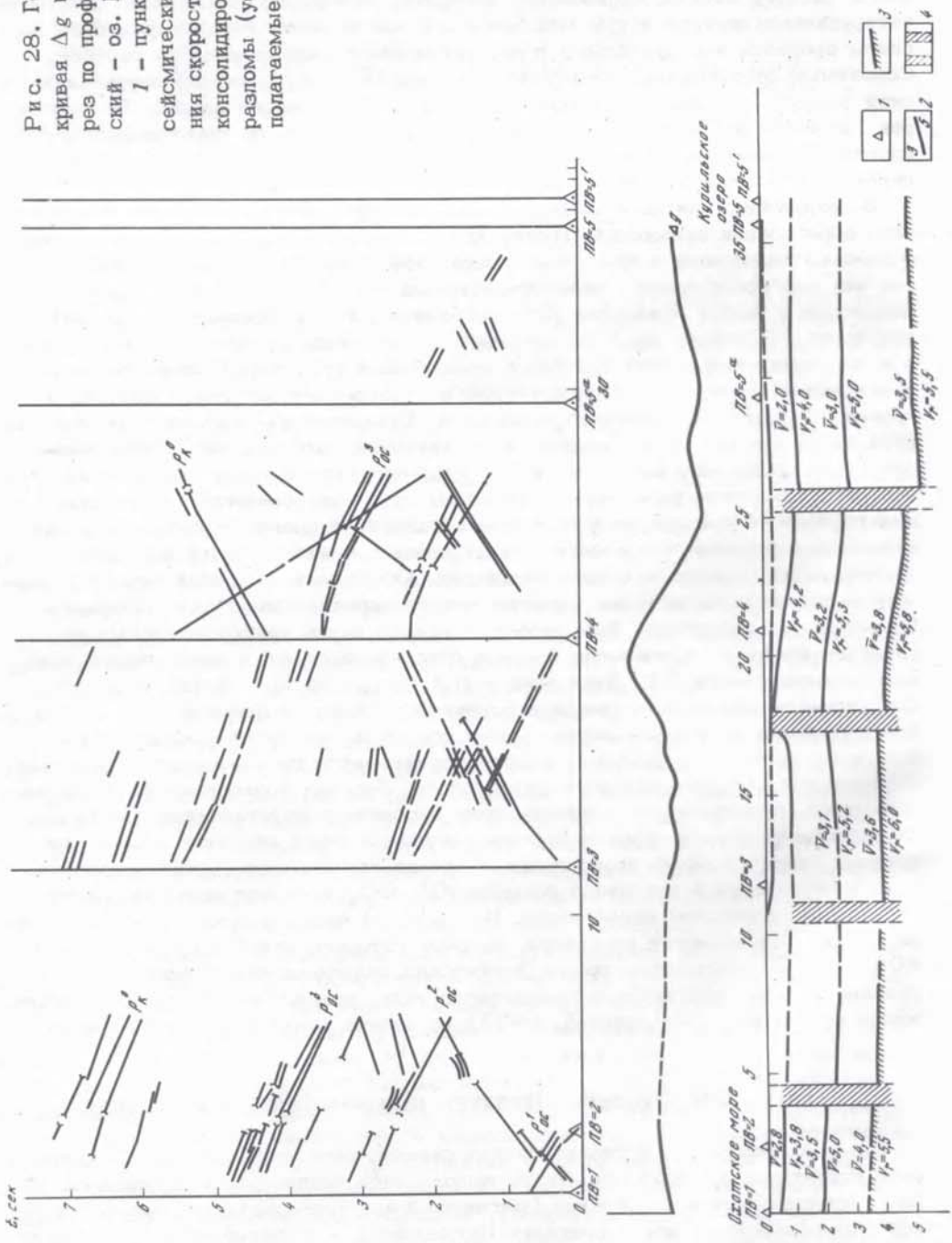
В заключение кратко остановимся на некоторых аспектах возраста и условиях образования отложений Паужетской депрессии. Выделение вулканогенно-осадочных отложений в виде самостоятельной Паужетской свиты неправомерно, так как они представлены разновозрастными генетически разнородными образованиями и имеют локальное распространение. В формировании отложений депрессии участвуют два типа разрезов: существенно вулканогенный и вулканогенно-осадочный. Вулканогенный представлен туфо-пирокластическими образованиями, которые объединяют туфы и туфобрекчии основного состава и туфо-игнимбриты Озерновского комплекса. Вулканогенно-осадочный состоит из двух пачек кислых туфов средне- и верхнепаужетской подсвит. Туфогенно-осадочные отложения озерного типа и туфо-пирокластические образования Озерновского комплекса разделены горизонтом туфо-конгломератов. Этот базальный горизонт сформировался во время опускания фундамента депрессии, заложившейся в позднем плиоцене – начале раннего плейстоцена, и фиксирует значительный перерыв в осадконакоплении. Осадочные, в разной степени перекрытые отложения депрессии вложены в туфо-пирокластические образования Озерновского комплекса. Формирование нижней пачки грубообломочных туфов среднего состава на основании данных споро-пыльцевого и диатомового анализов, выполненных Е.Г. Лупкиной и И.А. Егоровой, происходило в конце среднеплейстоценового – начале верхнеплейстоценового времени ($Q_2^2 - Q_3^1$) в изолированном водном бассейне. Время формирования туфов увязывается с вспышкой кислого вулканизма, широко проявившейся по северному обрамлению структуры в середине среднего плейстоцена. Верхняя тонкослойная пачка кислых туфов накапливалась в мелководном бассейне с неустойчивым режимом. На основании данных споро-пыльцевого и диатомового анализов накопление верхней слоистой пачки происходило в начале или в конце верхнеплейстоценового межстадиала в интервале времени ($Q_3^1 - Q_3^3$), в период вспышки кислого вулканизма в верхнем плейстоцене. На слоистой части разреза залегает горизонт глин, обогащенный органикой, возраст которого колеблется в пределах 8000 лет. В голоценовое время Паужетская вулканотектоническая депрессия развивается как структура возрожденного типа, прошедшая наибольшее погружение фундамента (Макдональд, 1975) на ранних стадиях своего развития.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СТРУКТУРЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Помимо региональных геофизических съемок, охвативших и район Паужетской структуры, на этой территории выполнялись специальные крупномасштабные геофизические исследования (магнито- и электроразведка) с целью поисков термовыводящих зон в пределах Паужетского и Кошелевского месторождений. Для выяснения глубинного строения структуры были выполнены сейсмические работы методом КМПВ, гравиметрическая съемка (площадная в пределах

Рис. 28. Географы волн, кривая Δg и сейсмический разрез по профилю п-ов Озерновский - оз. Курильское

1 - пункты верьва; 2 - сейсмические границы и значения скоростей; 3 - кровля консолидированной коры; 4 - разломы (установленные, предполагаемые)



Паужетского месторождения и маршрутная на остальной территории) и работы по методу магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и магнитовариационного профилирования (МВП) по долине р. Озерной. Полученные результаты не могут претендовать по ряду причин на исчерпывающую полноту, однако с успехом могут быть использованы при рассмотрении глубинного строения Паужетской кольцевой вулкано-тектонической структуры и прилегающих районов.

Сейсмические исследования выполнены по профилю пос. Озерной - оз. Курильское по долине р. Озерной. Максимальное удаление взрывпункта приема составило 36 км, что позволило охарактеризовать верхние границы раздела земной коры, включая кровлю консолидированной коры. Вблизи пунктов взрыва на удалении до 1,5-2,0 км следует в первых вступлениях волна с $v^* = 2,8$ км/с (рис. 28). Глубина залегания границы меняется от 15-20 м у побережья Охотского моря до 250-300 м в долине р. Озерной и соответствует нижней границе рыхлых четвертичных отложений, свидетельствуя об увеличении их мощности в восточном направлении. На удалении свыше 2 км от пунктов взрыва начинает следовать в первых вступлениях интенсивная волна с $v^* = 3,6-4,6$ км/с. Глубина залегания границы изменяется от 300-500 м до 1,0-1,2 км в депрессии структуры. Для этой границы характерно изменение граничных скоростей (от 3,8 до 4,6 км/с) по простиранию, особенно заметное в районе Орлиного Крыла, где она соответствует геологической границе между вулканогенными и осадочными образованиями миоценового возраста. Начиная с расстояний 5-8 км во вторых вступлениях уверенно прослеживается волна с $v^* = 5,0-5,3$ км/с. По значениям граничных скоростей, а также по кинематическим признакам можно относить эту границу раздела к кровле верхнемелового фундамента. Глубина ее залегания меняется от 2,0-2,5 км на западе до 3,0-3,3 км к востоку от Орлиного Крыла. На удалении 15-20 км от пунктов взрыва во вторых, а с расстояний 25-30 км в первых вступлениях следует интенсивная преломленная волна с $v^* = 5,5-6,0$ км/с. По кинематическим и динамическим признакам эта преломляющая поверхность отождествляется с кровлей кристаллического фундамента. Глубина ее залегания изменяется с запада на восток от 3,5 до 5,5 км. Ниже этой поверхности преломляющих границ раздела в земной коре не выделяется.

На исследованном профиле уверенно выделено четыре крупных разлома, прослеженных по всем границам раздела. Первый разлом фиксируется в 4 км от побережья Охотского моря и назван Прибрежным. Амплитуда опускания восточного крыла невелика (100-200 м) и уменьшается с глубиной. Второй разлом - в 10-11 км от побережья - территориально приурочен к сочленению вулканов Явинского и Ключевского и назван Явинским. По этому разлому фиксируется смещение по всем границам - восточный блок опущен относительно западного на 150-200 м. Участок разреза, заключенный между разломами, характеризуется практически горизонтальным залеганием слоев при глубине кровли мелового фундамента 2,3-2,6 км, а кристаллического - 3,5-4,0 км. Третий разлом, названный Ключевским, выделяется в районе Первых горячих ключей. Участок разреза, ограничиваемый Ключевским разломом с востока, характеризуется воздыманием сейсмических границ к востоку (кроме кровли кристаллического фундамента, остающейся горизонтальной на глубине 4 км). Особенно резко (почти на 600 м) поднята граница с $v_r = 4,2$ км/с. Этот подъем образует склон аккумулятивно-тектонического поднятия, которое на поверхности выражено останцами вулкана Ключевского - Орлиного Крыла. По Ключевскому разлому отмечается погружение восточного крыла по кристаллическому фундаменту и воздымание по остальным границам. Правокаюковский разлом обнаруживает максимальные смещения границ раздела; восточное крыло опущено почти на 1,0 км, причем к поверхности амплитуда смещения уменьшается. На участке разреза между Ключевским и Правокаюковским разломами все сейсмические границы резко погружаются к востоку с примерно одинаковой амплитудой. К востоку от Правокаюковского разлома границы почти горизонтальны при глубинах 1,3 км для границы с $v_r = 4,0-4,2$ км/с, 3,0-3,3 км для кровли мелового фундамента и 5,5 для кристаллического основания.

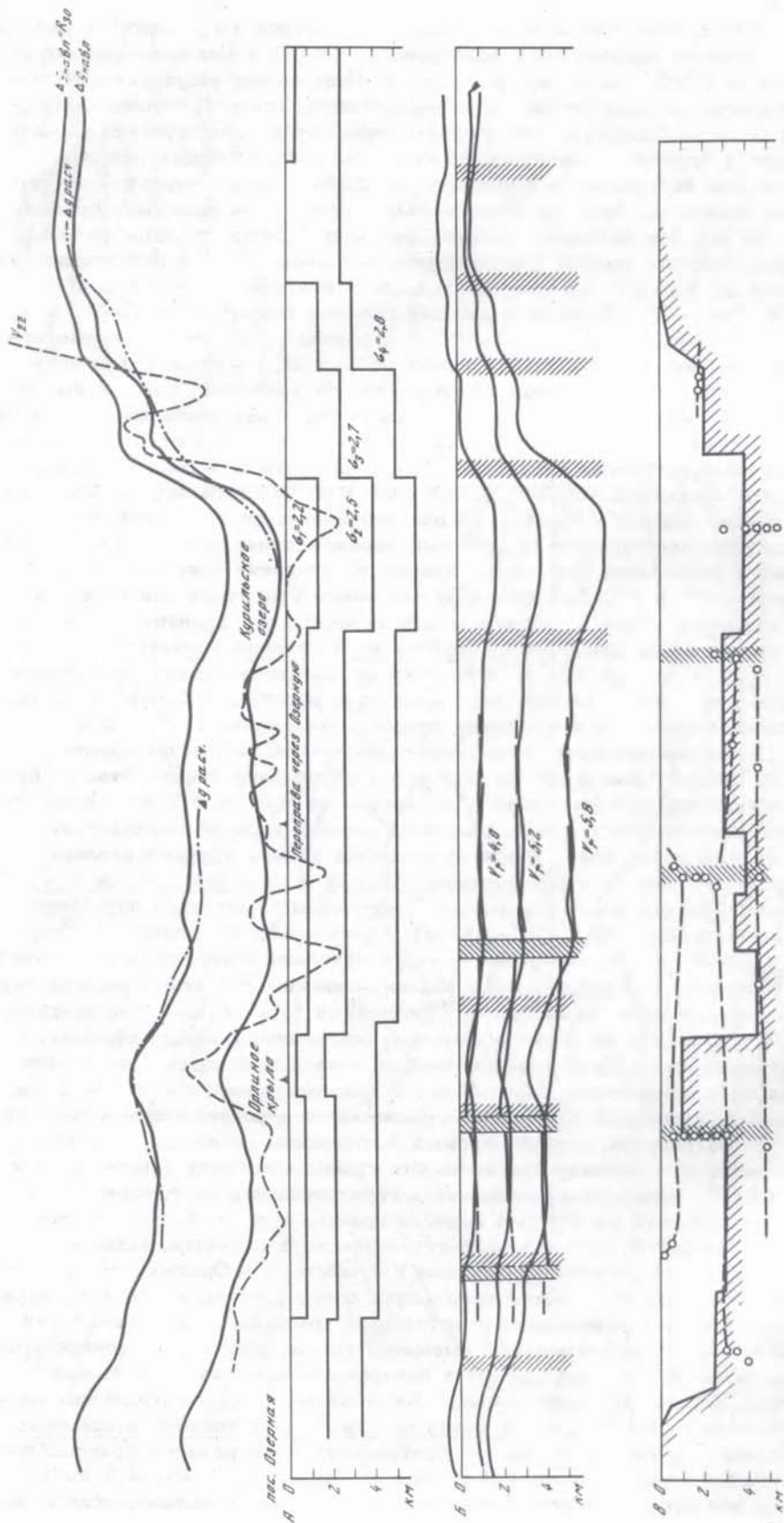


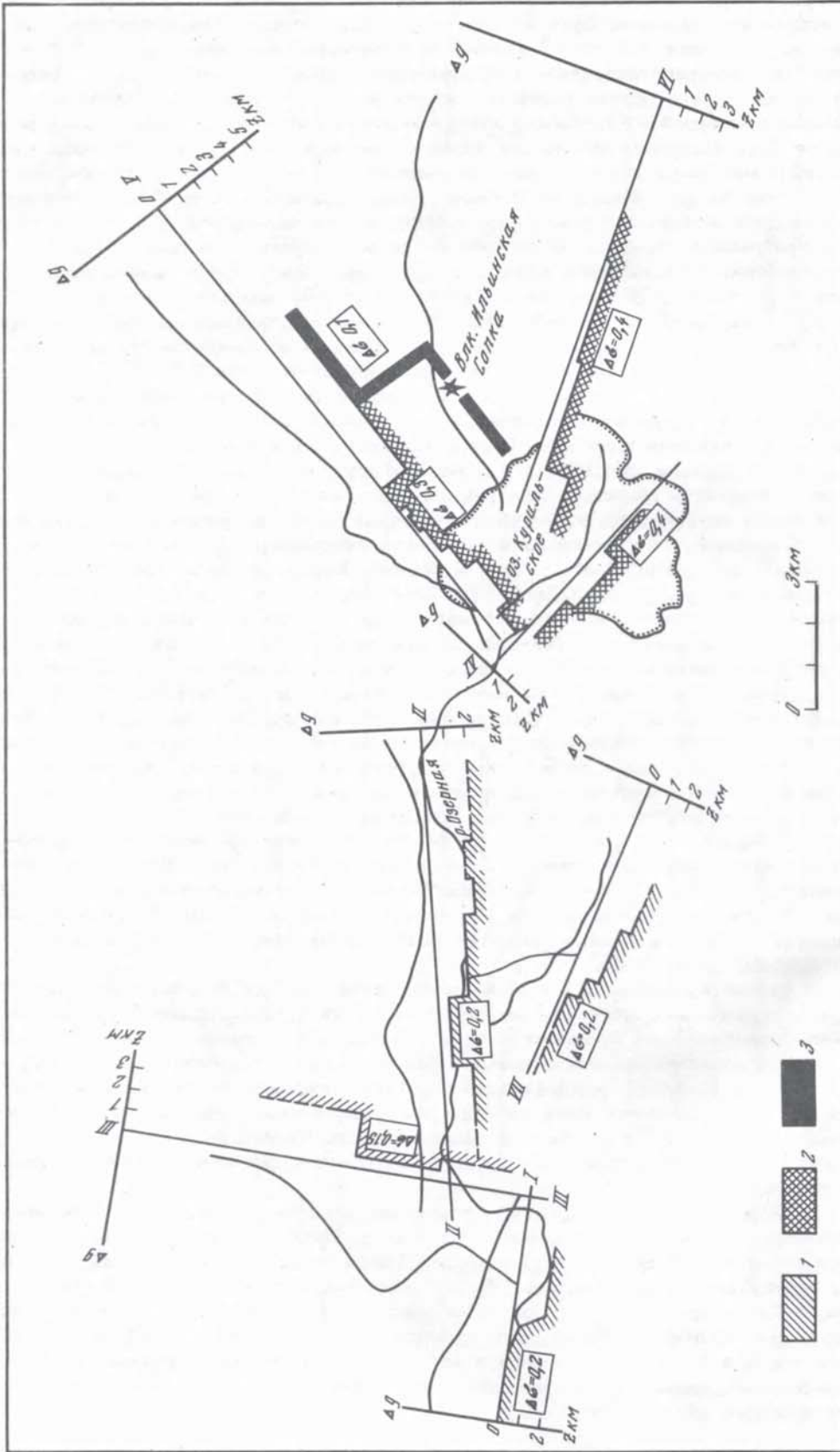
Рис. 29. Наблюденные и расчетные кривые Δg и модели разреза по профилю пос. Озерновский - Курильское озеро - Тихий океан
 А - модель, построенная решением прямой задачи палеоточным способом; Б - модель по корреляционным уравнениям (разломы - по сейсмическим и гравитационным данным); В - модель по методу Березкина и вторым производным

Гравиметрические работы охватили значительно большую территорию. Рассматривались аномалии Буге в топографической редукции при плотности промежуточного слоя $2,3 \text{ г/см}^3$ (точность вычисления аномалий Буге $\pm 1,5 \text{ мгл}$). Основным интерпретационным профилем явился профиль, совмещенный с сейсмическим. На его основе построен широтный разрез через весь полуостров (долина р. Озерной – Курильское озеро – район бассейна р. Инканюш). На профиле могут быть выделены следующие особенности поля силы тяжести (с запада на восток): максимум в районе пос. Озерновский, относительное понижение поля на участке от пос. Фермы до Первых горячих ключей, максимум меньшей интенсивности в районе вулкана Ключевского – Орлиное Крыло; далее широкий корытообразный минимум до восточного берега Курильского озера; мощное ступенеобразное повышение поля к востоку (рис. 29). Эти основные черты поля силы тяжести осложнены особенностями более высокого порядка.

При интерпретации гравиметрических данных использовались следующие приемы: решение прямой задачи от модели разреза, основанной на данных сейсморазведки (эффективные плотности по разрезу сверху вниз $2,2; 2,5; 2,7$ и $2,8 \text{ г/см}^3$); построения по уравнениям корреляционных зависимостей между глубинами до определенных сейсмических границ и значениями поля; аналитическое продолжение поля вниз (метод Березкина) и кривые v_{zz} (рис. 30). Различные методы, дополняя и подтверждая друг друга, дают следующие основные результаты. Максимальное приближение грани раздела к поверхности происходит на западном и восточном участках профиля, причем на востоке возможно приближение к поверхности мелового фундамента. Центральная часть профиля – от вулкана Ключевского – Орлиное Крыло до восточного берега Курильского озера – представляет собой наиболее погруженную часть, причем опускание отмечается по всем границам раздела. Северная часть Курильского озера характеризуется еще большим погружением глубинных границ (до 4 км по меловому фундаменту). Подтверждены разломы, выделенные по сейсмическим данным, и установлен ряд новых. С востока вулкан Ключевского – Орлиное Крыло срезается разломом, продолжение которого, видимо, фиксируется в районе пос. Паужетка. Разлом имеет почти меридиональное простирание и смещен от русла р. Паужетки к западу на 1 км (рис. 30). По этому разлому происходит погружение мелового фундамента к востоку, так что под поселком и далее к востоку глубина мелового фундамента достигает 4 м. По кривой v_{zz} выделяется Левокаюковский разлом, по которому, видимо, не происходило существенных смещений. Далее к востоку выделены разломы, ограничивающие Курильское озеро. По этим разломам фиксируется погружение впадины Курильского озера по всем границам. К Тихоокеанскому побережью происходит ступенеобразное воздымание блоков фундамента по серии разломов с интервалом около 5 км.

В районе Курильского озера устанавливается прямое соответствие отдельным геологическим объектам знака аномалии. Интрузии ультраосновного состава (между мысом Тугомынк и бухтой Оладочной, в долине р. Выченки) фиксируются локальными максимумами силы тяжести. Экструзии кислого состава (о. Чайчий, о. Алайд, мысы Глиняный и Тугомынк) отмечаются понижениями поля. Минимумы могут быть связаны и с отложениями туфов и пирокластики (мыс Пуломынк). Кроме того, в северной части Курильского озера предполагается большее развитие пород низкой плотности и значительное погружение глубинных границ.

Границы выявленной структуры опускания в плане выделяются неравнозначно. Отчетливо фиксируются западная (в долине р. Паужетки) и восточная (восточный берег Курильского озера) границы. Из-за недостатка данных для северного ограничения можно указать лишь на повышение поля в 3–4 км к северу от долины р. Озерной и в 6–8 км от северного берега Курильского озера. С юга замыкание структуры происходит примерно по линии, соединяющей вулканы Кошелевский и Камбальный. К югу и востоку от Камбального вулкана уровень аномального гравитационного поля свидетельствует о высоком положении кровли мелового фундамента.



Магнитотеллурические исследования выполнены в шести точках по профилю в долине р. Озерной от Охотского побережья до Курильского озера. Предварительная интерпретация по двум точкам (к настоящему времени обработаны только точки 24 и 25, см. рис. 28), по мнению В.С. Смирнова, позволяет утверждать, что наряду с неоднородностью осадочного чехла в пределах Паужетской депрессии существует приводящая неоднородность, заметно выделяющаяся в аномальном эффекте по сравнению с западным участком. Из-за недостатка фактических данных в настоящее время трудно дать объяснение резкому отличию кривой МТЗ в точке 24 по сравнению с точкой 25. Во всяком случае наблюдающееся различие кривых электропроводности на глубинах около 10 км позволяет предполагать, что в недрах Паужетской структуры вещество обладает аномальными свойствами, вызванными либо воздействием температур, либо значительной минерализацией подземных вод.

Таким образом, в глубинном строении Паужетской кольцевой вулканотектонической структуры по геофизическим данным достаточно определенно выделяется четыре региональных границы раздела и несколько разломных зон субмеридионального простирания. Ниже рассматриваются результаты сопоставления геологических и геофизических материалов и их комплексное истолкование.

Все разломы, которые выделены при сейсмических и гравиметрических работах, подтверждаются геологическими данными. Прибрежный разлом, который фиксируется в 4 км от побережья Охотского моря, подтверждается субмеридиональной ориентировкой вулканов Дед- и Баба, Третья Речка и Явинским. Разломы Явинский и Ключевской входят в северо-восточную разломную зону, которая начинается от мыса Сивучего на юге и далее прослеживается на север вдоль западной части вулкана Дед и Баба, в районе Нижнекошелевских терм, в долине р.левой Шумной. По направлению к долине р. Озерной разломная зона распадается на два крупных разлома — Явинский и Ключевской, которые далее на север затухают. Зона состоит из множества разновозрастных трещин и разломов, образуя полосу сильно раздробленных пород, иногда с амплитудой смещения 100–150 м. Зона относится к глубинным и долгоживущим. Паужетский разлом и разлом, срезающий восточную часть вулкана Ключевского-Орлиное Крыло, являются частью кольцевого разлома, ограничивающего вулканотектоническую депрессию Паужетской структуры. По геологическим наблюдениям смещение пород по Паужетскому разлому оценивается в пределах 800 м. Правокаюковский разлом на север прослеживается по долине одноименной реки, по нему происходит поднятие горста Голыгинских гор со значительной амплитудой поднятия западного крыла. На юге продолжением его является разлом, проходящий по северо-западному подножию Камбального хребта и далее по долине р. Правой Паужетки, по которому произошло поднятие Камбального хребта. Левокаюковский разлом на север быстро затухает, на юг фиксируется по осевой части Камбального хребта до вулкана Камбального, где он выражен зонами дробления и гидротермально измененных пород, а также проявлением современной гидротермальной деятельности и полосой четвертичных вулканов. Разлом, ограничивающий с запада впадину Курильского озера, входит в систему крупной разломной зоны, которая прослеживается по долинам рек Хакицын, Выченкии, Правой Унканович. На юге он ограничивает поднятие Камбального хребта, а на севере горстовое поднятие Голыгинских гор. И, наконец, серия разломов к востоку от котловины Курильского озера является частью глубинного разлома, отделяющего поднятие Берегового хребта от зоны развития плиоцен-четвертичного вулканизма и прослеживающегося вдоль всей Южной Камчатки.

Рис. 30. Кривые Δg_a и модели разреза по интерпретационным профилям (определение избыточных плотностей и построение разреза по палеткам Вашилова и ВСЕГЕИ)

1, 2, 3 — контактные поверхности с различными избыточными плотностями

Предварительные данные МТЗ не противоречат схеме выделенных нарушений. Заметное нарушение ортогональности векторов \vec{E} и \vec{N} в точке 24 хорошо объясняется влиянием тектонического нарушения меридионального простирания Паужетским разломом. Точка 25 расположена в районе Приморского разлома, где также наблюдается сильное искажение ортогональности векторов (см. рис. 28). Здесь характерен разворот диаграмм с изменением периодов, что может быть связано с различием в ориентировке разновозрастных структур.

Выделенные по сейсмогравиметрическим данным разломы подтверждены геологическими наблюдениями и подчеркивают блоковую структуру района.

Нижняя преломляющая граница с граничными скоростями 5,5–6,0 км/с принята за кровлю кристаллического фундамента по сопоставлению с известными сейсмическими разрезами других районов Камчатки. На профиле глубина залегания кристаллического фундамента изменяется от первых километров до 6 км. С запада на восток глубина залегания кристаллического фундамента увеличивается в результате смещения по разломам, причем в пределах отдельных блоков его залегание почти горизонтально. Исключение составляет участок разреза между Ключевским и Правокаюковским разломами, где кровля кристаллического фундамента наклонна к востоку. Правокаюковский разлом и зона разломов к востоку от впадины Курильского озера ограничивают участок наибольшего погружения кристаллического фундамента, глубина залегания которого достигает 6 км. К востоку глубина залегания кровли кристаллического фундамента достаточно резко уменьшается, происходит последовательное воздымание блоков к востоку, причем амплитуда смещения уменьшается в том же направлении. В целом современная структура кристаллического фундамента представляется единым прогибом несимметричного строения с более пологим и длинным западным крылом.

Благодаря наличию выходов мелового фундамента на поверхность и скважин, вскрывающих меловой фундамент в соседних районах, идентификация с ним преломляющей границы со скоростями 5,0–5,3 км/с выполняется уверенно. При общем подобии поведения рельефа мелового и кристаллического фундамента в целом могут быть отмечены некоторые отличия. Кровля мелового фундамента на участке от Явинского до Ключевского разлома испытывает слабое воздымание (от 2,5 до 2,2 км), а затем после взброса по Ключевскому разлому на 150–200 м погружается до глубины около 3 км перед Правокаюковским разломом. При этом начиная от Ключевского разлома происходит резкое увеличение мощности меловых отложений примерно на один километр. Восточнее Курильского озера происходит подъем кровли мелового фундамента до глубины около 1 км по той же серии разломов, что и перемещения кристаллического фундамента. В этом же направлении происходит и сокращение мощности меловых отложений.

Среди толщ миоцен-плиоценовых отложений наблюдается граница раздела со скоростями 4,0–4,6 км/с. Эта граница раздела не может быть достаточно четко приведена к определенной стратиграфической границе, так как верхняя часть разреза Курильского комплекса и нижняя часть разреза Озерновского комплекса представлены вулканогенными образованиями, т.е. по геофизическим свойствам практически однотипны. Поэтому геофизическая граница раздела соответствует геологической границе между осадочными и вулканогенными образованиями внутри Курильского комплекса, как породами с различными физическими свойствами. Это также подтверждается и геологическими наблюдениями в скважинах, пробуренных на Паужетском месторождении, где вскрываемая толща миоценовых песчаников соответствует границе раздела со скоростями 4,0–4,6 км/с. Миоценовые песчаники практически полностью повторяют рельеф кровли мелового фундамента, испытывая смещение той же амплитуды и знака по тем же разломам. Существенным отличием этой толщи является сохранение ее мощности на всем протяжении профиля. В западной части депрессии они достаточно близко приближаются к дневной поверхности, а к востоку

от впадины Курильского озера выходят на поверхность. И, наконец, верхняя толща, объединяющая вулканогенные образования Озерновского и Курильского комплексов, которые образуют современный рельеф района, рассматривалась нами выше. Поэтому кратко отметим, что от Прибрежного разлома до Паужетского района она образует аккумулятивный пологий купол, средняя максимальная мощность которого достигает 1000–1200 м.

Таким образом, рассмотрение результатов геофизических работ приводит к следующим выводам. Кровля кристаллического фундамента представляет собой единый прогиб несимметричного строения со ступенеобразным погружением к осевой части, с пологим и длинным западным крылом. Толщи меловых, миоценовых и плиоценовых отложений имеют более сложное строение. По Ключевскому разлому эти толщи характеризуются обратным знаком перемещения по сравнению с кристаллическим фундаментом, т.е. приподняты по западному крылу. Меловые отложения далее на восток резко наращивают мощность от 1,5 до 2,2–2,5 км в пределах центральной части опускания, а к восточному побережью мощность их снова резко уменьшается, и они достаточно близко подходят к дневной поверхности. Эти изменения мощностей свидетельствуют о существовании прогиба в меловое время в районе современной Паужетской депрессии. По данным гравиметрических работ можно предположить, что меловой прогиб имел изометрическую форму и его размер был несколько больше современной депрессии (рис. 31).

Мощность морских отложений миоцена (песчаники) по простиранию практически не меняется, но характер смещения по разломам свидетельствует о тектонических поднятиях, сформировавших пологий свод. Вулканогенные отложения Курильского и Озерновского комплексов увеличиваются в мощности от 300–400 м на западе структуры до 1000–1200 м в районе вулкана Ключевского – Орлиное Крыло, представляя собой пологую аккумулятивно-сводовую структуру, которая затем резко оборвана Паужетским разломом – частью кольцевого разлома, образующего современную депрессию. Исходя из соотношения глубин залегания границ раздела, можно считать, что центральная часть депрессии опущена на 600–800 м. Это опускание происходило в два этапа: в меловое время как часть мелового обшекамчатского прогиба, а в верхнеплиоцен–нижнеплейстоценовое время в виде вулканотектонической депрессии, выраженной в современном рельефе. Для восточной части депрессии и впадины Курильского озера положение границ раздела устанавливается только по гравиметрическим данным и зависит от принятой модели. При условии постоянства плотностей по разрезу разные способы интерпретации дают для впадины Курильского озера сходные результаты: глубина залегания мелового фундамента ~ 4 км и кристаллического – 6 км при залегании их в центральной части депрессии на глубинах около 3 и 5 км соответственно. Следовательно, глубина погружения депрессии Курильского озера по этим границам составляет 1–1,5 км. Максимальная глубина погружения кровли осадочных миоценовых отложений во впадине Курильского озера оценивается в 600–700 м (по выходам морских песчаников на западном и восточном берегах озера и мощности вулканогенной толщи в скважинах Паужетки). Сходная величина фиксируется по гравиметрическим данным. Полученное под Курильским озером резкое погружение фундамента может быть истолковано с позиций компенсационного опускания как реакция земной коры на вынос больших объемов изверженного материала (вулканы Ильинский, Дикий Гребень). Котловина Курильского озера нами рассматривается как выражение продолжающегося развития вулканотектонической депрессии.

Образование аккумулятивно-сводового поднятия, а затем формирование в центральной его части вулканогенно-тектонической кольцевой депрессии обусловлено интенсивной тектоно-магматической деятельностью. Не исключена возможность существования в недрах консолидированного фундамента корового магматического очага. Однако прямых геофизических данных, указывающих на присутствие такого очага, в настоящее время не имеется.

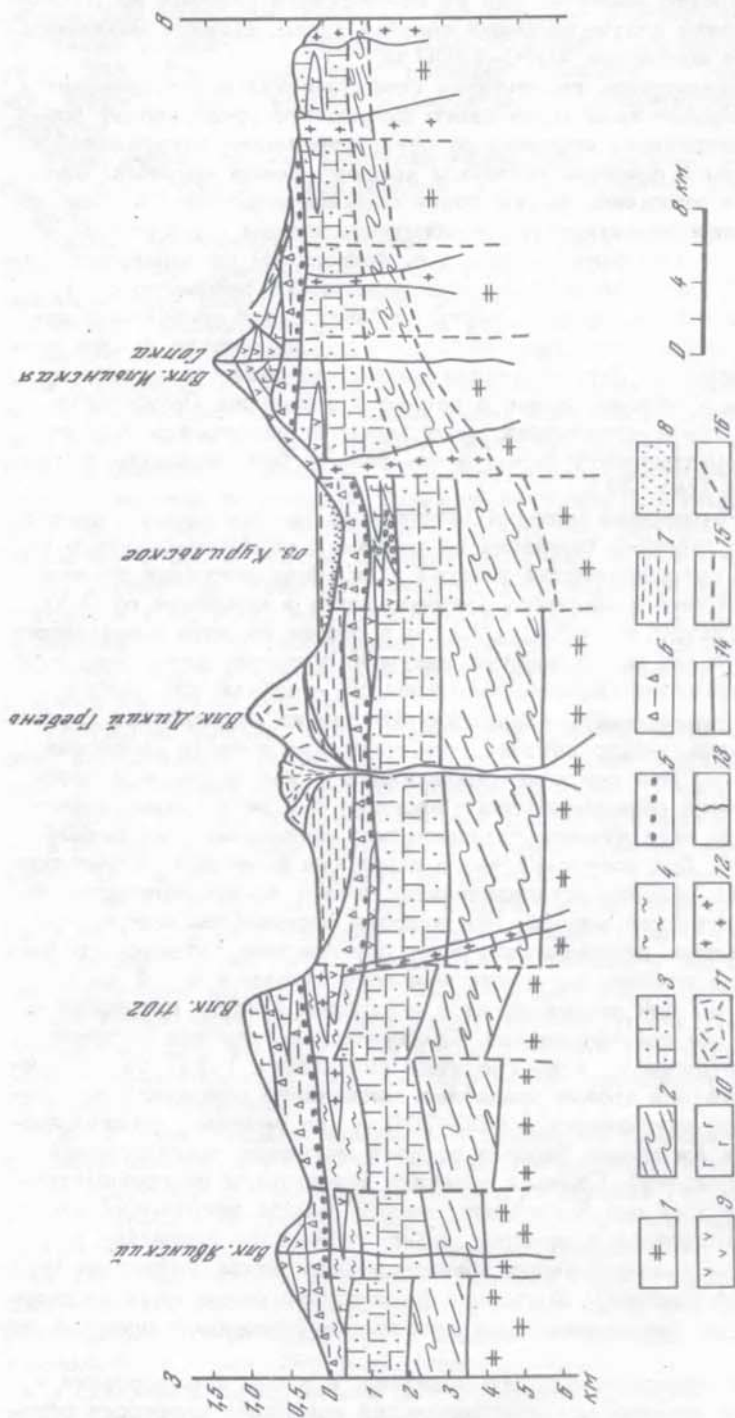


Рис. 31. Схематический геологический профиль Паужетской структуры.

1 - породы кристаллического фундамента; 2 - породы мелового фундамента; 3 - вулканомиктовые песчаники миоценового возраста; (N_1); 4 - лавы, туфобрекчии, туфо-конгломераты Курильского комплекса (N_{1-2}^{2-3}); 5 - конгломераты, туфо-конгломераты (N_{1-2}^1); 6 - туфобрекчии, лавобрекчии, туфы и лавы Озерновского комплекса ($N_2^3 - Q_1^1$); 7 - озерные депрессионные отложения ($Q_1^2 - Q_3^3$); 8 - Курильское озеро; 9 - андезиты; 10 - базальты; 11 - дациты; 12 - диоритовые интрузии; 13 - подводные каналы вулканов; 14 - границы комплексов; 15 - предполагаемые границы комплексов; 16 - разломы

Четвертичный вулканизм в пределах Паужетской кольцевой вулкано-тектонической структуры проявился весьма интенсивно. Здесь, на относительно небольшой площади сформировались восемь крупных вулканических сооружений — Явинский, Третья Речка, Дед-Баба, Кошелевский, Камбальный, Дикий Гребень, Ильинский и Желтовский, а также десять средних и мелких вулканических образований, которые приурочены в основном к вулкано-тектоническому поднятию Камбального хребта. Наиболее характерная особенность проявления четвертичного вулканизма Паужетской структуры заключается в его непрерывности в течение всего новейшего цикла, который не завершился и в настоящее время. Четыре вулкана (Кошелевский, Камбальный, Ильинский и Желтовский) относятся к действующим. Наиболее активен в настоящее время вулкан Кошелевский, фумарольная деятельность которого сравнима с вулканом Мутновским.

По особенностям проявления вулканизма и строению наблюдается большое разнообразие форм построек. Здесь представлены простые по строению конусовидные стратовулканы (вулкан Камбальный), пологие стратовулканы, близкие к щитовидным (вулканы Третья Речка, Дед и Баба); типичные щитовидные, для которых характерна миграция выводного канала — пологий вулканический хребет Явинского; вулканические постройки с вершинными кальдерами (вулканы Ильинский, Желтовский); сложнопостроенные вулканические массивы, в формировании которых принимают участие несколько разновозрастных и сложных по составу вулканических построек (вулкан Кошелевский); и, наконец, Дикий Гребень, который представляет собой многофазное лаво-экструзивное образование и является наиболее крупным вулканическим сооружением такого типа на Камчатке. По фашиально-литологическому составу четвертичные вулканы представлены всеми разновидностями, но наиболее разнообразны здесь пемзовые, пемзо-пирокластические и туфо-игнимбритовые образования, которые и определяют специфику этого района. Петрохимический состав пород колеблется от базальтов до липаритов, причем в некоторых вулканических постройках происходит не только быстрая, но и повторная смена состава пород от основных к кислым. Какой-либо однозначной структурной приуроченности центров четвертичного вулканизма не отмечается. Фундаментом вулканов являются плиоценовые образования, на аккумулятивно-тектоническом своде которых или вблизи него располагаются четвертичные вулканы, образующие линейно вытянутые ряды. Меридиональные ряды образуют вулканы Явинский, Третья Речка, Дед и Баба, Северо-восточный ряд образуют вулканы Ильинский и Желтовский. Широтный ряд формируют вулканические постройки массива Кошелевского. И, наконец, лаво-экструзивное образование Дикий Гребень приурочено к центральной части Паужетской депрессии.

Ниже мы кратко остановимся на характеристике отдельных групп четвертичных вулканов.

Нижнеплейстоценовые вулканы Охотского побережья (Явинский, Третья Речка и Дед-Баба) занимают западную часть района, образуя меридиональный горный массив вдоль Охотского побережья. Вулканы сильно разрушены, диаметры построек составляют 12—15 км, абсолютная высота колеблется в пределах 700—1000 м. Вершинные части вулканов полностью уничтожены эрозией, в результате чего на месте центральных частей вулканов образовались обширные эрозионные котловины, вскрывающие глубокие срезы вулканических аппаратов и фундамента. Строгих доказательств нижнечетвертичного возраста рассматриваемых вулканов не имеется. Они перекрывают аллейские образования, поэтому их нижним возрастным пределом является верхний плиоцен. Верхняя возрастная граница вулканов условно определяется по степени их разрушенности и по соотношению с ледниковыми отложениями. Если сравнивать разрушенность всех трех вулканов, то можно сказать, что наиболее древним образованием является вулкан Третья Речка, затем следует вулкан Дед-Баба и наиболее молодым из них является вулкан Явинский. Не исключено, что формирование его могло быть закончено в среднечетвертичное

время. Вулканы располагаются на субмеридиональном разломе, подтвержденном геофизическими работами. По данным ГСЗ, разлом фиксируется в 4 км от побережья и отделяет приподнятый прибрежный блок. Амплитуда опускания по этому разлому составляет 100–150 м.

Вулкан Явинский выражен дугообразным хребтом северо-западного простирания протяженностью около 15–16 км, сложен лавовыми потоками различной мощности с небольшими прослоями пирокластического материала. Излияния происходили по дугообразной трещине, что и обусловило несколько необычную форму вулкана. Состав лав колеблется от базальтов до андезитов. Южная часть постройки сложена андезитовыми лавами и только самые верхние потоки представлены андезито-базальтами. В нижней и средней частях разреза это — двупироксеновые андезиты, причем моноклинный пироксен преобладает над ромбическим. В лавах привершинной части вулкана во вкрапленниках увеличивается роль ромбического пироксена по сравнению с моноклинным и наряду с ним появляется роговая обманка. Лавы представлены андезито-базальтами и в отличие от двупироксеновых андезитов характеризуются высоким цветным числом. Северо-западная часть вулкана Явинского практически мало чем отличается от юго-западной. Наиболее высокую часть постройки слагают базальты. Интересным является голоценовый шлаковый конус с небольшими лавовыми потоками (гора Ухо), расположенный на северном склоне вулкана. Данное образование является примером проявления ареального вулканизма, слагающие его потоки базальтов многими характеристиками отличаются от базальтов вулкана.

Химический состав лав вулкана Явинского представлен в табл. 4, из которой видно, что на фоне общей повышенной щелочности в разрезе наблюдается также некоторое увеличение индекса Ритмана в нижнем потоке и особенно в верхней части разреза (3,62–4,5). Итак, вулкан Явинский ближе всего подходит к шитообразным постройкам. Миграция выводного канала по дуге обусловила его подковообразную форму.

Вулкан Третья Речка морфологически выражен относительно слабо. Первоначальная вершина и почти вся южная часть массива не сохранились. Учитывая морфологию, условия залегания и состав потоков, можно предполагать, что в привершинной части на месте нынешней котловины Третьей Речки было два кратера или эруптивных центра, которым отвечали две сросшиеся постройки. Центральная и восточная части постройки разрушены и частично перекрыты лавами вулкана Кошелевского. В ядре периклинальной вулканической постройки обнажены плиоценовые эффузивы (фундамент вулкана), представленные преимущественно мощными лавовыми потоками андезитового и андезито-базальтового состава. Породы гидротермально изменены и пронизаны дайками и субвулканическими телами. В строении вулкана принимают участие в нижних частях разреза агглютинаты, туфы и небольшие прослои лав, верхняя часть постройки представлена в основном лавовыми потоками. Состав пород имеет незначительные колебания от андезито-базальтов до андезитов (см. табл. 4), отмечается незначительное повышение содержания щелочей.

Вулкан Дед и Баба имеет форму, близкую к изометричной с диаметром около 10–12 км и относится к типичным стратовулканам. Морфологически вулканическое сооружение выражено достаточно четко, хотя склоны вулкана сильно эродированы, до отдельных останцов. Северо-восточная часть постройки не сохранилась, а в центре образовалась обширная эрозионная котловина, в которой вскрыты породы фундамента постройки, представленные плиоценовыми эффузивами и прорванные субвулканическими телами долеритов. По данным А.И. Серезникова (Вакин и др., 1976), древние части постройки сложены агглютинатами, шлаками, туфами с небольшими потоками лав андезитового и андезито-базальтового состава. Эта пачка перекрывается андезитовыми лавами, а более молодые части массива состоят главным образом из пород базальтового состава. Здесь преимущественно эксплозивные образования (агломераты, шлаки, агглютинаты) также сменяются лавами базальтов и андезито-базальтов с небольшим количеством пирокластического материала. Состав по-

род изменялся в довольно широком диапазоне от базальтов до андезитов-дацитов, но основная масса пород представлена базальтами, реже — андезито-базальтами и совсем незначительную долю составляют андезиты и андезито-дациты. Наблюдается слабое повышение щелочности и только кислые разности имеют повышенное содержание щелочей (см. табл. 4). История геологического развития вулкана Дед и Баба достаточно сложна и характеризуется чередованием эксплозий с эффузивными излияниями. На первом этапе преобладали андезитовые излияния, на втором — базальты и андезито-базальты.

Кошелевский вулканический массив вытянут в субширотном направлении от побережья Охотского моря до отрогов Камбального хребта. Его изучением занимались многие исследователи (Пийп, 1947; Набоко, 1954; Гонсовская, 1954; Сережников и др., 1973). Наиболее подробно освещает вопросы геологического строения массива последняя работа, материалы которой и положены в основу настоящего описания. Фундамент массива разнороден и представлен плиоценовыми и нижнечетвертичными вулканитами. Массив состоит из нескольких сросшихся, в различной степени разрушенных вулканов, экструзивных куполов и отпрепарированных эрозией субвулканических тел. В его постройке выделяется пять разновозрастных вулканов: Древнекошелевский, Западно-Кошелевский, Валентин, Центрально-Кошелевский и Восточно-Кошелевский (рис. 32). В центральной части массива наблюдается дугообразная стенка взрывного происхождения, названная Активным Кратером. Вулканы несимметричны: новые постройки обычно возникали на месте разрушенных частей более древних вулканов с небольшим смещением вулканического центра. Формирование массива началось в среднем плейстоцене, максимальной степени вулканическая активность достигла в верхнем плейстоцене, в голоцене она постепенно затухает.

Древнекошелевский вулкан наиболее разрушен, сохранилась лишь северная часть постройки. Он относится к типичным стратовулканам, в его постройке принимают участие три выдержанные по простирацию группы потоков. Нижняя группа — лавы пироксеновых базальтов, лавы и лавобрекчии плагиобазальтов (мощность 250–300 м), средняя — агглютинаты, туфы и шлаки базальтового состава, лавы, лавобрекчии оливин-пироксеновых базальтов (400 м), верхняя — лавы оливин-пироксеновых базальтов и оливин-пироксеновых андезито-базальтов (мощность 400 м). Возраст вулкана ниже-среднеплейстоценовый.

Западно-Кошелевский вулкан сложен лавовыми потоками однообразных мелкопорфировых двупироксеновых андезитов, андезито-дацитов и андезито-базальтов. Вершина конуса не сохранилась, на ее месте образовалась кальдера. По возрасту вулкан отнесен к среднему плейстоцену.

Вулкан Валентин представляет собой конусовидный горный массив. В результате вулкано-тектонических перестроек и интенсивной эрозии кратера в его центральной части образовалась крупная воронка площадью 2 км², в которой происходит разгрузка Верхнекошелевских парогидротерм. Постройка сложена четырьмя группами потоков. Первая группа представлена туфобрекчиями и туфо-конгломератами андезитов и андезито-базальтов (мощность 100–300 м), вторая — лавами двупироксеновых андезитов, андезито-дацитов и оливинсодержащих андезито-базальтов (300 м), третья — лавами двупироксеновых андезитов, переходящих в оливинсодержащие андезито-базальты (50–350 м). Четвертая группа потоков объединяет наиболее молодые образования вулкана: лавы пироксеновых андезито-базальтов, двупироксеновых андезито-базальтов и двупироксеновых андезитов (мощность 300 м). Время формирования вулкана — верхний плейстоцен, он моложе первой фазы оледенения.

Центрально-Кошелевский вулкан образует крупную конусовидную постройку, состоящую преимущественно из потоков лав и лавобрекчий оливинсодержащих андезито-базальтов (мощность 350 м). Вулкан не затронут оледенением, время формирования его постройки — конец верхнего плейстоцена — начало голоцена.

Восточно-Кошелевский вулкан приклонен к Центрально-Кошелевскому, его склоны покрыты молодыми шлаками и лавами оливиновых базальтов. В строе-

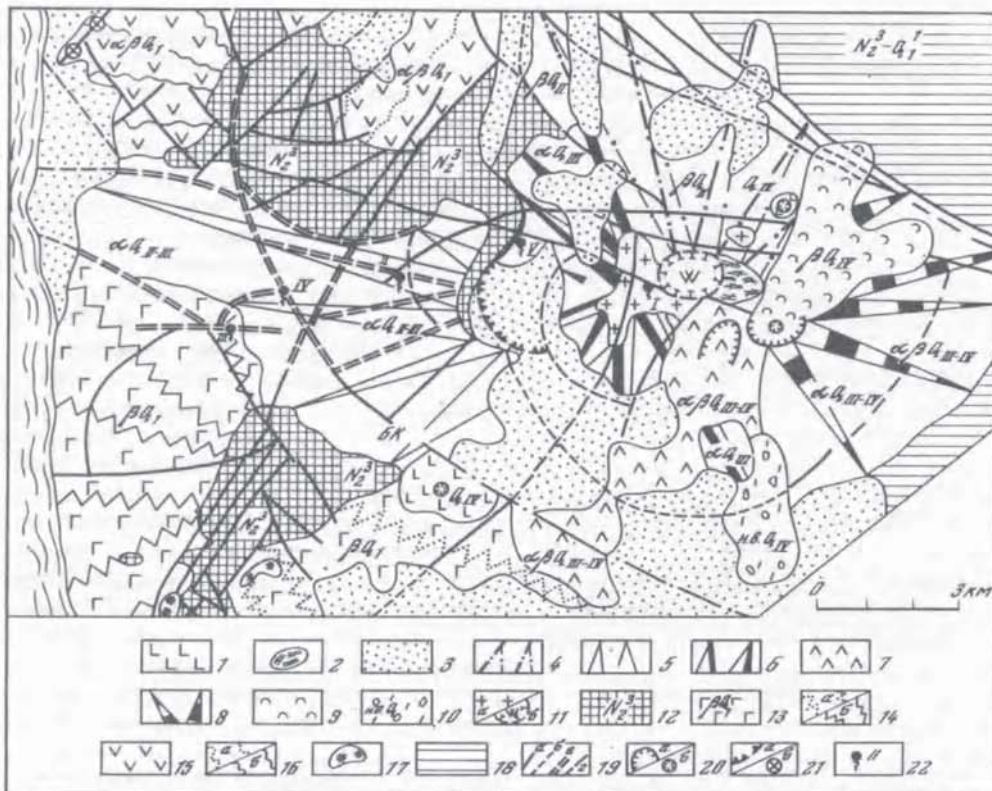


Рис. 32. Схема строения Кошелевского вулканического массива и сопредельной территории

1 - современные шлаковые и лавовые базальтовые конусы (Q_4); 2 - ледники; 3 - рыхлые четвертичные отложения различного генезиса. Кошелевский вулканический массив; лавовые и пирокластические потоки вулканов; 4 - Древнекошелевского (βQ_2); 5 - Западно-Кошелевского (αQ_{2-3}); 6 - Валентина (αQ_3); 7 - Центрально-Кошелевского, $\alpha \beta Q_{3-4}$; 8 - Восточно-Кошелевского, αQ_{3-4} ; 9 - Активный Кратер; 10 - потоки базальтовых лав, шлаки, бомбы, βQ_4 ; 11 - Отложения направленного взрыва, н.в. Q_4 . Субвулканические интрузии и экструзивные куполы: 11a - долериты, 11б - андезит-дациты сопки Фумарольной. Плиоцен-нижнечетвертичные вулканы, образования их сильно эродированных центральных частей: 12 - Озерновский комплекс (N_2^3) (базальтовые лавы, субвулканические интрузии долеритов и габбро-диоритов, поля гидротермально измененных пород формации вторичных кварцитов); 13 - нижнечетвертичные лавовые и пирокластические потоки, βQ_1 ; 14a - потоки раннего (андезит-базальтового) цикла; 14б - потоки позднего (базальтового) цикла. Вулкан Третья Речка: 15 - нижнечетвертичные лавовые потоки, $\alpha \beta Q_1$; 16a - потоки раннего (андезитового) цикла; 16б - потоки позднего (андезит-базальтового) цикла. Нижнечетвертичные субвулканические интрузии: 17 - долериты; 18 - туфобрекчии, базальтовые лавы Озерновского комплекса ($N_2^3 - Q_1^1$). Разрывные нарушения: 19a - по геологическим данным; 19б - по тем же данным, под более молодыми образованиями; 19в - по геологическим и геофизическим данным; 19г - по геофизическим данным, под более молодыми образованиями; БК - Большой кольцевой разлом; 20 - кратеры (δ - вне масштаба); 21a - кальдеры; 21б - предполагаемый древний (плиоценовый) эруптивный центр вулкана Третья Речка; 22 - участки современной гидротермальной деятельности. Парогидротермы (близкие к фумаролам): I - Верхнекошелевские, II - Нижнекошелевские. Термальные источники: III - Сивучинские. Субтермальные источники: IV - промежуточные, V - кальдерные

нии вулкана принимают участие две группы потоков: нижняя объединяет лавовые потоки оливинсодержащих пироксеновых андезитов-базальтов (мощность 200 м), верхняя — лавы крупнопорфировых андезитов и андезитов-дацитов (мощность 380 м). Вулкан сформировался в конце верхнего плейстоцена и в голоцене. Активным кратером называется четко выраженная, открытая на север дугообразная стенка, окружающая привершинную часть горы Кошелева. Стенка имеет взрывное происхождение. Из мелких кратеров у подножия стенки изливались современные лавы оливиновых базальтов и происходили выбросы шлаков. Лавы перекрыли северный склон Центрально-Кошелевского вулкана и спустились в долину р. Лево́й Паужетки. Суммарная мощность потоков более 50 м.

Субвулканические интрузии и экструзивные куполы тяготеют к центральной части массива. Принадлежность их к каким-либо постройкам установить затруднительно. Наибольшие размеры имеет многофазное тело долеритов, находящееся в районе Верхнекошелевских парогидротерм. У восточной границы Верхнекошелевских терм выделяется островершинный купол (сopка Фумарольная), сложенный дупироксеновыми андезито-дацитами.

По петрографическому и химическому составу вулкани́ты Кошелевского массива представляют собой серию пород от базальта до андезито-дацита (табл. 4). Во времени состав продуктов эволюционировал от базальтов до андезито-дацитов, а затем снова приблизился к исходным базальтам, наибольшее разнообразие пород характерно для средних этапов периода формирования вулкана Валентин.

Происхождение вулканов массива следует связывать с глубинным субширотным разломом. Этим они отличаются от сходных с ними по составу вулканов Южной Камчатки. Особенности морфологии и геологического строения свидетельствуют о том, что массив не является наложенным сооружением, а объединяет вулканы, завершившие продолжительный цикл андезито-базальтового вулканизма данного района. Вулканы массива, несмотря на свою молодость, значительно деформированы разломами. Часть нарушений настолько тесно связана с вулканическим процессом, что их следует относить к вулканотектоническим. К ним относятся кольцевые (субкольцевые) и радиальные разломы. Кольцевые разломы образуют зону северо-западной ориентировки, смещения по отдельным из этих разломов достигают 300-400 м. Радиальные разломы распространены на площади Западно-Кошелевского вулкана. Одна из радиальных трещин контролирует Нижнекошелевские парогидротермы. Вдоль северо-западной границы массива фиксируется региональный Большой кольцевой разлом, прослеживающийся до Камбального хребта.

Вулканы Камбального хребта расположены в центральной и меньше в западной части Паужетской депрессии и представлены разнообразными типами построек нижнеплейстоценового, среднеплейстоценового, верхнеплейстоценового и голоценового возраста. Среди них имеются существенно пирокластические стратовулканы, преимущественно лавовые дифференцированные вулканы, мелкие базальтовые вулканы. Наиболее крупные вулканические постройки формируют почти меридионально ориентированный ряд вулканов и расположены на своде вулканотектонического поднятия Камбального хребта (см. рис. 23). Характерной особенностью этой группы вулканов является омоложение их возраста с юга на север, субодновременное развитие как чисто базальтовых, так и дифференцированных вулканов, мощная древняя и современная гидротермальная деятельность. Последняя тяготеет к центральным околожерловым частям вулканов и в целом приурочена к осевой части вулканотектонического поднятия. Ниже приведена краткая характеристика отдельных вулканов Камбального хребта.

Вулкан Камбальный относится к действующим, а по типу строения — к типичным конусовидным стратовулканам. Фундамент его представлен туфопирокластической толщей с небольшими лавовыми потоками, которые условно датируются плейстоценом. Вулкан располагается на южном окончании сводового горстового поднятия хребта Камбального и, по-видимому, наследует один из

центров плиоценового вулканизма. Все склоны вулкана имеют первичновулканический облик. Вершина вулкана заканчивается довольно крупным кратером, слегка вытянутым в северо-восточном направлении, размером $0,8 \times 0,4$ км, глубиной 10–150 м. К юго-восточной части главного или вершинного кратера примыкает небольшой кратер размером 200×100 м, глубиной 50 м, который представляет собой одноактную воронку взрыва. Мощности лавовых потоков, слагающих вулкан, невелики и в среднем составляют 2–3 м. Мощность пирокластического материала, разделяющего потоки лав, примерно в 2–3 раза больше. В привершинной части количество пирокластического материала резко увеличивается. Взрывные отложения перекрывают юго-западный склон вулкана, мощность их составляет первые десятки метров. На склонах вулкана располагается несколько шлаковых конусов. На западном склоне возле подножия группируются четыре конуса, три из которых располагаются на небольшой трещине северо-западного простирания. Четвертый, наиболее крупный конус, находится несколько ниже по склону, он имеет собственное название – выступ Литвинцева. Из него излился относительно протяженный лавовый поток (около 8 км), который заполнил долину реки Гротовой (рис. 33).

Возраст вулкана голоценовый. По петрографическому составу лавы вулкана представлены базальтами, однотипными по всей постройке вулкана. Химический состав лав представлен в табл. 4, и является типичным для камчатских базальтов.

Вулкан Термальный (1162 м) является наиболее древним вулканическим образованием. Его возраст определяется как нижнеплейстоценовый. По типу постройки – это существенно пирокластический стратовулкан. В эрозионных котловинах его центральной части в настоящее время проявляется активная гидротермальная деятельность. Восточный и юго-восточный секторы и привершинная часть вулкана – существенно лавовые. Они сложены серией лавовых потоков, разделенных тонкими прослоями шлаков и туфов основного состава. Средняя, наиболее крутая часть постройки, сложена мощными пачками грубообломочных туфобрекчий, шлаков и агглютинатов с тонкими прослоями вулканических бомб. Состав пород существенно андезитобазальтовый.

Вулкан Разваленный расположен рядом с вулканом Термальным, к северу от него. Возраст среднеплейстоценовый. В отличие от вулкана Термального он является существенно лавовым дифференцированным вулканом и сложен многочисленными потоками андезитобазальтового, андезитового и дацитового состава, почти без примеси шлаков.

Вулкан Черные Скалы (1331 м) замыкает на севере ряд вулканов Камбального хребта. Возраст среднеплейстоценовый. Разрез постройки вскрыт на всю глубину и имеет четкое четырехчленное строение. Первая, нижняя часть разреза, представлена тонкими лавовыми потоками андезитобазальтового состава общей мощностью до 50 м. Вторая часть мощностью до 100–150 м состоит из грубообломочных туфов и лавобрекчий с отдельными прослоями лав. Третья часть сложена тонкими слоями туфов и туфобрекчий основного состава, а четвертая – в основном лавовыми потоками с отдельными тонкими прослоями туфов и шлаков.

Кроме названных выше вулканов относительно крупного размера, в пределах Камбального хребта развиты отдельные мелкие базальтовые вулканы, а также экструзии дацит-липаритового состава. Возраст последних верхнеплейстоценовый и голоценовый.

Дикий Гребень представляет собой голоценовое многофазное, сложное по составу и строению лаво-экструзивное образование и является наиболее крупным вулканическим сооружением такого типа, не имеющим себе равных на Камчатке. Дикий Гребень располагается в центральной части Паужетской депрессии. Наиболее детальные работы по Дикому Гребню были проведены сотрудниками Института вулканологии, основные результаты которых приводятся ниже (Огородов, Вольнец, Колосков, Пополитов, 1977).

В формировании Дикого Гребня на определенном этапе его развития произошла серия крупных взрывов, поэтому, естественно, выделены следующие

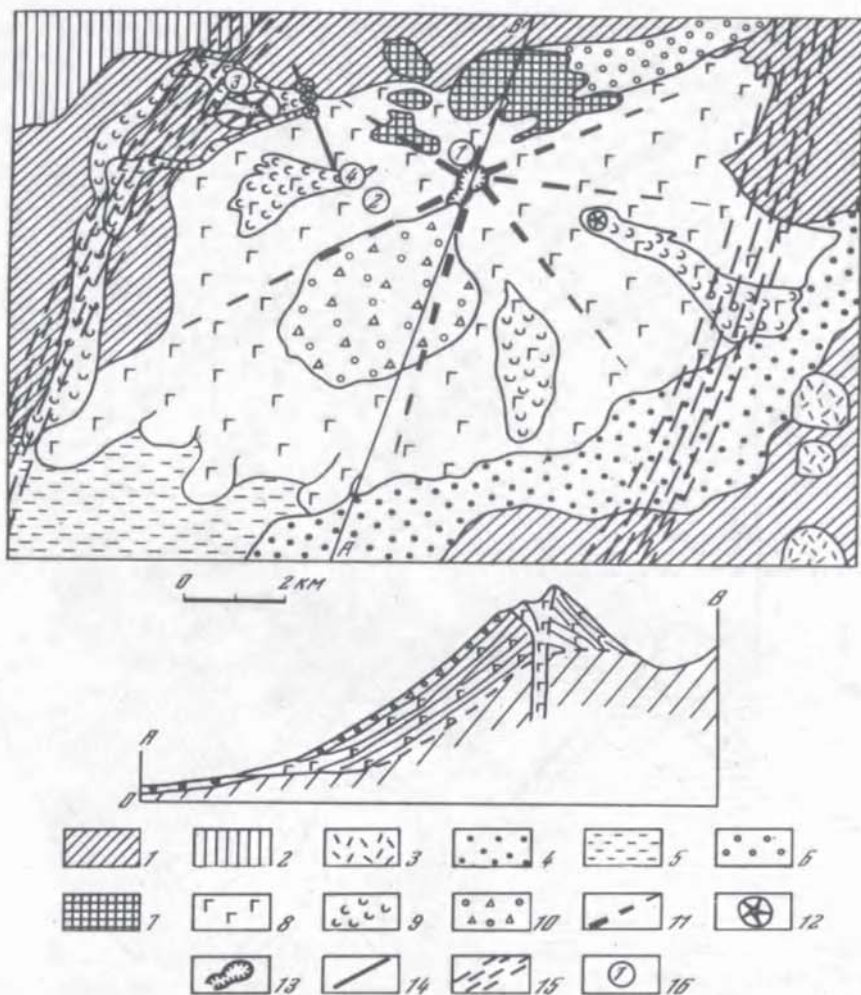


Рис. 33. Схема геологического строения вулкана Камбарный

1 - эффузивно-пирокластические отложения плиоценового возраста; 2 - лавовый комплекс вулкана Кошелевский; 3 - экструзивные образования; 4 - моренные отложения второй стадии верхнеплейстоценового оледенения; 5 - нерасчлененные четвертичные отложения; 6 - современные моренные отложения; 7 - современный ледник; 8 - базальты вулкана Камбарный; 9 - отдельные лавовые потоки его; 10 - взрывные отложения; 11 - постройка вулкана; 12 - шлаковые конусы; 13 - кратеры; 14 - разломы; 15 - серия разломов; 16 - места взятия проб для химических анализов

два комплекса вулканогенных проявлений: довзрывные и поствзрывные образования.

Среди первых можно выделить две возрастные подгруппы. К первой подгруппе относятся отдельные разобренные останцы наиболее ранних образований вулканогенного комплекса Дикого Гребня. Они отмечаются в виде фрагментов лавовых потоков и экструзий в различных частях прослойки (рис. 34, 35, 36). Вторая, более молодая подгруппа довзрывных образований объединяет вулканические тела с отчетливо выраженными элементами морфоструктуры.

Среди поствзрывных образований условно выделены также две возрастные подгруппы. Первую составляют три экструзивных купола. Во вторую подгруппу (более обширную) включены отдельные экструзии, лавовые потоки и своеобразные лаво-экструзивные образования, заполняющие воронки взрыва. По об-

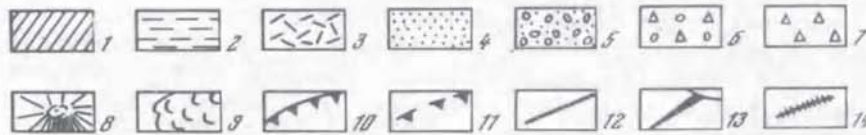
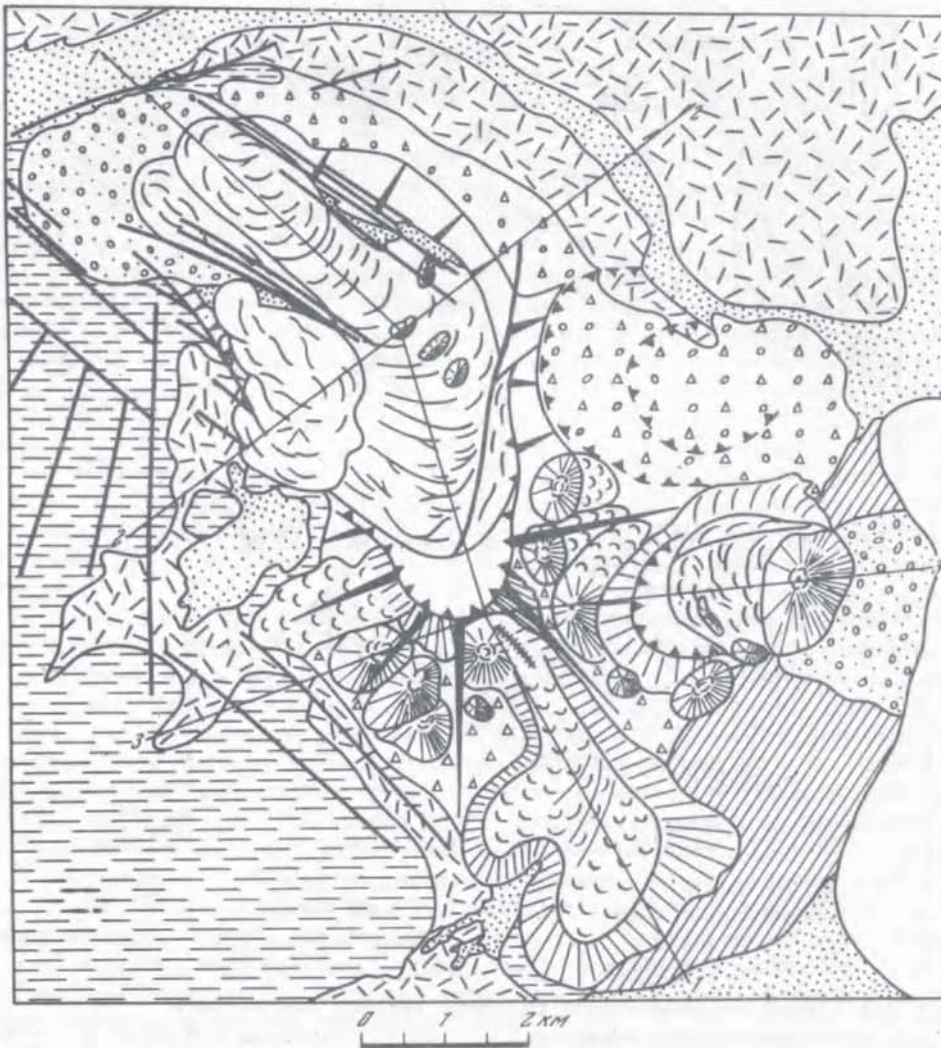


Рис. 34. Морфоструктурная схема вулканического образования Дикий Гребень.
 1 - лаво-пирокластические образования фундамента; 2 - озерно-осадочные образования фундамента; 3 - взрывные пемзы; 4 - нерасчлененные рыжые четвертичные отложения; 5 - агломератовые отложения; 6 - взрывные отложения; 7 - обвальнo-осыпные отложения; 8 - экструзивные куполы; 9 - лавовые потоки; 10 - борта воронок взрыва; 11 - предполагаемые воронки взрыва; 12 - разломы; 13 - купол главной постройки; 14 - предполагаемая область питания лавового потока

щему морфологическому строению лаво-экструзивные образования напоминают лавовый поток, но своеобразие их заключается в наличии изогнутых "блоков-чешуй", как бы вложенных один в другой и в воронку взрыва.

Таким образом, в геологическом строении Дикого Гребня отображается сложное взаимоотношение и сочетание различных типов вулканизма - эффузивного, экструзивного и эксплозивного, причем экструзивный резко преобладает. Состав пород варьирует в больших пределах и свидетельствует в общем

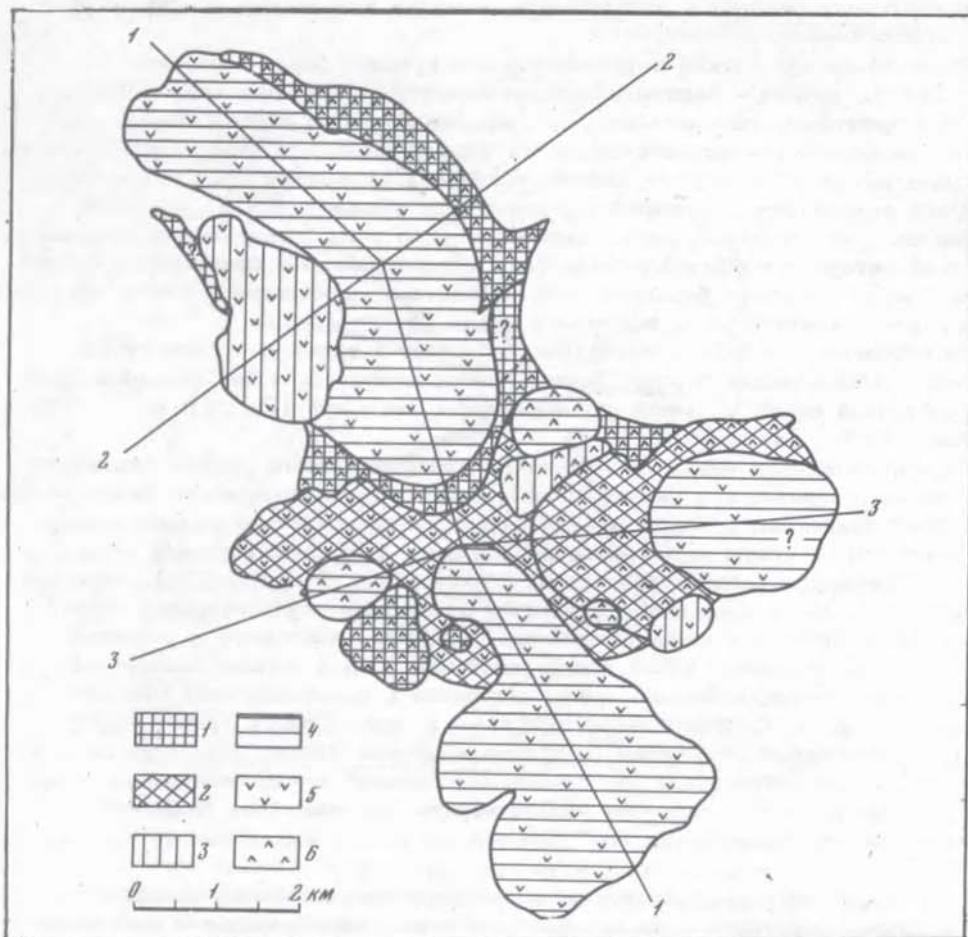


Рис. 35. Схема возрастного и петрографического разделения вулканитов Дикого Гребня

1, 2 - доэрические отложения (1 - первая подгруппа, 2 - вторая подгруппа),
3, 4 - постэрические отложения (3 - первая подгруппа, 4 - вторая подгруппа);
5 - андезиты и андезито-дациты; 6 - дациты и липариты

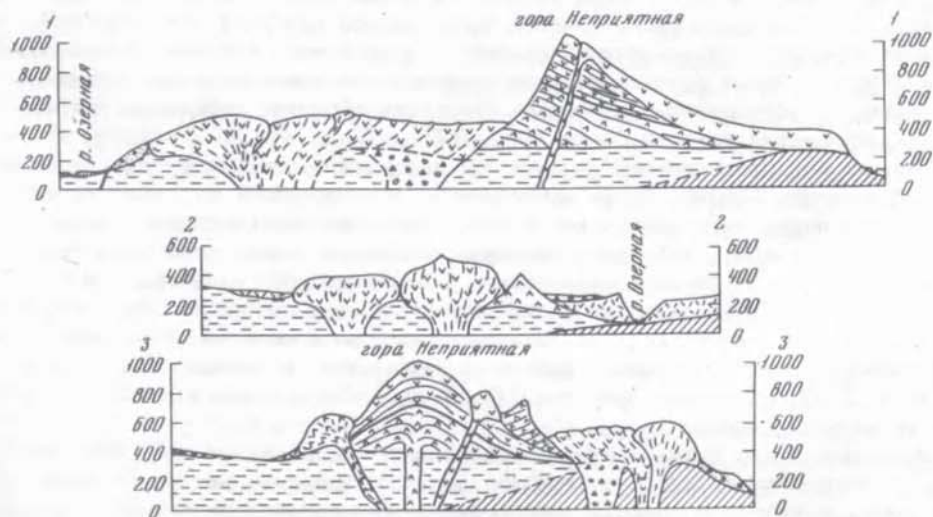


Рис. 36. Геологический профиль (условные обозначения см. на рис. 31 и 32)

о циклично повторяющемся антидромном развитии вулканизма по схеме: дациты — андезито-дациты — андезиты.

Выделяются две четкие петрографические группы: одна — андезиты и андезито-дациты, другая — дациты и липарито-дациты. Изменение основности пород от андезитов до липарито-дацитов сопровождается последовательным возрастанием количества вкрапленников, главным образом за счет плагиоклаза и в меньшей степени за счет кварца, тогда как суммарное содержание вкрапленников темнокристаллических минералов в этом ряду убывает. Все породы Дикого Гребня содержат довольно много включений того типа, который в вулканологической литературе обычно называется гомеогенным. По химическому составу включения отвечают базальтам или андезитам, морфология и состав вкрапленников в них аналогичны таковым в лавах Дикого Гребня.

По особенностям химического (см. табл. 4), а также редкоэлементного состава вулканические породы Дикого Гребня относятся к нормальной известково-щелочной серии, обычной для пород островных дуг (Рудич и др., 1974; Леонова, 1974; Jakes, White, 1972).

На происхождение магм, формирующих комплекс Дикого Гребня, проливают свет такие признаки, как увеличение содержания вкрапленников от более основных пород к кислым, а также резкая гетерогенность состава вкрапленников. Это исключает ведущую роль кристаллизационной дифференциации как механизма, обусловившего разнообразие пород (Масуренков, 1972, 1974). Логичнее предположить, что в образовании изученной ассоциации вулканических пород принимают участие и кислые (дацитовые, липарито-дацитовые) и основные (базальтовые) расплавы и что все разнообразие пород обусловлено большей или меньшей примесью базальтового материала к преобладающим объемам кислых расплавов. С этих позиций обильные в лавах Дикого Гребня так называемая гомеогенные включения (имеющие преимущественно базальтовый состав) могут рассматриваться как "недомешавшиеся" линзы базальтового материала. Предложенная гипотеза удовлетворительно объясняет большинство минералого-петрографических особенностей изученной ассоциации вулканических пород.

Вулкан Ильинский относится к действующим, а по типу постройки к конусовидным стратовулканам с вершинной кальдерой. Правильная коническая форма постройки несколько нарушается на северном и северо-восточном склонах. Здесь достаточно отчетливо выделяется уступ, выраженный полукольцевым валом, который охватывает по окружности около одной трети постройки и представляет собой останец докальдерной постройки. Между докальдерной постройкой и вершинным конусом располагается воронка взрыва размером 1000×800 м и глубиной до 450 м. Она захватила часть вершинного конуса и часть докальдерной постройки. Из воронки взрыва произошел пемзовый выброс в современную эпоху, который маломощным (2–3 м), но обширным покровом перекрыл северо-восточные склоны и подножие вулкана. Юго-западное подножие вулкана осложнено несколькими шлаковыми конусами с лавовыми потоками и эффузивными куполами. Часть их образует небольшие острова в северо-восточном секторе озера (рис. 37).

Наиболее представительный разрез докальдерной постройки вулкана вскрыт в районе воронки взрыва. Здесь наблюдается переслаивание лавовых потоков с прослоями пирокластического материала, соотношение которых в разрезе примерно одинаковое. Лавы представлены базальтами и андезито-базальтами и в верхней части разреза — андезитами. С образованием кальдеры связаны выбросы значительного количества пирокластического материала, представленного пемзами дацитового и реже дацито-липаритового состава. Пемзовые образования заполнили верховье долины р. Ильинской, образовав покров мощностью до 100 м и общим объемом 10–11 км³. Отмечается пять-шесть отдельных мощных потоков.

Вершинный конус сложен лавовыми потоками и пирокластическим материалом — агглютинатами, шлаками, туфами. Пирокластический материал резко преобладает и только в краевых частях постройки количество лавовых потоков

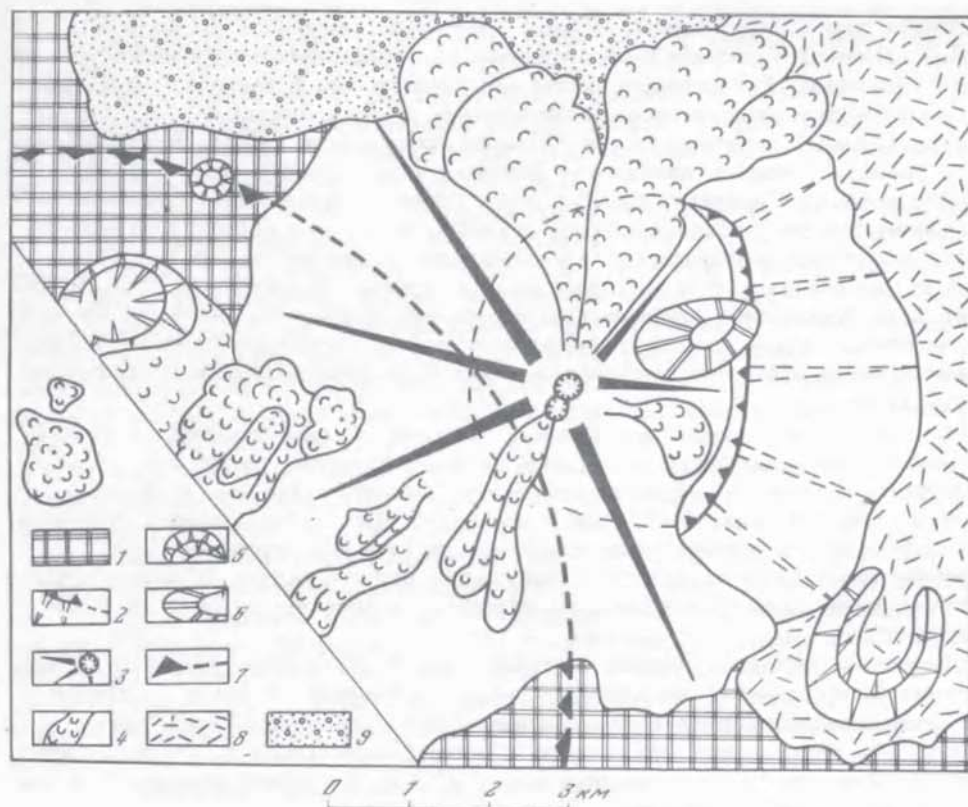


Рис. 37. Схема геологического строения вулкана Ильинский.

1 - фундамент вулкана (миоцен-плиоценовые образования); 2 - докальдерная постройка; 3 - вершинный конус; 4 - отдельные лавовые потоки; 5 - шлаковые конусы; 6 - воронка взрыва; 7 - борт Паужетской вулкано-тектонической депрессии; 8 - пемзо-пирокластические отложения; 9 - нерасчлененные четвертичные отложения

увеличивается. Состав пород вершинного конуса изменяется от андезито-базальтов до андезитов и андезито-дацитов. Заключительные излияния на северном склоне в виде двух мощных лавовых потоков и эффузивные на юго-западном подножии (район Теплой бухты) представлены кислыми андезитами и андезито-дацитами. Пемзовые образования, связанные с воронкой взрыва и завершающие формирование постройки, имеют андезито-дацитовый состав. На вершине вулкана и по его склонам находится большое количество крупных окатанных валунов, выделяющихся своим светлым цветом на темном фоне лав и пирокластического материала. По составу они представлены кварцевыми долеритами, происхождение их не ясно. На северном склоне между докальдерной постройкой и вершинным конусом в большом количестве встречаются также окатанные валуны крупнозернистых анортит-оливин-пироксеновых со стеклом пород, по составу отвечающих алливалитам. Химический состав продуктов извержений приведен в табл. 4.

Вулкан Желтовский представляет собой сложный стратовулкан с сомной и разрушенной вершиной. Кратер придает ему форму усеченного конуса и имеет вид вытянутой в северо-восточном направлении овальной впадины 300×700 м, в юго-восточной части которого располагается серия небольших экструзивных куполов. В развитии вулкана можно выделить три этапа, которые охватывают период от конца верхнего плейстоцена до наших дней. По-видимому, в конце верхнего плейстоцена происходит массовое излияние оливин-содержащих базальтов и формируется щитовой вулкан. Для поздних этапов

развития этого базальтового вулкана характерно внедрение экструзивных куполов дацитового состава с образованием кальдеры взрыва и выбросом пемзового материала. В настоящее время эта древняя часть постройки представляет собой хорошо отпрепарированные мощные лавовые потоки, которые в виде уступа (соммы) охватывают три четверти поверхности конуса. После перерыва в среднем голоцене начинается формирование молодого конуса, который нацело заносит древнюю сомму. Симметричное расположение конуса в сомме указывает на унаследование им главного выводного канала. Тип деятельности explosивно-эффузивный: многочисленные лавовые потоки мощностью 3-5 м переслаиваются с пластами шлаков, туфов, мощность которых достигает 1 м. Какой-либо дифференциации расплава в процессе эволюции постройки не отмечается - идет стабильное поступление материала среднего состава. Заканчивается этот этап внедрением серии базальтовых даек в прикратерную часть вулкана.

После периода покоя в позднем голоцене в юго-восточном секторе вулкана произошел пароксизмальный взрыв, который уничтожил верхнюю часть постройки. Образовался кратер диаметром 1,6 км, а на юго-восточном склоне вулкана был отложен агломератовый поток длиной 6,5 и шириной 2,5-3 км. В кратере сформировались четыре экструзивных купола, рост которых сопровождался сильной фумарольной деятельностью. В южном секторе кратера расположен самый крупный купол, он и образует вершину вулкана Желтовского.

Изучение свежего, хорошо сохранившегося по форме лавового потока андезитового состава, излившегося на юго-западный склон и в кратер вулкана, позволяет считать его последним крупным извержением. Вполне возможно, что образование его связано с извержением 1923 г. (Новограбленов, 1932). С весны 1972 г. до середины 1973 г. в кратере вулкана наблюдалась фумарольная активность.

По петрографическому и химическому составу лавы вулкана Желтовского представляют собой серию пород от базальтов до дацитов (см. табл. 4). На склонах вулкана встречены включения, первое упоминание о которых мы находим у С.А. Конради (Пийп, 1947). Они представляют собой интрузивные породы диоритового состава и алливалиты.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ПЕМЗОВЫЕ, ТУФО-ИГНИМБРИТОВЫЕ ПОЛЯ И ЦЕНТРЫ ИЗВЕРЖЕНИЙ

В первой части монографии мы лишь бегло коснулись отдельных аспектов кислого вулканизма Южной Камчатки. В этом разделе подробно рассмотрены особенности формирования туфо-игнимбритовых и пемзовых полей района Паужетской структуры.

Как уже отмечалось, в Южно-Камчатской вулканической зоне широко развиты четвертичные пемзовые, пемзо-пирокластические и туфо-игнимбритовые покровы, которые различаются по возрасту, литолого-фациальным особенностям, мощности, составу и генезису. Состав пирокластических образований изменяется от андезитов до риолитов, но преобладают пемзы и туфы кислого состава. Общая их площадь в пределах Южной Камчатки составляет более 4000 км², а объем изверженного материала по уточненным данным оценивается в 300-400 км³. Наиболее значительные по площади и мощности покровы кислой пирокластике фиксируются в районе вулканов Опалы, Горельей, Асачи, Ксудач, Желтовский, Ильинский и в пределах Паужетской вулкано-тектонической структуры.

В истории четвертичного вулканизма Южной Камчатки выделяются три сильные вспышки кислого вулканизма (рис. 38). Первая из них проявилась мощными преимущественно трещинными излияниями спекшихся туфов и туфо-игнимбритов андезитового, дацитового, липарито-дацитового и липаритового состава примерно в середине среднего плейстоцена (Q₃²). Мощность их колеблется от 50-60 до 200-300 м. Наиболее крупные покровы туфо-игнимбри-

тов развиты на Гольгинских горах, мелкие поля их распространены по западному и южному обрамлению Паужетской структуры и в других районах Южной Камчатки.

Эти образования были выделены С.Е. Апрельковым, а затем В.С. Шеймовичем под названием Гольгинского горизонта, а их возраст определялся как позднеплиоценовый (Апрельков, 1961). Последующие исследования показали, что их возраст нуждается в пересмотре.

Туфо-игнимбриды Гольгинского горизонта с перерывом и несогласием перекрывают позднеплиоценовые и раннеплейстоценовые вулканические образования. Во многих случаях мощные покровы туфов вложены в долины рек или же прислонены к расчлененным эрозией блокам — останцам позднеплиоцен-раннеплейстоценовых вулканов. Это наблюдалось в обнажениях вулкана Кошегочек (1175), в районе Гольгинских гор и на других участках структуры. По комплексу геологических признаков возраст туфо-игнимбридов определен как среднеплейстоценовый (в ряде мест, быть может, верхнеплейстоценовый). Заключение о их более молодом возрасте достаточно удовлетворительно согласуется и с абсолютными датировками калий-аргоновым методом, выполненными в Лаборатории абсолютного возраста ВСЕГЕИ Л.К. Левским — $0,25 \pm 0,10$ млн. лет (образец № 1693 из колл. автора).

Нуждается в уточнении и генезис Паужетской депрессии. Существует представление, согласно которому она является крупным кальдерным образованием, сформированным в результате выброса огромных масс туфо-игнимбридов кислого состава (Шеймович, 1974; Мелекесцев, Брайцева, Эрлих, 1974). Однако наши исследования не подтвердили эту точку зрения. Нами установлено, что основная масса туфо-игнимбридов тяготеет не к Паужетской депрессии, а к многочисленным самостоятельным центрам извержения за ее пределами.

Главные центры извержения (уверенно их можно выделить более десяти) расположены в местах пересечения разломов северо-восточного и субширотного направлений. Истинное же количество отдельных центров извержений несомненно больше. Их выводящие каналы и жерловые части в ряде случаев, как, например, на Гольгинских горах, четко фиксируются серией своеобразных

Таблица 16

Геологический эффект кислого вулканизма Южной Камчатки

Тип кислых вулканических образований	Возраст	Площадь, км ²	Объем, км ³	Примечание
Новейшая взрывная пемза	$Q_4^3 - Q_4^4$	- 1500	- 10	
Пемзо-пирокластические потоки района Паужетской структуры	Q_4^{2-3}	380	32	
Пемзо-игнимбритовые покровы кальдерных вулканов	Q_3^2	- 1500	- 110-120-	Вулканы Опала, Горелый, Ксудац
Туфо-игнимбриды района Паужетской структуры	$Q_2 - Q_3^1(?)$	- 400	- 70-100	
Экструзивные куполы	$Q_2 - Q_4$	- 300	- 50	
Кислые образования щитообразных вулканов	$Q_1 - Q_2$	-	- 5	
Всего	$Q_1 - Q_4$	- 4000	- 300-400	

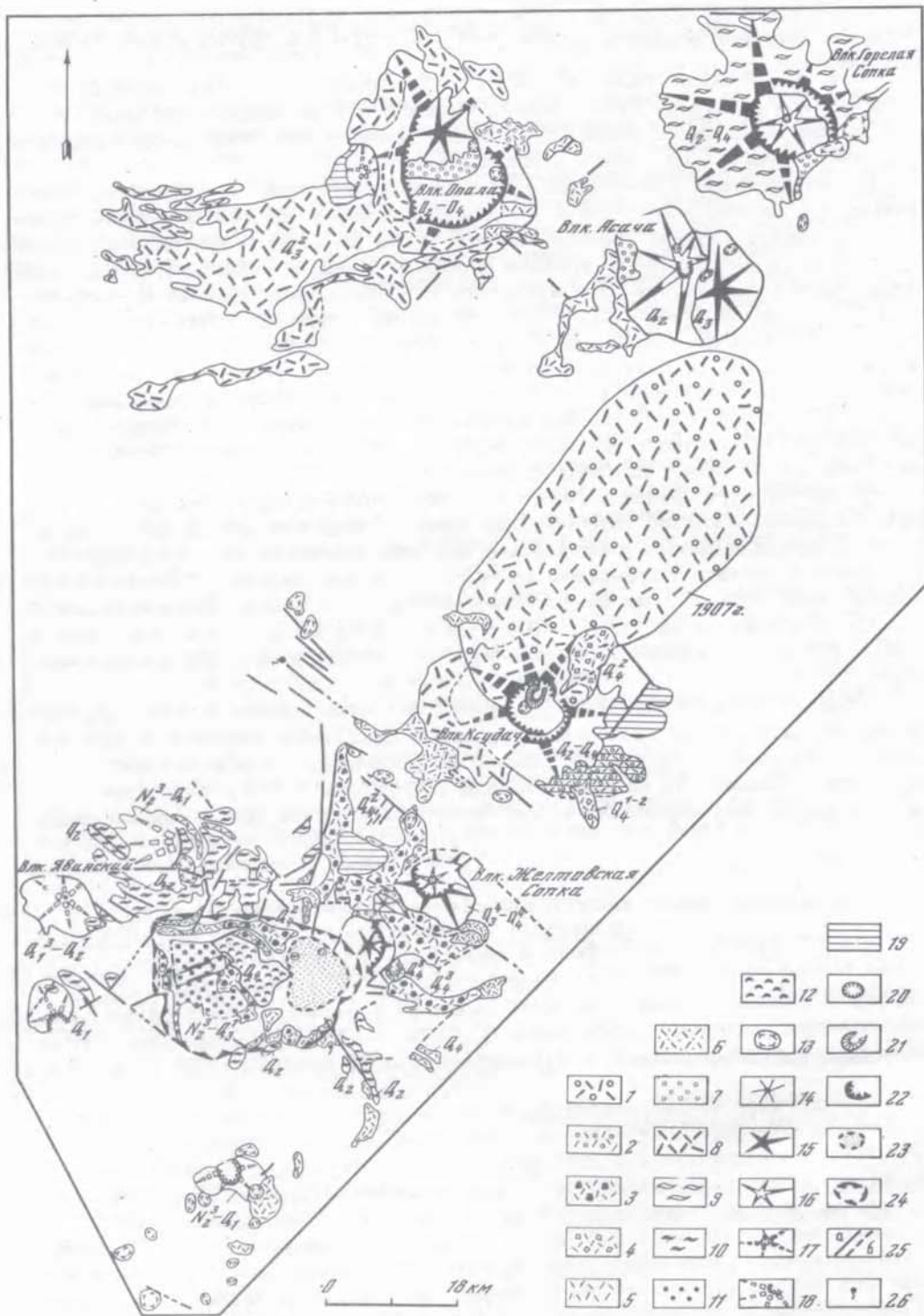


Рис. 38. Схема основных центров кислого вулканизма Южной Камчатки. Составил Н.Н. Кожемяка, 1977

1 - взрывная пемза вулкана Ксудач, 1907 г.; 2 - взрывная пемза вулкана Опала - Q_4 ; 3 - пемзо-пирокластические поля района Паужетской вулканотектонической структуры - Q_4 ; 4 - пемзо-пирокластические потоки вулкана Ксудач - Q_4 ; 5 - пемзовые поля нерасчлененные - $Q_3^2 - Q_4$; 6 - перекрытая пемза - $Q_3 - Q_4$; 7 - шлаковые поля голоценовых стратовулканов; 8 - пемзо-

по морфологии экструзивных куполов кислого состава. Выводные каналы, из которых происходили извержения туфо-игнимбритов, по размеру невелики. По наблюдениям Н.Е. Литасова на Гольгинских горах, на склоне горы Ключевской, а также А.И. Сержникова (на водоразделе рек Шумной - Первой Речки) они представляют собой субвертикальные или крутопадающие дайкообразные каналы шириной от 1-2 до 10-20 м. Этот факт свидетельствует о том, что даже относительно большие массы кислых туфо-игнимбритов изливались через сравнительно узкие отверстия, вблизи которых не наблюдается расширенных воронок или впадин вулканотектонического характера. Судя по морфологии потоков, туфо-игнимбриды изливались спокойно и напоминали потоки мало вязкой базальтовой лавы. П. Харрис, У. Кеннеди, К. Скарф, обсуждая проблемы соотношений вулканизма и плутонизма, также указывают, что "наблюдавшиеся жерла, из которых происходили извержения туфо-игнимбритов, невелики" (П. Харрис и др., 1972; стр. 167).

Итак, трещинная природа туфо-игнимбритов и основные центры их извержений подтверждены геологическими наблюдениями. Извержения больших масс туфо-игнимбритов происходили из многих мелких аппаратов, располагавшихся вдоль трещин. В отдельных случаях они изливались непосредственно из трещины по всей ее длине. При этом не обнаружено ни одного сколько-нибудь убедительного геологического факта, который свидетельствовал бы о выбросах больших масс пирокластического материала из района Паужетской депрессии. Практически все изученные поля туфо-игнимбритов образовались на месте их распространения и не имеют признаков переноса их по воздуху на большие расстояния.

Практически аналогичный генезис туфо-игнимбритов среднеплейстоценового возраста устанавливается и Ю.П. Масуренковым для Эльбрусской вулканической области на Кавказе (Масуренков, 1961). Общий объем туфо-игнимбритов по обрамлению Паужетской структуры оценивается в 70-80 км³. С учетом разноса и размыва их объем, возможно, приближался к 100 км³, что составляет примерно 10% всей массы вулканитов структуры. Нет сколько-нибудь надежных геологических данных, чтобы предполагать, что их объем мог быть в несколько раз большим. Структурообразующая роль туфо-игнимбридов не могла быть значительной. Они лишь усложнили уже сформировавшуюся ранее структуру.

Вторая крупная вспышка кислого вулканизма проявилась в середине верхнего плейстоцена и характеризовалась извержениями пемзо-пирокластических и туфо-игнимбритовых потоков в пределах древних построек вулканов Опалы, Горелый, Ксудач. Возраст формирования пемзо-пирокластических покровов наиболее надежно установлен по району вулкана Опалы, где наблюдаются четкие взаимоотношения этих покровов с ледниковыми комплексами первой (Q₃²) и второй (Q₃⁴) стадий верхнеплейстоценового оледенения. Пемзо-пирокласти-

Окончание подписи к рис. 38

пирокластические потоки кальдерных стратовулканов - Q₃²; 9 - туфо-игнимбритовые покровы вулкана Горелый - Q₃² (?); 10 - туфо-игнимбритовые поля района Паужетской структуры и отдельные трещинные излияния туфов - Q₂ - Q₃¹; 11 - туфо-пирокластическая осадочная толща Паужетской депрессии - Q₂² - Q₃³; 12 - эффузивно-экструзивное образование Дикий Гребень - Q₄; 13 -¹экструзивные куполы - N₂³ - Q; 14 - мелкие лавовые конусы - Q₃³; 15 - крупные конусовидные стратовулканы - Q₃⁴ - Q₄; 16 - конусовидные базальтовые существенно лавовые вулканы - Q₄; 17 - долгоживущие кальдерные стратовулканы - Q₂ - Q₄; 18 - шитообразные существенно лавовые вулканы - N₂³ - Q₁, Q₁ - Q₂; 19 - лавовые платообразные останцы - Q₁; 20 - кратеры современных вулканов; 21 - новейшие эксплозивные воронки, давшие пемзовые выбросы - Q₄³ - Q₄⁴; 22 - крупные кальдеры; 23 - котловина оз. Курильского; 24 - Паужетская вулканотектоническая депрессия - N₂³ - Q₁; 25 - тектонические нарушения: а) установленные, б) предполагаемые; 26 - термальные источники

ческие потоки вулкана Опалы перекрывают мощные ледниковые комплексы первой стадии верхнеплейстоценового оледенения и в свою очередь перекрыты молодыми ледниковыми комплексами второй стадии этого оледенения (см. рис. 38).

Третья крупная вспышка эксплозивного кислого вулканизма имела место в голоцене, она продолжалась и последние несколько сот лет с резко убывающей интенсивностью, не исключено ее продолжение и в будущем. Ее начало в раннем голоцене (Q_4^2) характеризовалось извержением мощных пемзо-пирокластических потоков в районе вулканов Асачи, Ксудач, Желтовский, Ильинский, Кошегочек (1175 м), по обрамлению оз. Курильского, в пределах Паужетской депрессии и на ряде других участков (см. рис. 38). В среднем и позднем голоцене значительные площади Южной Камчатки были покрыты взрывными пемзо-пирокластическими горизонтами, которые формировались в результате деятельности эксплозивных воронок на отдельных стратовулканах. Общая площадь голоценовых пемзо-пирокластических покровов Южной Камчатки около 2000 км², а объем изверженного материала оценивается в 70-100 км³.

Наиболее интенсивно голоценовая фаза пемзообразования проявилась в окрестностях оз. Курильского. Мощности пемзовых разрезов достигают 100-110 м, а возможно, и 120-130 м. Общая площадь пемзовых покровов, сформированных преимущественно мощными пирокластическими потоками в районе оз. Курильского, составляет 320-350 км², а объем изверженного материала оценивается в 22-25 км³. Приведенные цифры согласуются с подсчетами О.А. Брайцевой, И.В. Мелекесцева (Брайцева и др., 1965). Исследования коренных пемзовых покровов по всему периметру оз. Курильского позволили установить более сложную историю их формирования, чем это представлялось ранее. В региональном плане выявились их резкие отличия по литологии, фациям, текстурным особенностям, петрографическому составу включений и химическому составу пемзовых пачек. Кроме того, выявлены прямые взаимоотношения отдельных мощных пемзо-пирокластических потоков (от 10-12 до 20-25 м) с крупными докальдерными постройками стратовулканов Ильинский и Желтовский. Они прослеживаются вплоть до околожерловых частей названных вулканов. Указанные факты, наряду с морфологией потоков и вариациями химического состава, позволили сделать принципиально новое заключение о наличии не одного, а нескольких крупных центров пемзового материала и ряда мелких.

Возраст пемзовых покровов в районе оз. Курильского, несомненно, голоценовый. Наиболее крупная вспышка кислого вулканизма имела место в раннем голоцене (Q_4^2), если следовать схеме расчленения голоцена по М.И. Нейштадту (1965). Это заключение подтверждается данными определений абсолютного возраста по ¹⁴C, выполненных Л.Д. Сулержицким по нашим сборам древесины у подошвы пемзовых толщ (табл. 17). По этим данным начало формирования крупных пемзовых полей, например, в районе хр. Дикий Гребень относится к интервалу 8350-8400±200 лет тому назад (ГИН-728, ГИН-1060). Менее мощные пемзовые горизонты формировались в среднеголоценовое (Q_4^3) и позднеголоценовое время (Q_4^4).

Ниже приведена характеристика пемзовых образований наиболее крупных центров кислого вулканизма Паужетской структуры (рис. 39, см. вкл.).

В районе экструзивного хр. Дикий Гребень расположены пемзовые поля, которые почти сплошь развиты вдоль его северного, западного и южного подножий и на его склонах. Они тяготеют к большому эксплозивному кратеру размером 3×6 км, который в настоящее время занят экструзией более молодого возраста. Общая площадь пемзовых полей примерно 60 км², а объем изверженного из этого центра материала оценивается в 6 км³. Основная масса пемзы была выброшена в долину р. Озерной, где в настоящее время находится уникальное по красоте и мощности обнажение Кутхины Баты. Большая масса пемзы образовала временную "плотину" и, вероятно, вызвала подъем уровня воды в оз. Курильском почти на 100 м. В долине р. Озерной детально изуче-

Таблица 17

Абсолютные датировки возраста пемзовых образований района Паужетской структуры по ^{14}C

Номер образца по Л.Д.Сулержицкому	Полевой номер	Абсолютный возраст	Место взятия	Примечание
ГИН-1061	1637	7980 \pm 90	2,6 км от устья р. Первая Северная, древесина вблизи подошвы пемзовой толщи	-
ГИН-1060	1615	8400 \pm 200	Долина р. Гаврюшки, подошва пемзовой толщи	-
ГИН-728	1438в	8350 \pm 100	3 км от отм. 1331; ручей, впадающий в оз. Витаминное, древесина у подошвы пемзовой толщи	-
ГИН-727	1438б	9490 \pm 60	То же	Слой с древесинной ниже по разрезу
ГИН-726	1438а	9500 \pm 40	"	

но шесть крупных обнажений. Ниже приведено описание одного из них (рис. 40), ранее на описанного и расположенного на левом борту долины р. Озерной, в 2,7 км от берега оз. Курильского (снизу вверх от уреза ручья):

1-й слой - пемза существенно обломочная светло-серо-голубоватая, щажитового состава (SiO_2 - 62,86%). Цемент - туфовая песчаная пемза не более 25-30% всей массы. Преобладающий размер обломков пемзы 1-10, реже 15-20 см в поперечнике. Пемза неслоистая, без признаков водной окатки, однородная, средней плотности. Наблюдаются остроугольные включения мелких обломков эффузивов (в небольшом количестве), мощность 12-16 м.

2-й слой - пемзовая брекчия, светло-серая (50% обломки пемзы и 50% туфо-песчаная пемзовая масса), очень плотная, трещиноватая, вероятно, со следами спекания. Состав липарито-щажитовый (SiO_2 - 70,38%). Пемза неслоистая, массивно-моноклитная, без признаков водонасыщенности. Кровля потока неровная - мощность слоя 14-17 м.

3-й слой - пемза существенно песчаная, рыхлая, светло-серая, щажитового состава (SiO_2 - 67,92%), неслоистая, однородная. Среди включений в небольшом количестве обломки эффузивов разнообразного состава и песчано-пелловые туфы Паужетской свиты - 12-16 м. Обломки липаритов экструзий Дикий Гребень (SiO_2 - 71,32%), размер их от 1-5 до 10 см в поперечнике; мощность слоя 4-5 м. Почвенный слой - 1 м. Разрез пемзовых отложений вскрыт здесь не полностью. Признаки перемыла не фиксируются. Состав включений полностью соответствует району хр. Дикий Гребень.

Разрез пемзовой толщи обнажения Кутхины Баты общей мощностью 100-110 м четко разделяется на две части: верхняя небольшая часть разреза (10-12 м) не пемзовая, обломочно-шлаковая, хорошо слоиста и перемыта; остальная часть разреза сформирована пемзовым материалом (см. рис. 40). Выделяется по крайней мере 5 мощных пемзовых потоков с хорошо заметными плоскостями напластования, различающиеся по крупности материала, плотности, количеству включений обломков эффузивов и т.д. Большая мощность отдельных пемзовых слоев (от 10-15 до 30 м), различия их структурных

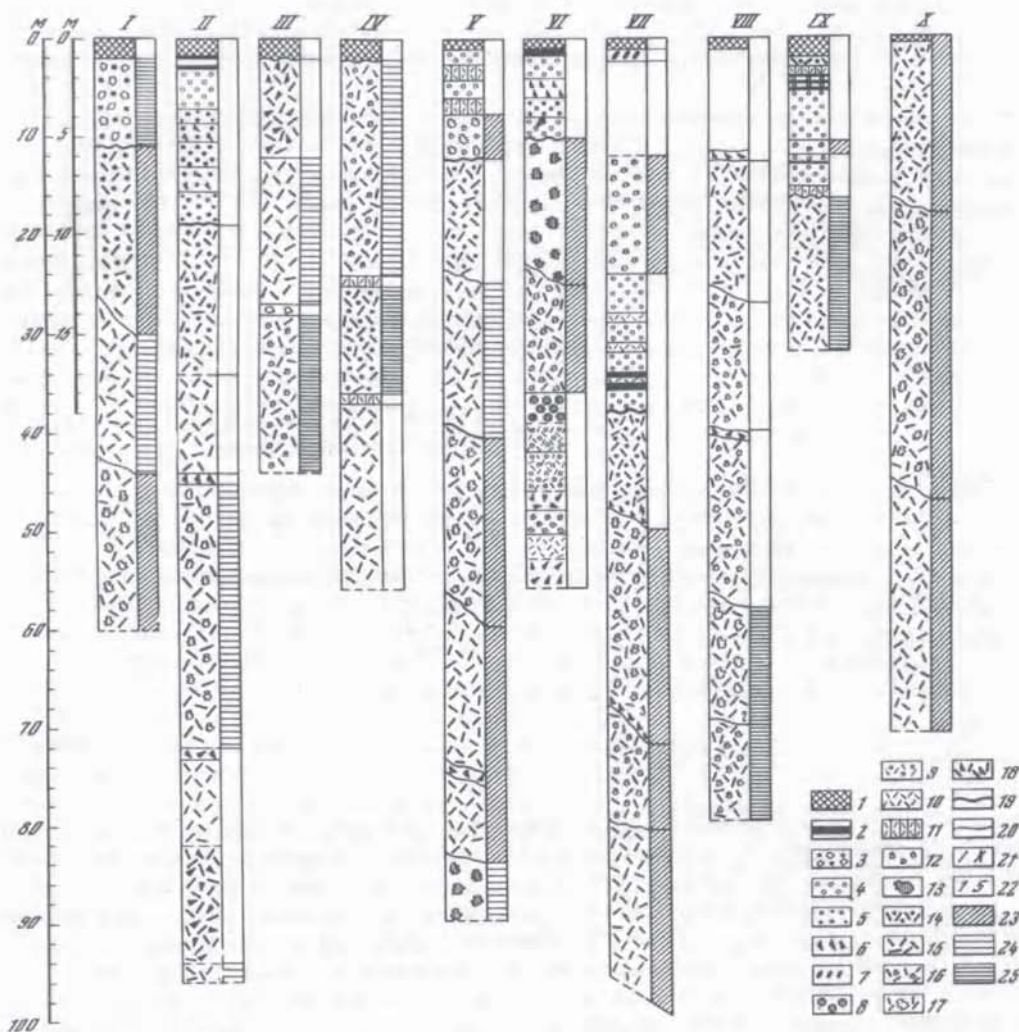


Рис. 40. Разрезы пемзовых отложений района Паужетской структуры

I - левый борт долины р. Озерной, в 2,7 км от истока; II - правый борт р. Озерной, обнажение Кутхины баты; III - долина р. Гаврюшки, в 2,6 км от устья; IV - правый борт долины р. Хакицын, в 3,5 км от устья; V - приток р. Правой Унканович, в 6,5 км к СЗ от лавовой гряды (711,3 м); VI - левый приток р. Ильинской, в 0,8 км от устья; VII - в 4,6 км на ЮЮВ от лавовой гряды (711,3 м); VIII - в 5 км на ССВ от лавовой гряды (711,3 м), правый борт наиболее длинного притока р. Правой Унканович; IX - в 1,2 км на ССВ от лавового конуса с отм. 527, вблизи подножия вулкана Желтовский; X - в 3,5 км к ЮЮВ от устья р. Хакицын, отдельное пемзовое поле трещинного типа.

I-IV - разрезы пемзовых полей района экструзии Дикий Гребень; V-VII - пемзы вулкана Ильинский; VIII-IX - пемзы вулкана Желтовский.

1 - современный почвенный чехол; 2 - погребенные почвы; 3 - взрывные песчано-обломочные отложения дацитов; 4 - шлаки основного состава; 5 - песок и гравий; 6 - прослой обломочного материала эффузивов разного состава; 7 - включения гранодиоритов; 8 - вулканические бомбы; 9 - взрывные пемзошлаковые слои; 10 - пемза взрывная существенно песчаная; 11 - переотложенная пемза; 12 - пемза взрывная мелко-среднеобломочная; 13 - агломератовые потоки пемзо-шлаков; 14 - существенно песчаные пемзовые потоки; 15 - песчано-обломочная пемза; 16 - грубообломочная пемза; 17 - обломочно-глибовая пемза; 18 - пемза, пересыщенная обломками эффузивов; 19 - граница раздела мощных пемзовых потоков раннеголоценового возраста и более поздних

и текстурных особенностей позволяет уверенно говорить об их пирокластической природе. Пемзовая толща сформирована относительно "холодными" пемзовыми потоками, уверенных признаков спекания на данном обнажении не обнаружено. Мощность пемзовых потоков максимальна в районе обнажения и очень быстро уменьшается в направлении подножия Гольгинских гор.

Создается вполне определенное впечатление, что обнажение Кутхины Баты находится на оси генерального направления движений пемзовых потоков, от которой пемзовые массы растекались вверх и вниз по долине р. Озерной. Тщательный анализ морфологии потоков, литолого-фациальных особенностей и состава пемз позволяет сделать заключение о тесной пространственной связи центров извержений пемзовых потоков с крупной экструзией Дикий Гребень. Последние извергались, вероятно, из одного крупного эксплозивного кратера или серии кратеров вдоль трещин, которые располагались в центральной части экструзии Дикий Гребень.

Пемзовое поле в долине р. Озерной, несмотря на некоторые различия на отдельных участках, имеет много общих характерных особенностей, которые позволяют рассматривать его в качестве самостоятельного. Пемзовые толщи характеризуются максимально кислым составом пемзового материала — преобладают липаритовые и липарито-дацитовые разновидности пород (см. рис. 40).

Большое пемзовое обнажение Сыпучка изучено на правом борту долины р. Хакицын, в 3,5 км от устья (см. рис. 40). Пемзовая толща в целом не содержит уверенных признаков перемыва, обломки эффузивов крайне редки и совершенно не окатаны. Отсутствуют и признаки спекания — пемзовые потоки были относительно "холодными". Состав пемзы липаритовый и липарито-дацитовый, аналогичный пемзе из обнажения Кутхины Баты. Центр извержения данного пемзового покрова не вполне ясен. Но по всем признакам пемзовая толща в долине р. Хакицын как будто тяготеет к району экструзии Дикий Гребень.

Пемзовое поле в долине р. Гаврюшки заметно обособлено, отличается от Желтовского, Ильинского, Озерновского и других пемзовых полей по литолого-фациальным особенностям (см. рис. 40). У подошвы пемзовой толщи найдены обожженные древесные остатки, по которым Л.Д. Сулержицким в ГИН АН СССР был определен абсолютный возраст нижнего пемзового потока — 8400 ± 200 лет (обр. ГИН-1060). Пемзовая толща максимально пересыщена грубообломочным материалом эффузивов, характеризуется кислым составом пемзы (липариты, липарито-дациты). Создается впечатление, что это пемзовое поле является самостоятельным образованием, находится вблизи центра извержения, а пемзовая масса сформирована небольшим по масштабу трещинным извержением. Однако не исключено, что данное пемзовое поле является частью обширных пемзовых покровов с центром извержений в районе сложной экструзии Дикий Гребень.

Самое крупное поле пемз расположено около вулкана Ильинский. Его площадь — 120 км^2 , а объем пемзы составляет $10-11 \text{ км}^3$. Пемзовая толща резко отличается по текстурным и литолого-фациальным особенностям, составу пемзовых пачек и по ряду других признаков от примыкающих к ней пемзовых покровов вулкана Желтовский (см. рис. 40). По комплексу признаков удалось провести разграничительную линию между пемзовыми покровами названных вулканов (см. рис. 39), хотя в ряде мест эта граница проведена условно. Видимая мощность пемзовых разрезов колеблется от 25-30 до 80-100 м. Толща сформирована по меньшей мере пятью мощными пемзовыми потоками преимущественно дацитового состава; в верхней ее части многочисленны тонкие горизонты пемзы взрывного типа, а также шлаковые прослой, мощ-

Окончание подписи к рис. 40

отложений смешанного состава и генезиса; 20 — граница раздела отдельных пемзовых потоков; 21 — пемзовые разрезы различных центров извержений; 22 — порядковые номера пемзовых потоков (снизу вверх по разрезам); 23 — дациты; 24 — липарито-дациты; 25 — липариты

ность которых резко возрастает по направлению к кратеру вулкана Ильинский. На этом вулкане удалось проследить прямые взаимоотношения удаленных пемзо-пирокластических потоков и отдельных горизонтов варивной пемзы с центральной частью докальдерной постройки вулкана, что позволяет считать вулкан Ильинский крупным центром извержений пемзового материала. Пемзовые потоки с большой силой извергались через вершинный кратер этого вулкана, сформировав своеобразную вершинную кальдеру диаметром 4-5 км, которая была в значительной мере засыпана отложениями последующей эффузивно-эксплозивной деятельности, но достаточно четко прослеживается и в настоящее время.

На левом притоке р. Ильинской, в 0,8 км от устья, в левом борту долины, изучено 50-метровое обнажение, представляющее интерес для понимания голоценовой истории вулкана Ильинский. Снизу вверх от уреза ручья наблюдается серия обломочно-пирокластических слоев с примесью обломков пемзы (см. рис. 40). В большом количестве представлены крупные остроугольные обломки эффузивов, шлаков, вулканические шлаковые бомбы, иными словами, преобладают взрывные отложения вулкана Ильинский. Выше пемза мелко-среднеобломочная, серо-голубоватая. Состав пемзы дацитовый (содержание SiO_2 - 66,92%), мощность 12-15 м. Далее фиксируется пирокластический пемзо-шлаковый поток, черноватый, грубообломочный, его мощность 12-16 м. Преобладают пористые шлаки и пемзо-шлаки, серо-голубоватые обломки пемзы составляют не более 20% от всей массы. Материал хаотичный и несортированный. Преобладающий размер обломков от 10 до 40-50 см в поперечнике. Заполнитель - перетертые шлаки. Толща слабо сцементирована. Среди включений наблюдается небольшое количество обломков лав основного состава и отдельные включения типа гранодиоритов, которыми усеян весь восточный склон вулкана. Весьма своеобразный пирокластический поток прослеживается на обоих бортах долины р. Ильинской и затем по направлению к новейшей эксплозивной воронке вулкана Ильинского, где он хорошо виден и в ее разрезе. Мощность пирокластического потока несколько возрастает по мере приближения к центральной части вулкана, в этом же направлении увеличивается и размер обломочно-шлакового материала. Состав пемзовых обломков в потоке дацитовый, содержание SiO_2 - 66,32%. По обоим бортам долины р. Ильинской пемзо-шлаковый поток перекрывается 6-15-метровой толщей взрывных отложений позднеголоценового времени (Q_4^4), которые представлены преимущественно мелко-раздробленными шлаками с небольшой примесью обломков эффузивов и пемзы. Выделяются по крайней мере три слоя взрывных отложений, которые являются результатом мощных направленных взрывов вулкана Ильинский в новейшее время.

Одно из самых крупных пемзовых обнажений изучено между вулканами Ильинский и Желтовский, в 4,6 км на ЮВ от шлаковой гряды 711,3, на правом борту ручья. Оно расположено, вероятно, на стыке пемзовых полей вулканов Ильинский и Желтовский и сформировано четырьмя пемзовыми потоками и толщей взрывных отложений вулкана Ильинский (снизу вверх):

1-й слой - пемза песчано-мелкообломочная, плотная, неслоистая и несортированная, мелкие обломки обиты. Кровля потока неровная, с карманами. У подошвы вышерасположенного слоя - "подпеченная корка" шириной 5-10 см. Состав пемзы дацитовый (содержание SiO_2 - 68,48%), мощность слоя - 12-15 м;

2-й слой - пемза существенно обломочная, средне-крупнообломочная (размер обломков от 10-15 до 30-40 см) с включениями отдельных глыб до 1 м в поперечнике, слабо уплотнена либо обрушивается. Пемза серо-голубоватая, слабо волокнистая, с охристыми каемками по пустотам. Цемент - туфовая песчано-пылевая масса (примерно 15%). В повышенном количестве представлены обломки эффузивов разного размера. Пачка неслоистая и несортированная. Многие обломки эффузивов имеют обожженную корку или же плотную туфовую примазку. У подошвы следующего потока наблюдаются скопления обломков эффузивов. Состав дацитовый (содержание SiO_2 - 67,06%), мощность 15 м.

3-й слой - пемза грубообломочно глыбовая с включениями отдельных глыб черноватых пемзо-шлаков до 1 м в поперечнике. В верхней части потока увеличивается его плотность, уменьшается количество обломков эффузивов. Переход резкий по цвету, плотности и размерам материала. У подошвы следующего слоя - отдельные линзы обломков эффузивов. Состав дацитовый (содержание SiO_2 - 68,32 и 67,90%), мощность слоя 22-23 м.

4-й слой - пемза существенно песчаная, песчано-мелкообломочная, рыхлая; мощность 10-12 м.

Выше лежат тонкие слои обломочной пемзы, перемежающиеся с более мощными шлаковыми слоями, разделенными супесчано-илистыми прослоями; мощность 10-15 м.

Шлаковые лапилли мощностью 2 м, перекрытые существенно обломочной пемзой взрывного типа, серой и серо-розовой, рыхлой, однородной, хорошо выдержанной по гранулометрии - преобладают обломки размером от 1 до 5 см. В небольшом количестве представлены обломки андезитов. Состав пемзы дацитовый (содержание SiO_2 - 65,04%), мощность пемзы 6-7 м.

Вулкан Желтовский также являлся крупным самостоятельным центром извержений пемзо-пирокластических потоков. По площади и объему изверженного материала пемзовые поля вулкана Желтовский примерно соответствуют таковым в районе экструзий Дикий Гребень; их площадь составляет более 70 км², а объем изверженного материала оценивается в 5 км³. Пемзовая толща вулкана Желтовский резко отличается от Ильинского пемзового поля как по фациальным особенностям отдельных пемзовых потоков, так и по составу пемзового материала (см. рис. 40). Последний представлен здесь преимущественно липарито-дацитами и липаритами. Пемзовые толщи в основном того же состава развиты и вокруг экструзий Дикий Гребень. Как и на вулкане Ильинский, пемзовые потоки извергались преимущественно из центральной околожерловой части вулкана и сформировали сильно расширенный вершинный кратер или вершинную кальдеру диаметром 4x5 км, которая в настоящее время почти вся засыпана продуктами последующей эффузивно-эксплозивной деятельности вулкана. Ниже приведено описание крупного обнажения пемзы, которое находится на правом борту длинного притока р. Правой Унканович, в 5 км к ССВ от шлаковой гряды 711,3 м. Видимая мощность пемзового обнажения 80-90 м. Толща сформирована здесь по крайней мере пятью пемзовыми потоками, а также серией взрывных пемзо-пирокластических слоев небольшой мощности (снизу вверх).

1-й слой - пемза существенно обломочная, мелко-среднеобломочная, преобладающий размер обломков 1-5 см, реже - до 15-20 см. Пемза серо-белая, хаотичная, средней плотности, с большим количеством включений обломков эффузивов разного состава, равномерно рассеянных в пемзовой толще. У подошвы вышележащего слоя - коричневатая "подпеченная" корка шириной до 10 см. Состав пемзы липаритовый. Содержание SiO_2 колеблется от 73,64% в нижней части потока до 71% - в его верхней части. Мощность слоя - 15 м.

2-й слой - пемза средне-крупнообломочная, отдельные обломки до 30-40 см в поперечнике. Включения эффузивов представлены в меньшем количестве. Состав пемзы также липаритовый. Содержание SiO_2 в нижней части потока 72,64%, в верхней - 70,86%; мощность - 12-15 м; пемза мелкообломочная взрывного типа - мощность 2 м.

3-й слой - пемза мелко-среднеобломочная - 12-16 м.

Шлаки и обломки эффузивов - 1,5-2 м.

4-й слой - пемза существенно мелкообломочная - 10-15 м.

5-й слой - пемза существенно песчаная - 10-15 м.

Характерные особенности данного разреза: повышенное количество взрывных перенесенных по воздуху отложений не только в верхней части разреза, но и внутри него; резко отличные от пемзовых полей вулкана Ильинский цвет, состав и размерность пемзового материала. Названные особенности с учетом морфологии пемзовых потоков позволяют на этом участке уверенно проводить границу между пемзовыми полями вулканов Желтовский и Ильинский (см. рис. 39).

Весьма своеобразное по морфологии пемзовое поле трещинного типа изучено в 3,5 км к ЮЮВ от устья р. Хакицын, недалеко от подножия останца плиоценового вулкана с отметкой 1110 м. В верховье ручья вскрывается 80–90-метровый разрез голубоватой пемзы. Последний характеризуется относительной простотой – при его большой мощности выделяются всего три пемзовых потока (см. рис. 40). Эта пемзовая толща в отличие от других районов исключительно выдержана по цвету, характеризуется большой мощностью отдельных пемзовых потоков, своеобразна в литолого-фациальном отношении и по химическому составу пемзового материала. Необычна и морфология пемзового покрова. В самом верховье ручья, ближе к подножию гор, обнаруживается валообразное вздутие, похожее на железнодорожную насыпь, от которого пемзы растекаются в основном на север и северо-запад по направлению к оз. Курильскому и частично к верховьям р. Кирушутк. Мощности пемзового покрова являются максимальными вблизи валообразного вздутия, резко уменьшаются и сходят на нет в направлении подножия останца с отметкой 1110 м и плавно уменьшаются в направлении долины р. Хакицын. Данное пемзовое поле по всему комплексу признаков, несомненно, является самостоятельным образованием, сформировавшимся в результате извержений из трещины (или серии жерл вдоль трещины) пемзовых потоков большого объема.

Таким образом, голоценовые пемзовые покровы в окрестностях оз. Курильского и в Паужетской депрессии характеризуются сложным генезисом, пестрым литологическим составом пемзовых толщ и весьма разнообразным их химическим составом. Они сформированы следующими основными генетическими типами пемзовых образований (снизу вверх по разрезам в хронологической последовательности):

1) орешковая обломочно-галечниковая пемза светло-кофейного цвета, хорошо перемыта, озерного типа. Распространена локально у основания пемзового обнажения Кутхины Баты и на мысе Пуломынк, вблизи уреза оз. Курильского. В остальных районах этот слой отсутствует. Возраст условно древнеголоценовый (Q_4^1);

2) мощные пемзовые толщи, сформированные серией (от 2–3 до 5–6) пемзовых и пемзо-пирокластических потоков андезитового, андезито-дацитового, дацитового, липарито-дацитового и липаритового состава из различных центров извержений. Мощность пемзовых потоков колеблется от 10–12 до 25–30 м. Отдельные потоки пемзовой толщи, тяготеющие к берегу оз. Курильского, имеют признаки их водонасыщенности, однако в подавляющем большинстве случаев такие признаки отсутствуют. Нередко извергались относительно "холодные" пемзовые потоки, без признаков спекания, как, впрочем, и современные пирокластические потоки на активных вулканах (Бойд, 1963; Горшков, Богоявленская, 1965). Материал в пемзовых потоках неслоистый, хаотичный. Лишь в отдельных случаях для потоков характерна линзовидная полосчатость, обусловленная гравитационной сортировкой материала – накопление отдельных линз крупнообломочных эффузивов внутри потоков или же обогащение подошвы или кровли потока крупными обломками пемзы. Такого рода образования Х. Куно связывает с "дифференциальными движениями струй в пределах каждого потока пемзы" (Росс, Смит, 1963). Начальные пемзо-пирокластические потоки, по крайней мере в районе экструзии Дикий Гребень, образовались практически одновременно – 8400 ± 200 лет тому назад или несколько раньше. Основная масса мощных пемзовых покровов возникла в раннеголоценовое время (Q_4^2);

3) условно в среднеголоценовое время (Q_4^3) сформировался 2–6-метровый горизонт серо-розовой обломочной пемзы взрывного типа, связанный с мощными эксплозиями вулкана Ильинский. Этот специфический слой фиксируется как в пределах вулканических конусов Ильинский и Желтовский, так и на значительном удалении от них;

4) вероятно, в среднем голоцене сформировался агломератовый пемзо-шлаковый поток, который прослеживается от центральной части конуса Ильинский и венчает "батовую" толщу пемзы на значительном удалении от вулкана. К

этому же времени мы относим формирование потока спекшегося пемзового туфа на мысе Пуломьнк (берег оз. Курильского);

5) и, наконец, пятая разновидность пемзовых слоев связана с деятельностью новейших эксплозивных воронок вулканов Ильинский, Желтовский, Кошелевский в позднеголоценовое и современное время, которые формировали взрывные, смешанного состава отложения (обломки пемз, шлаков, эффузивов) или же короткие и маломощные пемзо-шлаковые потоки андезитового состава.

Пемзо-пирокластические потоки связаны с различными типами жерл, но основная их масса изливалась из расширенных вершинных кратеров-кальдер крупных стратовулканов (Ильинский и Желтовский) и, возможно, частично из кольцевых и субкольцевых трещин на постройках этих стратовулканов. Субкольцевое расположение новейших эксплозивных воронок на вулкане Ильинский, давших пемзовые выбросы, как будто свидетельствует о тенденции образования кольцевых трещин непосредственно перед извержением пемз, через которые может устремляться вспененная пемзовая масса. Меньшая их часть связана с эксплозивными воронками вблизи подножий крупных стратовулканов, с трещинами или серией эксплозивных воронок вдоль трещин в пределах экструзий и с линейными самостоятельными трещинами за пределами крупных стратовулканов и экструзий.

Существенная неоднородность раннеголоценовых пемзовых покровов по цвету, составу и литолого-фациальным особенностям в районе окрестностей Курильского озера с учетом их морфологии позволяет наметить три главных центра пемзообразования. Первый из них располагался в центральной части сложной многофазной экструзии Дикий Гребень. Практически одновременно извергались мощные пемзовые потоки из кратера-кальдеры вулкана Желтовский. Несколько позже сформировалось самое крупное пемзовое поле вулкана Ильинский, разрезы которого резко отличны по цвету, составу и другим особенностям. Самые молодые пемзовые потоки андезитового состава образовались в позднеголоценовое время вблизи южного подножия вулкана Ильинский, на блоке пород миоцен-плиоценового возраста в результате деятельности эксплозивных воронок.

Подводя итоги вышеизложенному, считаем необходимым подчеркнуть, что в пределах Южной Камчатки в четвертичное время выделяются три наиболее крупные вспышки кислого эксплозивного вулканизма – примерно в середине среднего плейстоцена, в середине верхнего плейстоцена и в голоцене, причем следует говорить о синхронности этих вспышек на всей территории зоны.

В районе Паужетской структуры фиксируются только два максимума интенсивности кислого вулканизма – в среднем плейстоцене и в голоцене. Верхнеплейстоценовая вспышка была относительно слабой и несоизмеримой с названными максимумами.

Анализ масштабов и интенсивности кислого вулканизма в среднеплейстоцен-голоценовое время позволяет сделать заключение о резко неравномерном во времени, пульсационном характере его проявления. Главная масса материала была извергнута в сравнительно короткие интервалы времени. При сравнении максимумов интенсивности основного и кислого вулканизма как будто намечается следующая тенденция – наиболее сильные вспышки кислого вулканизма смешены во времени относительно максимумов интенсивности основного вулканизма и проявляются в промежутках между последними или несколько позже. Последняя хорошо видна на примере голоценовой эпохи. Наиболее мощная вспышка кислого вулканизма имела место в раннем голоцене (Q_4^2), между тем как максимальная интенсивность базальтового вулканизма отмечается в древнеголоценовое время (Q_4^1), иными словами, голоценовый максимум интенсивности базальтового вулканизма предшествовал наиболее сильной вспышке кислого вулканизма.

Вспышки кислого вулканизма в целом хорошо соответствуют периодам активизации тектонических движений и происходят в периоды наиболее интенсив-

ных вертикальных поднятий восточных хребтов Южно-Камчатской вулканической зоны.

При формировании среднеплейстоценовых туфо-игнимбритовых полей в районе Паужетской структуры преобладал трещинный тип извержений, основная же масса голоценовых пемз связана с извержениями центрального типа. Весьма примечательно, что отдельные рядом расположенные крупные центры извержений характеризуются разным составом пемзы и в то же время ее состав в целом сравнительно однороден в пределах каждого отдельно взятого центра.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ

Развитие Паужетской вулкано-тектонической структуры сопровождалось проявлением мощного и разнообразного по составу вулканизма, охватывающего интервал пород от базальтов до липаритов. Их петро-геохимические особенности определяются двумя факторами: поперечной петро-геохимической зональностью в связи с расположением Паужетской структуры на пересечении трех выделенных в Южно-Камчатской зоне четвертичных вулканических подзон и

Таблица 18

Химический состав и некоторые характерные величины вулканитов миоцен-плиоценового возраста

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Озерновский вулканогенный комплекс (N ₂ ³ - Q ₁ ¹)											
Вулкан 1530											
1	47,62	0,94	18,19	4,53	6,61	0,23	5,16	10,48	2,02	0,48	1,92
2	48,42	0,84	20,00	5,04	5,83	0,24	5,08	11,30	2,43	0,66	-
3	48,82	0,74	19,72	4,30	5,46	0,20	4,73	10,90	2,70	0,52	-
4	49,32	0,89	19,10	4,64	5,30	0,20	3,85	11,84	2,78	0,57	-
5	57,76	0,93	17,76	3,98	4,31	0,23	2,27	6,71	3,53	1,02	0,36
Вулкан 1102											
1	48,30	0,80	20,55	6,65	4,42	0,18	3,18	10,63	2,90	1,08	0,66
2	48,90	0,89	18,87	3,93	6,87	0,14	5,34	10,00	2,80	1,90	0,28
3	50,82	1,07	18,60	3,62	6,44	0,28	5,15	9,56	2,87	0,97	0,12
4	51,78	1,04	18,70	4,39	5,43	0,16	2,49	10,65	2,95	1,33	0,22
5	52,21	1,01	18,02	3,40	6,02	0,14	4,32	9,91	3,37	1,62	0,11
6	53,24	0,81	17,92	3,93	5,41	0,16	2,43	10,30	4,13	1,23	0,13
7	60,58	1,14	16,16	4,04	3,02	0,19	1,35	3,83	4,54	2,55	1,14
Вулкан Ключевской											
1	48,76	1,06	19,67	5,92	4,08	0,14	5,81	8,35	3,40	0,53	1,04
2	49,67	0,84	20,00	4,88	5,30	0,21	4,23	10,46	2,97	0,98	0,00
3	52,58	1,03	19,67	2,99	6,15	0,17	4,86	6,23	4,18	0,67	0,24
4	54,18	0,79	17,26	4,45	3,14	0,17	3,24	6,57	2,92	0,92	0,00
5	55,04	1,01	16,04	2,95	7,28	0,19	4,89	6,47	4,44	1,14	0,16

длительностью развития вулканизма в пределах Паужетской структуры (от миоцена до голоцена включительно)

Попытаемся оценить влияние пространственной локализации на состав вулканитов, выражающееся наиболее заметно в изменении их щелочности. В разрезах, обрамляющих Паужетскую депрессию, в начале ее образования (N_2^3) не наблюдается существенных изменений щелочности пород, хотя наиболее восточная точка имеет все же минимальную щелочность (рис. 41,а). В нижнечетвертичное время вулканизм был целиком смещен на запад, при этом возросла щелочность пород не только для вновь заложившихся более западных вулканов, но также и для центров, существовавших в неогене (Орлиное Крыло, гора 1102, Ключевская) (рис. 41,б). В голоцене расположение вулканических центров существенно меняется, смещаясь к восточной части Паужетской структуры. Щелочность пород при этом заметно меньше, чем в нижнеплейстоценовых западных вулканах (рис. 41,в). Такое перемещение вулканических центров и непродолжительность их жизни, к сожалению, мешают решить однозначно вопрос о том, связано ли изменение щелочности пород с перемещением центров с запада на восток или возрастной фактор также играет в этом какую-то роль.

Паужетской структуры

H_2O^+	P_2O_5	CO_2	SO_3	Σ	σ	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO} \cdot 100$	$\frac{MgO \cdot 100}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$	$\frac{K_2O \cdot 100}{K_2O+Na_2O}$
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Озерновский вулканогенный комплекс ($N_2^3 - Q_1^1$)									
Вулкан 1530									
0,90	0,21	0,12	-	99,43	1,35	0,24	68,34	31,66	19,20
-	0,07	0,06	-	98,43	1,76	0,27	68,15	31,85	21,36
-	0,12	п.п. 1,32	-	98,61	1,78	0,19	67,36	32,64	16,15
-	0,09	п.п. 1,76	-	99,00	1,77	0,20	72,08	27,92	17,02
0,33	0,28	0,12	-	99,59	1,40	0,29	78,50	21,50	22,42
				Среднее	1,61	0,24	70,89	29,11	19,23
Вулкан 1102									
0,57	0,20	-	-	100,42	2,98	0,37	77,68	22,32	27,14
0,00	0,19	0,13	0,43	100,67	3,74	0,68	66,91	33,09	40,43
0,80	0,34	п.п.	-	100,64	1,89	0,34	66,14	33,86	25,26
0,45	0,32	0,00	0,00	99,81	1,90	0,38	79,77	20,23	27,70
0,02	0,17	0,01	0,01	100,30	2,70	0,48	68,56	31,44	32,47
0,20	0,11	0,12	0,00	100,12	2,01	0,30	79,35	20,65	22,95
0,37	0,43	0,18	-	99,52	2,70	0,56	83,95	16,05	35,97
				Среднее	2,67	0,44	74,62	25,38	30,27
Вулкан Ключевской									
0,00	0,13	1,01	0,08	99,98	2,68	0,16	63,25	36,75	13,49
0,00	0,18	п.п. 0,02	-	99,74	2,34	0,33	70,65	29,35	24,81
0,00	0,14	п.п. 0,76	0,02	99,87	2,46	0,16	65,28	34,71	13,81
0,00	0,21	п.п. 3,28	0,27	99,84	1,59	0,18	70,08	29,92	23,96
0,00	0,20	п.п. 0,45	0,24	100,50	3,24	0,67	67,66	32,34	20,43

Таблица 18 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
6	56,12	0,81	16,56	4,14	4,13	0,19	3,14	6,50	3,59	1,51	0,00
7	56,16	0,98	16,65	2,09	6,84	0,22	3,32	6,94	4,29	1,11	0,19
8	56,40	0,89	16,40	4,06	4,93	0,20	4,51	6,54	4,35	1,20	0,16
9	56,81	0,82	16,22	3,48	5,26	0,18	3,26	7,55	4,82	0,76	0,16
10	61,48	0,56	18,00	3,67	1,35	0,14	1,23	3,52	3,32	1,45	0,00
Вулкан Орлиное Крыло											
1	47,86	0,87	19,28	4,60	4,04	0,21	3,62	10,98	2,73	0,30	0,00
2	51,18	1,67	16,54	2,45	9,36	0,17	3,97	9,46	2,12	0,96	1,47
3	51,74	1,07	17,48	4,93	5,98	0,21	5,05	7,28	4,10	0,88	0,42
4	51,94	0,74	14,62	4,50	4,73	0,18	7,48	9,04	2,95	0,76	1,18
5	53,29	0,56	17,12	5,49	5,13	0,21	2,95	8,92	4,47	0,96	0,59
6	54,64	0,74	17,40	5,32	4,40	0,29	3,89	7,63	1,97	1,20	0,00
7	55,79	0,90	16,88	4,56	4,58	0,25	2,98	6,63	3,70	1,56	0,00
Вулкан Сарай (1110)											
1	48,78	0,71	21,69	5,27	2,75	0,16	2,53	11,15	2,38	0,48	1,92
2	50,70	0,76	19,89	2,97	5,86	0,19	2,83	10,51	3,47	0,86	0,82
3	52,28	0,81	21,78	5,01	2,56	0,16	3,02	11,44	3,08	0,81	0,15
4	53,14	0,72	19,82	4,93	4,62	0,17	3,91	9,73	3,15	0,61	0,15
5	69,19	0,16	12,08	2,14	0,13	0,07	0,75	0,20	1,52	3,22	3,86
Вулкан Кошегочек (1175,6)											
1	51,60	0,49	19,16	6,37	4,56	0,23	3,20	8,92	3,60	1,57	0,15
2	54,34	0,44	18,11	5,53	5,38	0,26	3,01	6,78	4,02	1,10	0,76
3	55,04	0,46	19,64	4,99	3,47	0,18	2,85	6,78	4,37	0,97	0,87
4	56,06	0,61	18,27	3,02	5,47	0,30	2,93	7,39	4,11	1,06	0,20
Вулкан Голыгинский (1058,8)											
1	46,60	0,94	19,38	4,53	6,68	0,23	5,16	10,45	3,21	1,55	1,95
2	52,20	0,49	18,36	5,04	4,73	0,13	4,10	8,29	3,22	1,72	0,56
3	53,09	0,49	16,76	7,37	4,56	0,23	2,20	8,92	4,07	1,48	1,15
4	55,06	0,48	18,84	3,31	3,51	0,16	3,47	6,43	3,73	2,52	0,52
Эффузивно-интрузивные образования Курильского комплекса (N ²⁻³) Северный сектор оз. Курильского											
1	49,59	0,89	19,34	5,90	3,50	0,30	4,08	9,87	3,05	0,82	0,00
2	49,71	0,88	15,47	7,94	4,82	0,29	5,74	3,35	1,67	0,97	2,54
3	53,08	0,48	16,57	6,22	1,26	0,16	2,24	6,16	2,21	2,65	1,42
4	53,42	0,53	19,69	6,94	0,80	0,10	2,48	3,67	2,58	2,24	3,28
5	56,40	0,85	16,92	3,82	4,74	0,21	3,25	6,04	3,37	2,11	0,85
6	56,72	0,48	18,35	4,17	2,96	0,14	2,37	6,59	2,96	1,84	0,44
7	60,88	0,75	16,99	3,81	2,30	0,14	1,27	5,30	3,97	2,01	0,46
8	60,89	0,70	16,62	4,01	3,50	0,28	3,17	6,48	2,97	2,33	0,00
9	62,54	0,50	15,57	3,78	2,01	0,13	2,45	4,87	2,84	2,34	0,00

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
0,00	0,15	3,59 п.п.	-	99,44	1,98	0,42	72,48	27,52	29,61
0,00	0,18	0,56 п.п.	0,06	99,59	2,21	0,26	72,90	27,10	20,56
0,00	0,18	0,30 п.п.	0,12	100,24	2,29	0,28	66,59	33,41	21,62
0,00	0,16	0,35 п.п.	0,11	99,96	2,27	0,16	72,83	27,17	13,62
0,00	0,07	4,49 п.п.	-	99,28	-	-	-	-	-
				Среднее	2,34	0,29	69,08	30,92	20,21
				Вулкан Орлиное Крыло					
0,00	0,10	4,80 п.п.	-	99,39	1,89	0,11	70,47	29,53	9,90
0,00	0,02	-	-	99,96	1,15	0,45	74,84	25,16	31,17
0,00	0,18	0,51 п.п.	0,09	99,92	2,83	0,22	68,36	31,64	17,67
-	0,10	1,16 п.п.	0,89	100,27	1,54	0,26	55,24	44,76	20,49
-	0,23	0,17 п.п.	0,06	100,15	2,86	0,21	78,26	21,74	17,68
0,00	0,17	1,86 п.п.	-	99,51	0,86	0,60	71,42	38,58	37,86
0,00	0,20	1,58 п.п.	0,07	99,61	2,16	0,42	75,41	24,59	29,66
				Среднее	1,90	0,32	70,57	35,27	26,86
				Вулкан Сарай (1110)					
1,44	0,25	-	-	99,51	1,42	0,20	76,02	23,98	16,78
0,81	0,25	0,00	-	99,92	2,43	0,25	75,73	24,27	19,86
0,14	0,03	0,00	0,00	100,92	1,11	0,14	71,48	28,52	20,82
0,48	0,24	0,00	0,00	99,63	1,08	0,26	70,95	29,05	16,22
4,00	0,15	3,01 п.п.	0,14	-	-	-	-	-	-
				Среднее	1,51	0,21	73,55	26,45	18,42
				Вулкан Кошегочек (1175,6)					
0,36	0,32	0,09 п.п.	0,09	99,55	3,11	0,60	77,35	22,65	30,37
0,76	0,36	0,08 п.п.	0,10	100,28	2,31	0,27	78,38	21,62	21,84
-	0,29	0,43 п.п.	-	100,34	2,38	0,22	74,80	25,20	18,17
0,00	0,32	0,20 п.п.	-	99,94	2,05	0,26	74,34	25,66	20,50
				Среднее	2,46	0,34	76,22	23,78	22,63
				Вулкан Голыгинский (1058,8)					
0,91	0,20	0,10	-	99,41	6,29	0,48	68,48	31,52	32,56
0,12	0,02	0,00	-	100,11	2,65	0,53	70,44	29,56	34,82
	0,32	0,08 п.п.	0,10	99,55	3,05	0,36	84,43	15,57	26,67
0,86	0,24	0,32	-	99,45	2,05	0,26	66,28	33,72	40,32
				Среднее	3,51	0,41	72,41	27,59	33,59
Эффузивно-интрузивные образования Курильского комплекса (N ²⁻³)									
Северный сектор оз. Курильского									
0,00	0,11	2,68 п.п.	0,00	101,92	2,27	0,27	69,73	30,27	21,19
0,00	0,15	6,78 п.п.	0,04	100,45	1,04	0,58	68,97	31,03	36,74
4,09	0,29	3,00	0,00	99,83	2,34	1,20	76,95	23,05	54,53
3,89	0,30	0,52	0,00	100,44	2,23	0,87	75,73	24,27	46,47
0,68	0,44	1,47	0,00	99,62	2,24	0,63	72,48	27,52	38,50
2,72	0,22	0,50	0,00	100,46	1,67	0,62	75,05	24,95	38,33
0,96	0,90	0,00	0,00	100,21	2,00	0,51	82,79	17,21	33,61
0,00	0,00	0,56 п.п.	0,00	100,58	1,57	0,78	70,32	29,68	43,96
0,00	0,11	2,68 п.п.	0,00	99,82	1,37	0,82	70,27	29,73	45,17

Таблица 18 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
10	62,76	0,69	15,75	4,09	2,30	0,20	1,66	4,83	4,64	1,42	0,00
11	63,41	0,74	14,03	5,02	2,46	0,18	2,05	4,49	5,22	1,28	0,71
12	68,40	0,28	15,40	2,14	1,81	0,11	0,89	3,86	4,05	1,68	0,42
Восточный сектор оз. Курильского											
1	56,60	0,72	16,66	2,95	4,51	0,14	4,01	8,68	2,85	1,29	0,24
2	66,01	0,65	15,82	3,15	0,71	0,16	1,64	4,62	3,46	1,96	0,00
3	73,02	0,32	12,76	2,39	0,80	0,08	0,32	2,42	3,86	2,55	0,10
4	74,53	0,50	12,78	2,50	0,78	0,10	0,80	2,77	3,89	2,70	0,07
Вулкан 1102											
1	47,08	0,77	20,17	4,15	5,54	0,16	3,77	13,31	1,97	0,57	0,21
2	49,47	0,68	16,44	3,95	4,49	0,15	5,05	5,02	2,32	0,26	-
3	51,94	1,05	18,16	4,48	5,20	0,11	3,58	8,83	2,83	1,20	0,28
4	52,54	0,80	17,31	3,72	4,54	0,16	3,60	9,12	2,40	0,70	0,60
5	54,62	1,10	16,41	5,47	3,88	0,18	3,63	7,10	3,34	1,77	0,37
6	56,80	1,03	14,97	3,23	6,87	0,26	4,05	5,64	1,87	0,36	0,28
7	57,53	0,80	15,60	5,24	3,22	0,18	3,69	5,20	2,78	0,38	0,00
Вулкан Ключевской											
1	55,10	0,66	16,70	6,15	1,31	0,40	3,30	6,14	3,44	0,87	-
2	55,70	0,79	17,40	5,40	3,23	0,18	3,52	6,78	3,19	0,88	0,20
3	56,80	0,74	17,15	9,31	1,30	0,11	2,46	6,92	1,62	2,02	1,26
Северное обрамление структуры											
1	47,58	0,83	19,10	2,49	6,69	0,22	5,82	5,03	2,10	1,10	0,68
2	50,32	0,79	18,82	2,32	6,11	0,31	5,66	5,84	1,43	1,38	0,00
3	50,42	0,98	18,87	5,01	4,66	0,29	4,35	9,49	2,77	0,97	0,49
4	50,82	0,93	18,60	6,09	4,22	0,33	4,79	9,65	2,56	0,98	0,00
5	52,13	0,89	18,46	3,67	4,13	0,30	3,78	8,92	3,40	0,86	0,52
6	52,86	0,88	16,85	5,75	3,94	0,22	3,95	7,65	3,41	0,73	0,19
7	57,44	0,69	16,71	3,94	4,14	0,16	3,67	5,36	3,85	0,81	0,26
Восточный сектор оз. Курильского, Тихоокеанское побережье											
1	47,88	0,70	20,75	7,04	2,64	0,17	3,72	8,84	3,08	0,99	1,82
2	48,30	0,85	20,08	6,12	4,53	0,08	3,19	10,94	2,63	0,58	0,00
3	51,54	0,70	19,42	6,29	4,84	0,99	3,29	6,91	2,63	0,49	0,00
4	58,24	0,84	16,00	4,41	4,84	0,15	3,03	6,70	3,00	1,52	0,20
5	58,26	0,59	16,30	5,43	3,07	0,10	3,59	6,80	2,96	1,54	0,00

Примечание. Озерновский вулканогенный комплекс ($N_2^3 - Q_1^1$). Вулкан 1530: 1 - шток долеритов; 5 - лавовый поток, вершина вулкана, колл. Н.Е. Литасова; 2, 3, 4 - лавовые потоки средней толщи верхний р. Протовой, колл. Н.В. Огородова, ан. М.М. Белохвостова. Вулкан 1102: 2, 5, 6 - лавовые потоки верхней толщи; 1 - дайки средней толщи, колл. Н.К. Литасова, ан. А.И. Ильиных, О.В. Свердлик; 3 - западный склон, колл. А.И. Серезникова, ан. Т.А. Чернова; 6 - базальты из основания средней толщи, колл. О.Н. Егорова, ан. О.В. Свердлик. Вулкан Ключевской: 2, 4, 5, 6, 7, 8 - лавовые потоки верхней толщи; 1, 3, 9 - потоки средней толщи; 10 - горизонт туфов, колл. Н.Е. Литасова, ан. Л.Г. Воронова, М.М. Белохвостова. Останец вулкана Орлиное Крыло: 1, 5, 6 - лавовая толща, вершина вулкана; 3, 4, 7 - лавовые потоки средней толщи, колл. Н.Е. Литасова, ан. Л.Г. Воронова, М.М. Белохвостова; 2 - базальт; Эрлих, 1966; колл. Б.И. Пайла, ан. В.Е. Кутейников. Вулкан Сарай (1110): 1, 2, 3, 4 - лавовые потоки верхней толщи; 5 - пепло-пемзовый туф, колл. Н.Н. Кожемяки, ан. Т.В. Долгова. Вулкан Кошегочек (1175,6): 1, 3, 4 - лавовые потоки, вершинная часть постройки, 2 - средняя ее часть, колл. Н.Е. Литасова, ан. В.Н. Мохнева. Вулкан Голыгинский (1058,8): 1, 2, 3, 4 - останцы лавовых потоков, вершинная часть, колл. Н.Е. Литасова, ан. Л.А. Карташова. Эффузивно-интрузивные образования Курильских комплексов ($N_2^2 - 3$). Северный сектор оз. Ку-

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
0,00	0,14	2,00 п.п.	0,00	100,58	1,86	0,31	79,38	20,62	23,43
0,00	0,15	1,12 п.п.	0,08	99,94	2,07	0,25	78,49	21,51	19,69
0,60	0,24	0,00	0,00	99,98	1,24	0,41	81,61	18,39	29,32
				Среднее	1,83	0,60	75,15	24,85	35,91
				Восточный сектор оз. Курильского					
0,71	0,60	0,00	0,00	99,96	1,26	0,45	65,04	34,96	31,16
0,00	0,09	3,38 п.п.	0,00	100,65	1,28	0,57	70,18	29,82	36,16
1,36	0,12	0,00	0,00	100,10	1,37	0,66	90,88	9,12	39,78
0,00	0,15	0,00	0,00	100,85	1,36	0,69	80,39	19,61	40,97
				Среднее	1,32	0,99	76,52	23,38	37,01
				Вулкан 1102					
1,84	0,50	0,00	0,00	100,04	1,58	0,29	71,99	28,01	22,44
-	0,09	10,50 п.п.		100,32	1,03	0,11	62,56	37,44	10,08
1,92	0,46	0,00	0,00	100,04	1,82	0,42	73,00	27,00	29,78
2,20	0,24	2,18	0,00	100,11	1,01	0,29	69,65	30,35	22,58
1,25	0,58	1,06	0,00	99,70	2,24	0,53	72,03	27,97	34,64
4,59	0,90	0,70	0,00	99,84	0,36	0,19	71,38	28,62	16,14
0,00	0,14	4,61 п.п.	0,00	99,47	0,69	0,14	69,88	30,12	12,03
				Среднее	1,25	0,28	70,07	29,93	21,10
				Вулкан Ключевской					
-	0,10	4,43 п.п.	0,00	99,60	1,54	0,25	69,33	30,67	20,19
1,86	0,32	0,00	0,00	99,45	1,30	0,28	71,03	28,97	21,62
3,74	0,17	0,00	2,53	100,13	0,96	1,25	81,18	18,82	55,50
				Среднее	1,27	0,59	73,85	26,15	32,44
				Северное обрамление структуры					
0,00	0,15	7,13 п.п.	0,89	99,18	1,58	0,29	61,20	38,80	34,38
0,00	0,08	6,35 п.п.	0,00	99,91	1,07	0,97	59,83	40,17	49,11
0,85	0,25	0,22	0,00	99,82	1,88	0,35	68,97	31,03	25,94
0,00	0,12	1,02 п.п.	0,00	100,11	1,60	0,38	68,28	31,72	27,68
0,92	0,22	2,20 п.п.	0,00	100,39	1,98	0,25	67,36	32,64	20,19
0,00	0,15	2,12 п.п.	0,67	100,37	1,74	0,21	71,04	28,96	17,63
0,00	0,16	2,50	0,86	100,65	1,50	0,21	68,77	31,23	17,38
				Среднее	1,62	0,38	66,49	33,51	27,47
				Восточный сектор оз. Курильского, Тихоокеанское побережье					
1,84	0,21	0,36	0,00	100,04	3,39	0,32	72,24	27,76	24,32
0,00	0,18	2,04	0,01	99,53	1,24	0,22	76,95	23,05	18,07
0,00	0,08	1,02	0,03	100,03	1,14	0,19	77,18	22,82	15,71
0,93	0,42	0,00	0,00	99,92	1,34	0,51	74,58	25,42	33,63
0,00	0,11	0,12	0,01	99,88	1,33	0,52	70,31	29,69	34,22
				Среднее	1,83	0,35	74,25	25,75	25,19

Курильского: 1, 2 - дайки базальтов; 3, 4 - диоритовых порфиритов, колл. Н.Е. Литасова, ан. Л.Г. Воронова, Л.А. Карташова; 5, 7 - поток андезитов р. Поганки, колл. О.Н. Егорова, ан. Г.П. Новоселская; 6, 8, 9 - андезиты; 10, 11 - лавовые потоки фельзитов; 12 - фельзиты, в 557,8, колл. Н.Е. Литасова, ан. М.М. Белохвостова, Л.А. Карташова. Восточный сектор оз. Курильского: 1 - андезиты р. Утужной; 3 - экструзия мыса Глиняный, колл. О.Н. Егорова, ан. Г.П. Некрасова; 2, 4 - лавы фельзитов, мыс Глиняный, колл. Н.Е. Литасова, ан. М.М. Белохвостова. Вулкан 1102: 1, 3 - пластовые тела долеритов; 5, 6 - дайки диоритовых порфиритов, колл. О.Н. Егорова; 2 - долерито-базальты; 4 - андезиты; 7 - дайки, мелкие интрузии диоритов, колл. Н.Е. Литасова, ан. А.П. Карташова. Вулкан Ключевской: 1 - потоки андезитов, колл. Н.Е. Литасова; 2 - дайки андезитов, колл. О.Н. Егорова; 3 - дайки диоритов, колл. Н.Е. Литасова, ан. Л.Г. Воронова. Северное обрамление структуры: 1, 3 - пластовое тело габбро-долеритов; 2, 4 - лавовые потоки; 5 - андезиты роговообманковые (1, 2, 3, 4, 5) - район выс. 556,8; 6 - диориты; 7 - андезиты роговообманковые, колл. Н.Е. Литасова, ан. М.М. Белохвостова. Тихоокеанское побережье: 1 - интрузия долеритов, колл. Н.Е. Литасова; 4 - шток диоритовый, колл. О.Н. Егорова, ан. Л.А. Карташова; 2, 3 - дайки базальтов р. Утужная, Эрлих, 1966, колл. Ю.М. Слепова; 5 - диоритовый шток р. Гавриловская; Эрлих, 1966; колл. Ю.М. Слепова

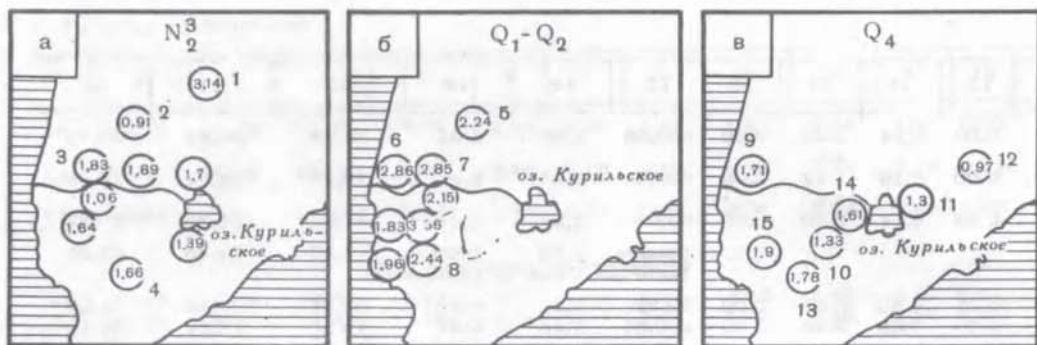


Рис. 41. Распределение средних значений индекса Ритмана вулканов Паужетской структуры в различные геологические периоды. Вулканы: 1 - Гольгинский; 2 - Кошегочек; 3 - Орлиное Крыло; 4 - Камбальная Сопка; 5 - Кошегочек; 6 - Явинский; 7 - Орлиное Крыло; 8 - Кошелевская Сопка; 9 - Ухо; 10 - вулкан 1102; 11 - Ильинская Сопка; 12 - Желтовская Сопка; 13 - Камбальная Сопка; 14 - Дикий Гребень; 15 - Кошелевская Сопка

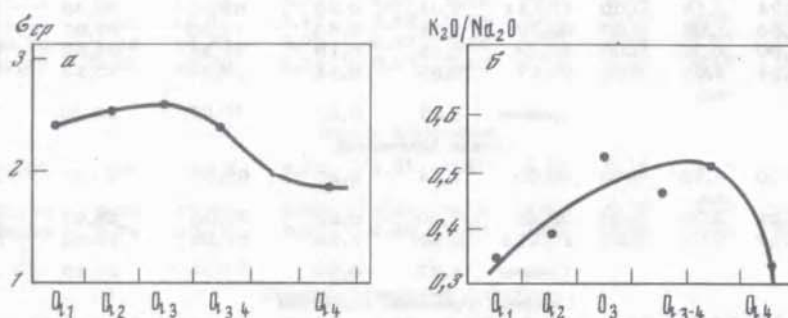


Рис. 42. Изменение щелочности пород Кошелевского вулканического массива во времени

а - изменение индекса Ритмана (σ); б - изменение K_2O/Na_2O

Для решения вопроса полезно рассмотреть эволюцию щелочности пород Кошелевского вулкана, деятельность которого охватывает весь четвертичный период от раннего плейстоцена (рис. 42,а) до голоцена. Из диаграммы следует, что индекс Ритмана имеет максимальное значение в нижнеплейстоценовое и среднеплейстоценовое время, а затем существенно понижается в голоцене. Для пород среднечетвертичного возраста, кроме того, характерно увеличение роли K_2O в щелочах (рис. 42,б). Все это свидетельствует о том, что временные изменения щелочности пород также имеют место, хотя они скорее всего и не так существенны (максимальное различие σ составляет 0,7). Повышенная щелочность пород в нижне- и среднеплейстоценовое время по сравнению с голоценом совпадает с развитием эффузивов повышенной щелочности в западной части структуры и усугубляет отмеченную особенность. В связи с этим мы попытались оценить изменение облика вулканитов в течение всего периода развития Паужетской структуры как единого магматического центра. С этой целью нами была выбрана для петро-геохимических сопоставлений группа вулканов обрамления вулcano-тектонической структуры: вулканы Явинской, Третья Речка, Дед и Баба, Кошегочек (1175), гора Ключевская, Кошелева, Камбальный, Сарай (1110), Желтовский, Ильинский, Черные Скалы, 1102 и Дикий Гребень. При сравнении средних значений некоторых окислов различных возрастных групп пород по их кислотности (табл. 19) наибольшие различия по всем петрогенным компонентам обнаруживаются в нижнеплейстоценовое время. В этот период по сравнению с неогеном и голоценом возрастает общая щелочность эффузивов. По сравнению с голоценом несколько

Таблица 19

Средние содержания основных петрогенных окислов в эффузивах Паужетской вулканотектонической структуры

Окисел	Q ₄					Q ₁	
	Б	А-Б	А	А-Д	Д	Б	А-Б
SiO ₂	50,92	55,33	58,80	62,55	66,51	50,63	55,56
TiO ₂	0,94	0,78	0,68	0,66	0,51	0,86	0,89
MgO	5,08	4,44	3,13	2,30	1,73	4,49	3,42
CaO	9,91	8,29/8	7,72	5,75	4,75	9,17	6,99
P ₂ O ₅	0,23	0,25/8	0,17	0,21	0,13	0,16	0,20
Индекс Риттмана	1,56	1,35	1,35	1,56	1,49	2,24	2,40
Количество образцов	21	8	7	14	19	10	13

Таблица 19 (окончание)

Окисел	Q ₁		N ₂ ³		N ₁ ²⁻³				
	А	А-Д	Б	А-Б	Б	А-Б	А	А-Д	Д
SiO ₂	58,67	62,74	50,30	54,83	50,16	55,5	58,87	62,65	64,71
TiO ₂	0,72	0,60	0,88	0,61	0,82	0,78	0,73	0,66	0,7
MgO	2,63	2,62	4,10	3,68	4,18	3,3	3,07	2,06	1,85
CaO	5,72	4,51	10,31	7,03	7,71	6,52	5,94	4,85	4,56
P ₂ O ₅	0,14	0,06	0,17	0,20	0,21	0,32	0,3	0,13	0,12
Индекс Риттмана	2,29	2,13	1,92	1,84	1,71	1,55	1,41	1,62	1,68
Количество образцов	28	1	15	4	15	10	6	2	2

уменьшается содержание в породах TiO₂, MgO, CaO и P₂O₅. К сожалению, в нижнем плейстоцене кислые эффузивы мало распространены, а в верхнем плиоцене они практически отсутствуют, но из тех небольших сведений об андезито-дацитах и дацитах, которые у нас имеются, видно, что кислые и средние породы повторяют временную эволюцию базальтов (рис. 43).

В табл. 20 приведены средние значения содержаний K, Na, Li, Rb, Ba, Sr, F, В и Be. Методика анализов и расчетов содержаний элементов указана в первой части монографии (раздел о геохимической зональности Южно-Камчатского вулканического пояса). Здесь нами сравниваются лишь кислые вулканиды вулканов, имеющих достаточно представительные геохимические данные. Вся совокупность результатов была разбита на четыре временных интервала — N₁²⁻³, N₂³, Q₁ и Q₄, которым соответствуют группы вулканов те же, что и в табл. 20. Существенные различия в средних содержаниях элементов для каждой из временных групп кислых вулканидов, а также часто несопоставимые пределы колебаний концентраций дают возможность для объективных различий геохимического облика этих пород и других типов вулканидов всех временных групп.

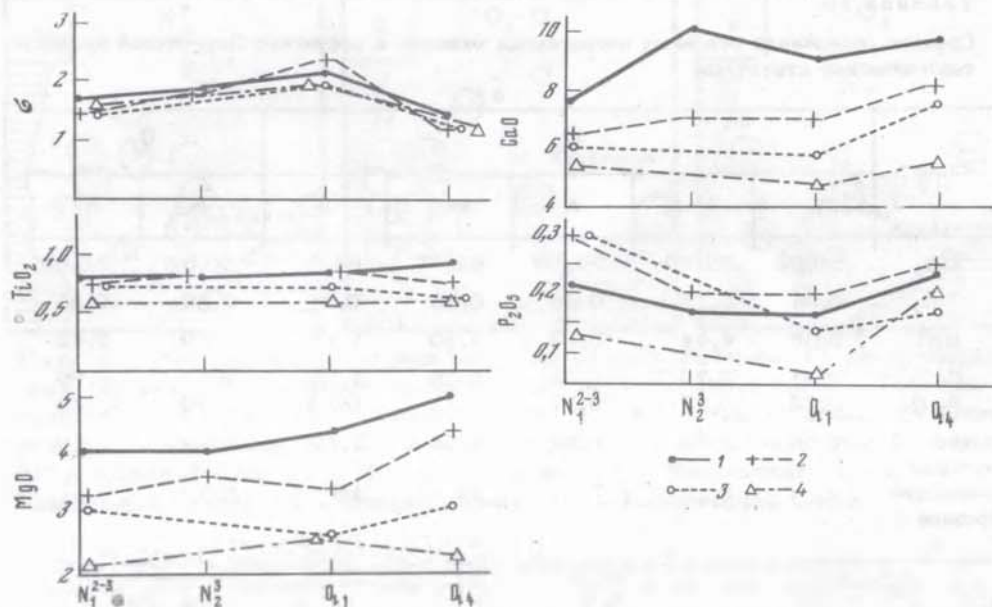


Рис. 43. Распределение щелочности (σ) и основных петрогенных компонентов в эффузивах различного возраста Паужетской структуры

1 - базальты; 2 - андезито-базальты; 3 - андезиты; 4 - андезито-дациты

На рис. 44 показаны закономерности изменения редкоэлементного состава базальтоидов в течение всего периода развития Паужетской вулканотектонической структуры. Верхнеплиоценовый-нижнелейстоценовый период развития базальтоидного вулканизма характеризуется накоплением щелочей и геохимически родственных элементов - рубидия, лития, бария, стронция, бериллия, а также фтора. Это находит отражение в группе вулканов западного ряда (Явинский, Кошегочек, Кошелевский), изливающих базальты субщелочного типа. При этом доля калия в группе щелочей возрастает от 20 до 35%, что в свою очередь предопределяет скачкообразное увеличение содержания рубидия. Эти и другие закономерности изменения состава вулканитов в зависимости от изменения щелочности подобны описанным нами выше при характеристике региональной петро-геохимической зональности. В пределах Паужетской структуры эти петро-геохимические различия типов пород конкретизируются по временной последовательности.

Ввиду неравномерного распределения в различные геологические периоды основных и кислых пород нет возможности провести детальное сравнение геохимии кислых эффузивов для различных возрастных групп, но можно предполагать, что картина эволюции по сравнению с базальтами не изменится, так как рассматриваемые нами кислые эффузивы наследуют свойства основных. Это прослеживается на примере голоценовых вулканов Ильинский, Желтовский, Дикий Гребень (рис. 45). Кислые пемзы по содержанию щелочей не обнаруживают отличия от пород вулкана, которому они принадлежат. В сходных по кислотности группах нет существенного отличия и по остальным петрогенным элементам, что видно из простого сравнения анализов (см. табл. 4). Закономерно изменяется от основных к кислым и геохимия эффузивов и кислых пемз вулкана Ильинский (рис. 46). В геохимических построениях мы рассматривали изменения соотношений элементов в зависимости от К, который закономерно возрастает с увеличением SiO_2 и, следовательно, увеличение К на рис. 46 соответствует возрастанию SiO_2 .

Особое положение среди пород Паужетской структуры занимают игнимбритовые покровы, распространенные преимущественно по северному обрамлению структуры в районе Голыгинских гор и вулкана Кошегочек. Возраст их сред-

Таблица 20

Геохимическая характеристика кислых вулканитов Паужетской вулcano-тектонической структуры

Элемент, отношение	N_2^2	N_2^3	Q_2	Q_4
K, %	$\frac{1,93(5)}{2,56-3,26}$	$\frac{1,44(11)^*}{21,7}$	$\frac{1,20(13)^*}{35,0}$	1,65
Na, %	$\frac{2,52(5)}{2,56-3,26}$	$\frac{2,40(11)}{7,7}$	$\frac{2,89(15)}{11,2}$	2,91(3)
Li, г/т	$\frac{16,6(5)}{3-60}$	$\frac{17,9(11)}{38,2}$	$\frac{17,5(16)}{40,0}$	12,5(3)
Rb, г/т	$\frac{28,3(5)}{6-57}$	$\frac{18,3(11)}{31,8}$	$\frac{26,0(16)}{97,0}$	41,60(3)
Ba, г/т	$\frac{525(5)}{470-780}$	$\frac{540(11)}{12,1}$	$\frac{533(15)}{24,0}$	723(3)
Sr, г/т	$\frac{252(5)}{161-523}$	$\frac{401(11)}{23,0}$	$\frac{347(15)}{41,6}$	291(3)
F, г/т	$\frac{161(3)}{100-240}$	$\frac{185(21)}{33,0}$	$\frac{161(8)}{50,8}$	273(3)
B, г/т	$\frac{47(5)}{28-59}$	$\frac{32(21)}{34,0}$	$\frac{58(13)}{44,0}$	37(3)
Be, г/т	$\frac{0,71(5)}{0,5-1,15}$	-	$\frac{0,5(8)}{22,7}$	0,5(3)
Zn, г/т	-	$\frac{52(10)}{26,2}$	$\frac{61(16)}{38,4}$	-
Na/K	1,3	1,67	2,40	1,76
Ba/Sr	2,08	1,35	1,54	2,5
(K/Rb)×100	690	790	460	404
F/B	3,4	5,8	2,8	7,4
$\left(\frac{K}{Na+K}\right) \times 100$	43,4	37,5	29,4	36,2
(Rb/Sr) × 100	112	46	75	141
Типы пород	Липарито-дациты Курильского озера	Спекшиеся туфы Паужетской депрессии	Гольгинские игнимбриты	Дациты вулкана Дикий Гребень

Примечание. В скобках указано количество образцов, а в знаменателе - коэффициент вариации, % (*).

неплейстоценовый, химический состав представлен в табл. 4. Это дациты, липарито-дациты и липариты, причем содержание щелочей в них невысокое ($\sigma = 1,31$), т.е. по своей щелочности они близки к голоценовым эффузивам Восточной подзоны, несмотря на то, что по своему территориальному и возрастному положению в них можно было бы ожидать более высоких содержаний щелочей. По остальным петрогенным элементам они также отличаются от других кислых пород Паужетской депрессии. Таким образом, по своим петро-геохимическим свойствам и геологическому положению в пределах Паужетской структуры выделяются два типа кислого вулканизма. Это, во-первых, пемзы и экструзии, привязывающиеся к крупным вулканам и наследующие их петро-геохимические свойства (как, например, пемзы вулканов Ильинский и Желтовский).

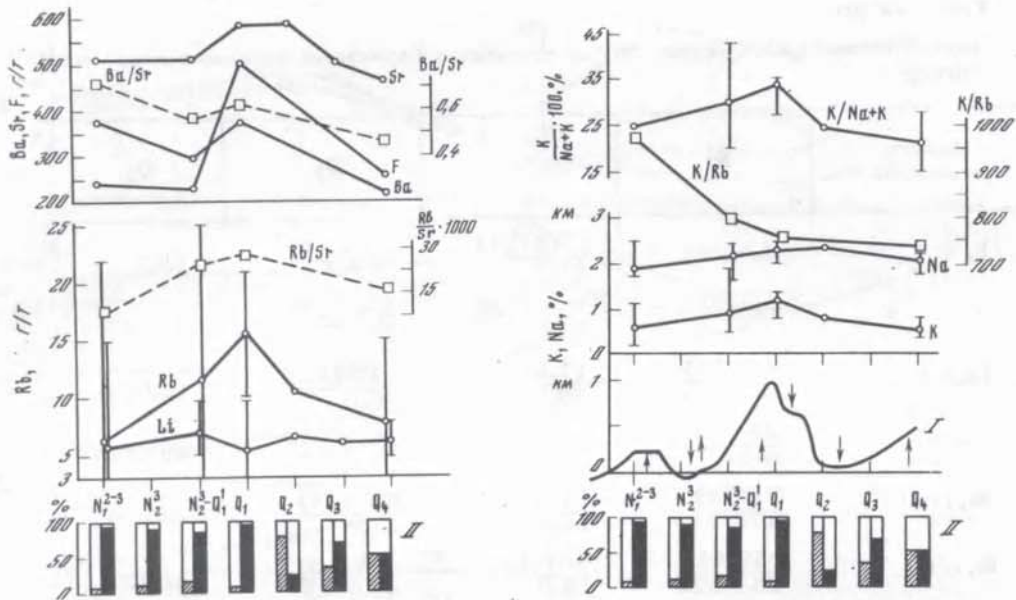


Рис. 44. Распределение редких элементов в базальтах различного возраста Паужетской структуры

I - кривая тектонических движений Паужетской депрессии; II - соотношение объемов основных и кислых пород Паужетского района, сплошное поле - основные породы, штрихи - кислые

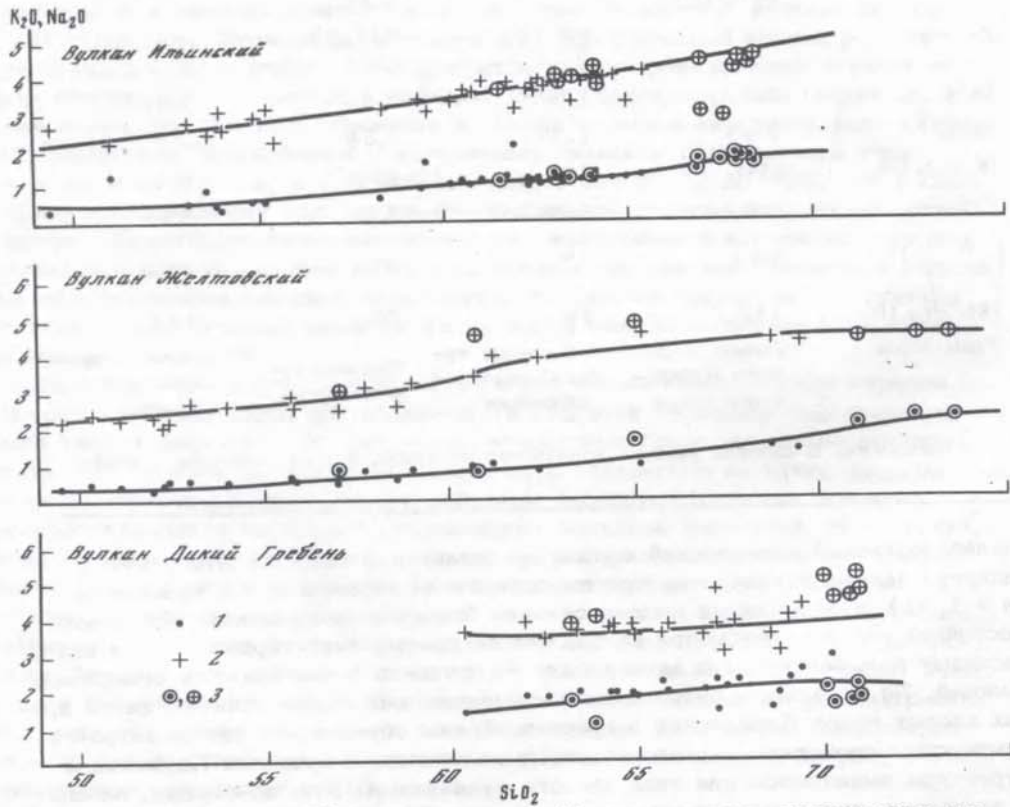


Рис. 45. Диаграмма SiO_2 - щелочи для эффузивов и пемз голоценовых вулканов Паужетского района

1 - K_2O ; 2 - Na_2O ; 3 - пемзы

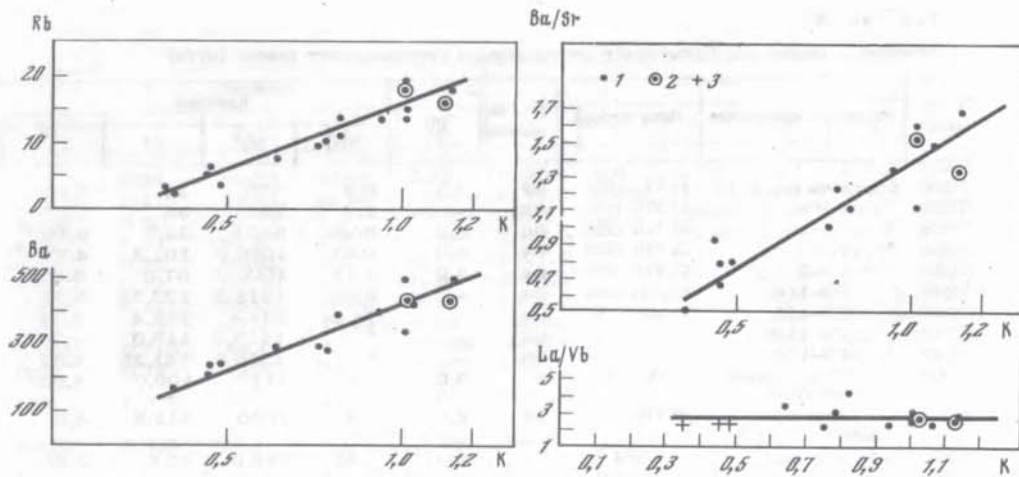


Рис. 46. Распределение Rb, Ba, Ba/Sr, La/Yb в зависимости от K в породах вулкана Ильинский

1 - значение Rb, Ba, Ba/Sr, La/Yb для эффузивов; 2 - то же для пемз;
3 - значения не точны, < 3

К другому типу следует отнести спекшиеся туфы и игнимбриты Гольгинских гор, центры излияния которых - самостоятельные трещины, расположенные на разнородном фундаменте. Их химизм выпадает из общего ряда разновозрастных пород Паужетской структуры. Наличие двух типов кислого вулканизма на Камчатке и других островных дугах было отмечено Э.Н. Эрлихом (Эрлих, 1973) и хорошо согласуется с наблюдаемой в районе Паужетской структуры картиной. Очевидно, что оба типа кислого вулканизма имеют различный генезис.

В заключение еще раз отметим, что закономерное изменение во времени петро-геохимических свойств эффузивов обусловлено двумя причинами. Во-первых, наблюдающейся в Южно-Камчатской вулканической зоне поперечной зональностью в связи с тем, что нижнечетвертичные вулканические центры сосредоточены преимущественно на западе структуры, а голоценовые - на востоке. В качестве другой причины следует рассматривать вероятную связь повышенной щелочности пород в нижнечетвертичное время с происходящим в этот же период заложением Паужетской депрессии.

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ ПАУЖЕТСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Первые исследования химического состава термальных вод Паужетского геотермального месторождения были осуществлены К.П. Флоренским и В.В. Аверьевым в 1957-1959 гг., затем продолжены С.И. Набоко, Б.И. Пийлом, В.В. Ивановым в 1959-1961 гг.; результаты их были обобщены в работе "Паужетские горячие воды на Камчатке" (1965). В дальнейшем Паужетские термальные воды изучались Г.И. Арсановой (1974), А.И. Сережниковым, И.А. Клименко (1975). С 1970 по 1976 г. проводились обширные геохимические исследования гидротермальных процессов Институтом геохимии СО АН СССР, результаты которых приводятся ниже.

Химический состав паужетских пластово-трещинных вод (табл. 21) характеризуется значительной дисперсией содержаний большинства компонентов. В таблице 22 помещены результаты расчетов средних содержаний основных компонентов пластово-трещинных гидротерм. Наибольшими отклонениями от средних содержаний характеризуются NH_4^+ , Mg^{+2} и SO_4^{-2} , распределения которых близки

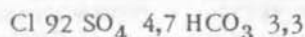
Таблица 21

Химический состав вод Паужетского месторождения геотермального района (мг/л)

№ пробы	Место отбора пробы	Дата отбора	Т°С на изливе	pH	Катионы			
					NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Li ⁺
7000	Слив воды скв. К-15	24.VI 1976	92	7,5	0,9	770	34	3,04
7059	То же РЭ-3	17.VIII 1976	96	-	1,7	780	36	3,28
7068	" К-16	20.VIII 1976	96	8,0	Н/обн.	592,5	32,6	2,50
6054	" К-20	28.VIII 1974	94	8,0	0,93	1050,0	101,5	4,75
7058	" РЭ-2	17.VIII 1976	94	8,0	1,15	1000,0	97,0	3,80
7046	" РЭ-106	Апрель 1976	94	-	Н/опр.	1218,3	125,75	3,82
7040	" РЭ-112	То же	94	-	То же	994,4	116,4	3,94
7043	" РЭ-113	"	96	-	"	1115,0	118,0	4,54
7047	" РЭ-103	"	96	-	"	1316,6	141,25	4,55
7108	" ГК-2, конденсат ПВС	10.IX 1976	90	8,0	3,3	1110	106,0	4,60
6062	" воды скв. РЭ-107	30.VIII 1974	95	8,0	6,2	1050	112,5	4,9
6050	Источник близ скв. К-5	1974	80	8,04	0,35	615,0	42,5	2,95
6999	Источник Гейзер-2	25.VII 1976	97	7,5	0,75	575,0	38,6	2,44
7049	Источник на берегу р. Правой Паужетки	14.VII 1976	99,8	7,5	Н/обн.	760,0	92,0	2,32
7038	Источник Южный	12.VIII 1976	100	6,0	5,6	145,0	15,0	0,01
7050	Источник на берегу р. Правой Паужетки	14.VIII 1976	100	7,5	Н/опр.	240,0	28,0	Н/обн.
7080	р. Паужетка	29.VIII 1976	-	7,5	0,024	4,0	0,95	0,0021
7079	Снежник в верховьях руч. Быстрого	26.VIII 1976	-	7,5	Н/опр.	1,14	0,25	Н/обн.
7025	Холодный источник верховьев руч. Светлого	11.VIII 1976	-	7,5-8	0,25	4,0	0,20	То же
7021	Холодный источник в среднем течении руч. Светлого	11.VIII 1976	-	7,5-8	0,1	6,40	0,14	"

Примечание. Аналитики: М.М. Болховстова, О.И. Пройдакова. - Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР, 1974-1976 гг.

к логнормальному. Данные таблицы позволяют рассчитать средний состав пластово-трещинных вод:



Эта формула состава характеризует "смешанный" тип глубинных гидротерм с эквивалентностью Na-Cl, равной 0,96. "Пределные" составы вод обнаружены в скважинах РЭ-103, РЭ-106, РЭ-113, К-20, вскрывающих термальные воды с температурой, превышающей 200°С (табл. 21). Их компонентный состав характеризуется максимальными содержаниями щелочей (K, Na, Li, Rb и Cs), хлора (свыше 2 г/л), кремнекислоты (свыше 500 мг/л) и пониженными количествами сульфат-иона. Отношения Na/K колеблются от 14,5 до 18, сумма щелочных металлов преобладает над щелочно-земельными: K+Na/Ca+Mg = 7-17, в то же время кальция чаще больше, чем калия (табл. 21, 22).

Таким образом, имеющиеся данные позволяют выделить основной хлоридно-щелочнометалльный тип вод литий-борной специализации (скв. РЭ-103).



Поступление гидротерм этого типа в субповерхностную зону сопровождается интенсивным отделением паро-газовой фазы, обогащенной углекислотой и се-

Катионы					Анионы					H ₄ SiO ₄
Rb ⁺	С _N ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	S ₂ ⁺²	Cl ⁻	F ⁻	Br ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	
0,31	0,36	80,56	Н/обн.	1,22	1190,3	0,8	1,52	35,0	271,6	328,5
0,36	0,475	74,67	То же	1,20	1177,8	Н/обн.	1,29	48,8	253,4	342,2
0,275	0,30	33,73	1,2	0,69	941,5	То же	Н/опр.	61,0	76,5	347,3
1,06	1,03	57,9	2,3	0,76	1833,5	"	То же	61,0	80,7	-
0,90	0,75	60,91	1,2	0,77	1627,0	"	"	67,1	86,7	342,2
1,02	0,72	59,70	0,6	0,80	2067,5	"	"	23,2	127,6	482,5
0,915	0,72	53,0	Н/обн.	0,30	1699,6	"	"	42,6	105,3	361,0
1,00	0,72	67,4	То же	0,88	1824,6	"	"	47,6	107,8	367,9
0,925	0,715	58,5	"	Не/опр.	2240	"	"	39,7	82,3	530,4
0,92	0,72	58,95	0,1	0,96	18,33	"	"	42,7	83,9	360,9
1,08	1,075	54,0	2,3	0,62	1673,6	"	"	61,0	531,7	Н/опр.
0,425	0,438	25,1	Н/обн.	Н/опр.	920,6	1,0	"	61,0	69,1	То же
0,33	0,34	19,65	То же	0,37	863,3	Н/обн.	"	54,9	58,4	328,5
Н/обн.	Н/обн.	49,12	"	0,56	1242,0	То же	"	24,4	79,8	348,7
0,027	0,004	70,74	"	0,125	239,8	"	"	18,3	99,8	198,5
0,24	0,015	19,65	2,4	0,11	404,5	"	"	18,3	20,6	396,9
0,0023	0,00013	6,75	Н/обн.	0,034	7,56	0,005	"	0,66	15,0	8,0
Н/обн.	Н/обн.	0,54	0,055	0,006	1,61	Н/опр.	"	0,835	1,37	1,88
То же	То же	9,82	1,20	0,070	4,20	Н/обн.	"	36,60	9,10	41,06
"	"	13,75	1,10	0,045	9,80	То же	"	42,70	4,10	44,49

роводородом. Наибольшие количества CO₂ и H₂S обнаружены в мощных паровых струях Камбального хребта, связанных с крупными дренирующими трещинами. На периферии зоны разгрузки хлоридно-натриевых вод "чистой" линии проявляются термальные источники с температурой 80-100°C, в составе вод которых значительную роль играет сульфат-ион и щелочноземельные металлы. Примером служит источник Южный (см. табл. 21). Хлоридно-щелочная основа этих вод указывает на связь с термами первого типа, а низкая минерализация и высокие температуры - на связь с горячими субповерхностными конденсатами глубинного пара.

Второй геохимический тип гидротерм представлен существенно сульфатными, сульфатно-хлоридными и сульфатно-гидрокарбонатными кальций-аммониевыми водами - конденсатами, приуроченными к уровню дегазации хлоридно-щелочных гидротерм первого типа в результате конденсации их паро-газовой фракции, обогащенной CO₂, H₂S и N₂ (табл. 23). Сумма Ca+Mg преобладает над щелочами. Постоянная доля хлор-иона 8-9 экв.-% указывает на глубинный источник питания конденсатов. Среди катионов наибольшую роль играет ион NH₄⁺, накапливающийся в конденсатах высокотемпературных паровых струй. Отделение больших количеств сероводорода вместе с водяным паром и последующее его окисление в зоне конденсации обуславливает высокую сульфатность конденсатов. По сравнению с хлоридно-щелочными гидротермами конденсаты обогащены тяжелыми металлами - цинком, свинцом, медью и золотом. Появление тяжелых металлов в естественных конденсатах связано главным образом с выщелачиванием из пород. Аналогична природа содержаний щелочноземельных элементов (Ca, Mg, Sr). Наименее минерализованные "чистые" конденса-

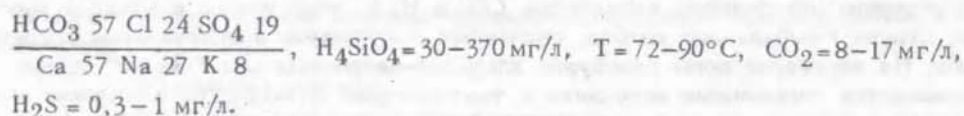
Таблица 22

Средние величины концентраций главных компонентов глубинных хлоридно-

Параметр распределения	NH_4^+	Na^+	K^+	Li^+
Нормальное распределение				
Среднее арифметическое	0,85	942,6	75,3	3,89
Среднеквадратичное отклонение	1,06	140	27,9	0,80
Дисперсия	1,13	19746	782	0,64
Асимметрия	3,7	0,14	0,18	0,14
Эксцесс	14,7	0,67	0,92	0,83
Коэффициент вариации	124	14,9	37,1	20,5
Логнормальное распределение				
Среднее геометрическое	0,59	931,8	69,9	3,80
Среднеквадратичное отклонение (lg)	0,35	0,07	0,17	0,09
Дисперсия (lg)	1,25	0,0046	0,03	0,009
Асимметрия	0,46	-0,78	-0,38	-0,56
Эксцесс	0,29	1,41	-0,99	-0,32
Количество измерений	38	52	52	31

ты, практически не содержащие щелочных металлов (менее 0,1 мг/л), Ca и Mg существенно гидрокарбонатно-аммонийного состава характерны для хорошо отсепарированной парогазовой фракции хлоридно-щелочных гидротерм первого типа (табл. 24).

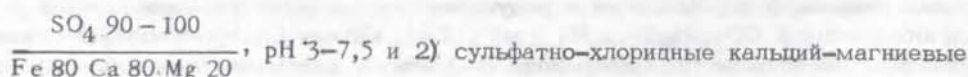
Третий геохимический тип гидротерм составляют низкотемпературные гидрокарбонатные щелочноземельные воды. Примерами таких гидротерм могут служить воды слабominерализованных источников Восточно-Паужетского термального поля, имеющие гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый состав



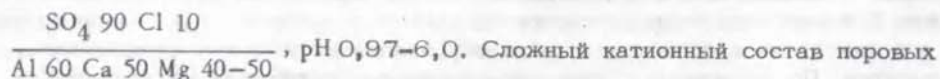
Содержания стронция колеблются от 0,1 до 0,6 мг/л, а лития, рубидия и цезия от 0,005 до 0,03 мг/л.

Четвертый геохимический тип объединяет поровые растворы субповерхностных термопроявлений. Эти воды пропитывают толщи пород от уровня парообразования и появления конденсатов (II тип вод) до поверхности Земли. В составе вод четвертого геохимического типа выделяются две обширные группы:

1) сульфатные железистые кальциево-магниевые растворы:



или алюминий-железо-кальциевые:



растворов определяется динамичной тепловой и геохимической обстановкой их образования (Пампура, Новиков, 1975). Существенную роль в их составе играют щелочноземельные металлы, железо, алюминий и марганец. Содержания сульфата изменяются от 500-600 мг/л до 15-100 г/л, что приближает поровые воды к рассолам. Количество хлор-иона возрастает до 1,5-3,8 г/л. Высокоминерализованные поровые растворы характерны для зон современного

натриевых гидротерм Паужетки (мг/л)

Rb ⁺	Cs ⁺	Sr ⁺²	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Cl ⁻	SO ₄ ⁻
0,648	0,673	0,878	57,4	4,9	1518	113
0,32	0,24	0,23	10,9	10,8	243	58,1
0,106	0,06	0,052	119	118	59253	3377
0,09	0,10	-0,31	-0,12	5,06	0,03	1,96
-1,63	-1,40	-0,18	1,42	26,9	0,76	2,86
50,3	36,4	25,9	19,0	221	16,0	51,2
0,558	0,627	0,844	56,2	2,2	1499	104
0,25	0,17	0,13	0,09	0,5	0,07	0,17
0,065	0,029	0,017	0,008	0,25	0,005	0,03
-0,44	-0,27	-1,46	-1,55	0,29	-0,59	1,16
-0,91	-1,32	3,17	5,94	0,33	0,69	1,11
31	31	22	52	52	52	52

сульфидообразования и содержат существенные количества цинка (до 340 мг/л), меди (2-33,5 мг/л), алюминия (75-170 мг/л), марганца (3-79 мг/г) и железа (до 580 мг/л).

Имеющиеся данные по составам термальных вод области разгрузки и глубоких скважин позволяют реконструировать равновесный компонентный состав гидротерм в глубинных пластово-трещинных условиях для повышенных температур и давлений. В этих условиях предпринято построение физико-химической модели многокомпонентной системы Na-Ca-Cl-S-C-Si-O тодом минимизации свободной энергии. Теория и методика метода моделирования этой системы подробно изложены в работе В.Д. Пампуры и др. (1975). Базовыми данными для моделирования равновесного компонентного состава хлоридно-натриевых гидротерм послужили оригинальные и литературные данные по химическому составу вод из 20 глубоких скважин Паужетского месторождения, а также расчетные величины концентраций CO₂ и H₂S в пластовых условиях, по данным автора и В.М. Сугрובה. Все равновесные соотношения исследовались при условии, что гидротермы существуют в трещинном и поровом пространстве, выполненном отложениями α-кварца, α-кristобалита, халцедона или опала, кальцита, арагонита, самородной серы и пирита. Все эти фазы типичны для месторождения Паужетского типа. Названные минералы преобладают в отложениях и трещинном выполнении гидротерм хлоридно-натриевого типа. Эти обстоятельства и буферная роль карбонатов для уровня растворимости углекислоты, а кварца - для кремнекислоты послужили условиями построения предлагаемой модели. Моделирование показало, что глубинные растворы отличаются по ряду существенных признаков от дегазированных хлоридно-натриевых вод в субповерхностных условиях (табл. 24).

1. Все воды обладают повышенной кислотностью. В процессе дегазации на уровне парообразования происходит повышение щелочности гидротерм до 7-8,5, по мере потери ими растворенной CO₂.

2. Резко изменяются количества щелочноземельных металлов и, в первую очередь, Ca и Mg в связи с бурным отложением карбонатов выше уровня дегазации, уменьшаются равновесные концентрации марганца, стронция, бария и железа, изоморфно входящих в состав карбонатного вещества. Отношение Na/Ca резко возрастает в дегазированных равновесных с кальцитом хлоридно-натриевых гидротермах.

Таблица 23

Химический состав конденсатов естественных паровых струй и скважин Паужетского геотермального

№ пробы	Место отбора пробы	Дата отбора	Т°С на выходе	рН	Катионы				
					NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Li ⁺	Rb ⁺
Конденсаты паровых струй Восточно-Паужетского и Верхнего термального полей									
7062.	Верхнее термальное поле	19.VIII 1976	100	5,5	38,5	0,02	0,02	Н/обн.	Н/обн.
7063	То же	19.VIII 1976	99	-	9,04	7,2	3,5	То же	0,005
7003	Восточно-Паужетское поле	1.VIII 1976	30,5	-	0,50	2,3	0,38	"	Н/обн.
6045	То же, конденсат пара скв. Г-8	23.VIII 1974	94	5,5	11,7	1,01	0,08	0,033	То же
7002	То же	28.VII 1976	95	-	11,6	0,01	0,02	Н/обн.	"
Конденсаты паровых струй термопроявлений Камбального хребта									
7012	I Северо-Камбальное, паровые струи	4.VIII 1976	98	-	Н/опр.	0,04	0,04	Н/обн.	Н/обн.
7081	То же	30.VIII 1976	95	5,6	-	0,07	0,05	То же	То же
7082	"	30.VIII 1976	92	-	134,0	7,5	1,5	"	"
7085	Выход пара у пика Скалистый	1.IX 1976	95	5,4	4,2	0,07	0,07	"	"
7083	Фумарола Ревушая	31.VIII 1976	100	5,5	15,3	0,92	0,28	"	"
Конденсаты пара глубоких скважин Паужетского месторождения									
	Скважина РЭ-1			5,6	10,5	Н/обн.	Н/обн.	Н/обн.	Н/обн.
	После сепаратора			5,6	8,3	То же	То же	То же	То же

Примечание. Аналитики: М.М. Белохвостова, О.Н. Пройлакова, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР 1974-1976 гг.

3. По температурным ступеням в соответствии с растворимостью изменяются количества H₂S и CO₂. При температурах 150-180°С происходит отложение кварца и концентрация равновесного мономера H₄SiO₄ резко изменяется, составляя при 100° 60-70 мг/л.

4. Дифференциация компонентного состава гидротерм подчиняется прежде всего температурному градиенту и развита в водоносной толще коллектора еще до уровня парообразования и дегазации (см. табл. 24).

Данные о химическом составе газовой фазы гидротермальных растворов различных геохимических типов получены нами в 1974 г. (табл. 25). Как следует из полученных данных, по мере удаления от зоны разгрузки хлоридно-натриевых гидротерм и перехода от глубинных условий к субповерхностным соотношение углекислоты и азота существенно меняется. Растворенные газы в недрах гидротермальной системы, судя по составу конденсатов глубоких скважин, на 82-95% состоят из углекислоты. Примесь аргона составляет 0,2-0,6%, а отношение N₂/Ar колеблется от 32 до 40, что указывает на появление избыточного аргона. Избыточный аргон по отношению к атмосферному возрастает в растворенной фракции газов термальных конденсатов Северо-Камбальных и Южно-Камбальных термопроявлений. В составе газов возрастает роль азота до 50 объемных % и более, а отношение N₂/Ar уменьшается до 15-20. Изменения в составе газовой фазы в пределах гидротермальной системы могут быть связаны с "фациальным" изменением состава коллектора гидротерм к востоку от зоны разгрузки, т.е. к осевой части Камбального хребта.

Таким образом, Паужетская гидротермальная система характеризуется преобладанием растворенной CO₂ над другими газами, что весьма характерно для всех энергетически мощных высокотемпературных гидротермальных систем мира, обладающих большой величиной удельного теплового потока (свыше 1000 мкал/см²·сек), - Ротокава, Каверау, Горячий Пляж, Вайракей, Вайотапу, Бродлендс и Узон.

За период с 1975 по 1977 г. в Институте геохимии СО АН СССР были измерены изотопные составы стронция 18 образцов термальных вод (табл.26).

района (мг/л)

	Катионы				Анионы				Паро-газовая фракция		
	Ca ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Sr ⁺²	Cl ⁻	F ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	H ₄ SiO ₄	CO ₂	H ₂ S
Конденсаты паровых струй Восточно-Паужетского и Верхнего термального полей											
Н/обн.	19,6	Н/обн.	0,006	Н/обн.	Н/обн.	73,2	74,1	13,69	90	17,6	
То же	19,65	3,5	0,48	12,8	То же	18,3	124	85,6	39,6	-	
"	3,83	2,3	0,015	3,5	"	Н/обн.	74,1	68,4	110	11,6	
Н/обн.	Н/обн.	Н/обн.	0,09	3,1	"	76,3	4,9	8,56	46,4	-	
То же	1,96	То же	0,025	Н/обн.	"	24,4	32,1	6,84	-	-	
Конденсаты паровых струй термопроявлений Камбального хребта											
Н/обн.	1,96	Н/обн.	Н/обн.	Н/обн.	Н/обн.	18,3	20,6	17,11	255	15	
То же	1,96	То же	0,035	То же	То же	Н/обн.	6,50	11,98	920	44	
"	17,68	28,7	0,10	141,0	0,2	То же	100,3	208,8	132	0,34	
"	1,96	Н/обн.	0,004	Н/обн.	Н/обн.	"	16,5	12,0	550	37,4	
"	3,93	1,1	0,035	20,8	То же	12,2	6,5	20,53	550	44	
Конденсаты пара глубоких скважин Паужетского месторождения											
Н/обн.	Н/обн.	Н/обн.	Н/обн.	2,0	Н/обн.	33	Н/опр.	Н/опр.	-	82	
То же	То же	То же	То же	1,0	То же	33,6	То же	То же	-	950	

Измерение изотопного состава стронция выполнено на модернизированном масс-спектрометре МИ-1305 двухлучевым компенсационным методом. Вопросы методики измерений и расчетов подробно изложены ранее (Пампура, Плюснин, Сандимирова, 1977). Анализ проб и фракций из ионообменных колонок проводили методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии на приборе Perkin - Elmer -303, а отдельные пробы с небольшим количеством воды анализировали методом изотопного разбавления. Изотопный состав стронция исследовался в каждом из четырех генетических типов вод.

Глубинные хлоридно-натриевые воды характеризуются большим разбросом величин отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,7033 (скважина РЭ-110) до 0,7056 (скважина РЭ-2). Изменение изотопных отношений явно не связано с вариациями содержаний макрокомпонентов в составе гидротерм. В то же время коррелируется с величиной отношения суммы редких щелочей (Li+Rb+Cs) к стронцию, изменяющейся от 35-44 до 20-28. Низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характеризуются воды хлоридно-сульфатного типа Голыгинской группы (0,7034) и сульфатно-хлоридные Озерновские гидротермы (0,7036). Голыгинские гидротермы отличаются, подобно морским водам, максимально высокими концентрациями стронция вообще (7-10,2 мг/л). Сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные кальциевые конденсаты, появляющиеся в виде термальных источников на субповерхностных термопроявлениях (Восточно-Паужетское, Северо-Камбальные паровые струи и др.) или выполняющие грязевые фумарольные воронки, характеризуются высокими величинами отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (от 0,7048 до 0,7067).

Гидротермы этого типа содержат относительно большие количества стронция до 0,3-1,36 мг/л, накапливающегося, благодаря интенсивному смыву солей с поверхности термальных площадок и упариванию вод мелких замкнутых водоемов.

В водах тающих снежников на западных склонах Камбального хребта в верховьях руч. Быстро обнаружено наиболее высокое значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для поверхностных вод, равное 0,7095. По химическому составу снеговая вода соответствует хлоридно-сульфатному натриевому типу (проба 1/4 10. Зак. 906

Таблица 24

Сопоставление равновесных компонентов составов гидротерм скв. 8

Температура воды	pH		H ₂ CO ₃	
	0	1	0	1
50	4,68	8,16	230	0,68
100	4,81	8,28	230	0,31
200	5,49	-	415	-

Примечание. 0 - закрытая система к CO₂ воздуха, 1 - то же, открытая.

Таблица 25

Химический состав свободных и растворенных газов Паужетского место

№ пробы	Место отбора пробы газа, температура и дата взятия пробы	Объемные %	
		CO ₂	H ₂

Конденсаты глубоких скважин

6055	Скважина РЭ-3, 28.VIII 1974	82,88	-
6057	То же К-15, 28.VIII 1974	95,00	-
6056	" РЭ-2, 28.VIII 1974	80,2	-
6054	" РЭ-1, 28.VIII 1974	98,0	-
6053	" К-20, 28.VIII 1974	82,5	-

Источники хлоридно-натриевых гидротерм в зоне разгрузки

6051	Свободный газ в источнике, T=40°C в 20 м от скв. К-5, 26.VIII 1974	29,96	0,01
------	--	-------	------

Конденсатные источники

6048	Восточно-Паужетское термоявление, T=70°C, 22.VIII 1974	76,96	-
6044	То же, T=70°C, 22.VIII 1974	77,12	-
6001	" T=79°C, 9.VIII 1974	69,10	-
6033	I группа Северо-Камбальных паровых струй, источник конденсата, T=50°C, 19.VIII 1974	70,5	-
6020	II группа Южно-Камбальных паровых струй, центральный участок, T=90°C, 18.VIII 1974	43,9	-

Примечание. Аналитик Н.М. Кругликова, Институт земной коры СО АН СССР, 1974 г.

в закрытых и открытых условиях по отношению к атмосферной CO₂ (мг/л)

CO ₃ ⁻		Ca ⁺²		CaCO ₃		Na/Ca	
0	1	0	1	0	1	0	1
0,79	67,1	52	13,2	-	96	31,0	133
0,79	34,0	52	4	-	120	31,2	400
1,78	-	52	-	-	-	30,8	-

рождения гидротерм

Объемные %				N ₂ /Ar	CO ₂ /CH ₄	Содержание газов, мл/л
N ₂	O ₂	CH ₄	Ar			

Конденсаты глубоких скважин

16,47	-	0,14	0,51	32,4	592	47,6
0,0	-	5,0	0,0	-	19	5,0
19,20	-	-	0,6	32,0	-	46,90
0,0	-	2,0	-	-	49	4,4
16,3	-	0,0	0,2	32,1	-	18,4

Источники хлоридно-натриевых гидротерм в зоне разгрузки

63,88	3,47	0,90	1,79	35,7	33,3	-
-------	------	------	------	------	------	---

Конденсатные источники

21,98	0,51	-	0,55	40,0	-	47,5
21,92	0,25	0,14	0,57	38,3	550	37,6
29,02	-	0,06	1,82	15,9	484	15,6
27,67	-	-	1,83	15,1	-	20,2

53,5	-	-	2,60	20,6	-	16,5
------	---	---	------	------	---	------

Таблица 26

Изотопный состав стронция в водах Паужетского геотермального района

№ пробы	Характеристика пробы воды, место отбора	Дата отбора пробы
К-15	Хлоридно-натриевая, скв. К-15	26.VIII 1974
6000/1-7	То же, скв. РЭ-7	9.VIII 1974
6000/1-5	" скв. РЭ-5	9.VIII 1974
6000/1-2	" скв. РЭ-2	9.VIII 1974
6053	" скв. К-20	28.VIII 1974
7048	" скв. РЭ-110	Апрель 1976
7043	" скв. РЭ-113	То же
7108	" скв. ГК-2	10.IX 1976
6050	" из источника близ скв. К-5	26.VIII 1974
6017	Гидрокарбонатно-сульфатный источник, руч. Лучший	16.VIII 1974
6058	Гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридно-кальциевая, Восточно-Паужетское поле	28.VIII 1974
7073	Озерновские сульфатно-хлоридные натриевые гидротермы	22.VIII 1976
7100	Гольгинские хлоридно-сульфатные натриевые гидротермы	23.VIII 1976
6043	Гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые, Восточно-Паужетское поле	22.VIII 1974
6044	Сульфатно-хлоридные кальциевые Восточно-Паужетского поля	22.VIII 1974
7065	Сульфатно-хлоридная кальциевая из грязевой воронки	19.VIII 1976
7080	р. Паужетка	29.VIII 1976
7079	Снежник из верховьев руч. Быстрого	26.VIII 1976
ОМ-1457	Охотское море, ст. 1457, нис Менделеев, рейс 17а	Октябрь 1976
Т-1454	Тихий океан, район о. Кунашир, ст. 1454, нис Менделеев, рейс 17а	Октябрь 1976
ОМ-1	Вода Охотского моря, район о. Алайд	Октябрь 1974

* Содержание стронция определено методом изотопного разбавления на масс-спектрометре МИ-1305; ** погрешности измерения вычисляли как среднеквадратичные (2σ); аналитик Г.П. Сандмирова, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР, 1976 г.

7079, см. табл. 26). Общий состав этих вод идентичен составу атмосферных осадков. Воздействие океана приводит к заражению снега и талых вод растворенным стронцием с "морским" изотопным отношением 0,7095-7093.

Речная вода Паужетки, отобранная выше границы Паужетского термального поля, имеет изотопное отношение, равное 0,7051 (см. табл. 26). Эта величина оказывается промежуточным значением между низкими отношениями термальных вод и невысокими - атмосферных осадков. Часть стронция с изотопным отношением около 0,704 поступает в речную воду за счет размыва поверхности гидротермально измененных пород многочисленных термопроявлений в бассейне р. Паужетки. Совокупность всех полученных величин отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ показана на графике (рис. 47), отражающем зависимость между изо-

Sr, мг/л	Rb, мг/л	$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{норм}}$
1,1226*	0,36	0,1195±0,0003	0,7035±0,0003**
1,1444*	0,847	0,1199±0,0003	0,704±0,0002
1,02	1,02	0,1194±0,0002	0,7047±0,0003
0,95	0,947	0,1198±0,0003	0,7056±0,0004
0,4808*	1,06	0,1197±0,0002	0,7054±0,0003
0,96	0,24	0,1194±0,0004	0,7033±0,0003
0,88	1,00	0,1199±0,0002	0,7036±0,0006
0,96	0,92	0,1194±0,0002	0,7036±0,0004
0,425	0,425	0,1196±0,0002	0,7048±0,0003
0,477*	0,010	0,1195±0,0003	0,7036±0,0003
0,4071*	0,015	0,1193±0,0003	0,7050±0,0004
1,36	0,001	0,1198±0,0006	0,7032±0,0006
10,21	0,175	0,1192±0,0003	0,7034±0,0003
1,3581*	0,0118	0,1195±0,0002	0,7048±0,0003
0,32	0,007	0,1193±0,0002	0,7067±0,0003
1,01	0,005	0,1199±0,002	0,7039±0,0005
0,034	0,0023	0,1195±0,0002	0,7051±0,0003
0,006	Н/обн.	0,1194±0,0002	0,7095±0,0008
10,0	Н/опр.	0,1201±0,0004	0,7091±0,0002
10,0	То же	0,1192±0,0004	0,7098±0,0002
8,0	"	0,1197±0,0002	0,7091±0,0002

топным отношением и валовой концентрацией стронция. Четко различаются две группы: низких (0,703–0,704) и высоких (0,7042–0,7095) изотопных отношений.

В группе высоких отношений заметна зависимость величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от концентрации стронция (см. рис. 47). Возрастание отношения коррелируется с уменьшением валовых содержаний стронция и объясняется смешением хлоридно-сульфатных натриевых гидротерм и холодных метеорных вод низкой минерализации (см. табл. 26), содержащих стронций с "морским" отношением изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7095$.

Существенное различие изотопных отношений в морской воде и хлоридно-натриевых гидротермах на всех уровнях их геохимической метаморфизации указывает на отсутствие участия морских вод в формировании химического со-

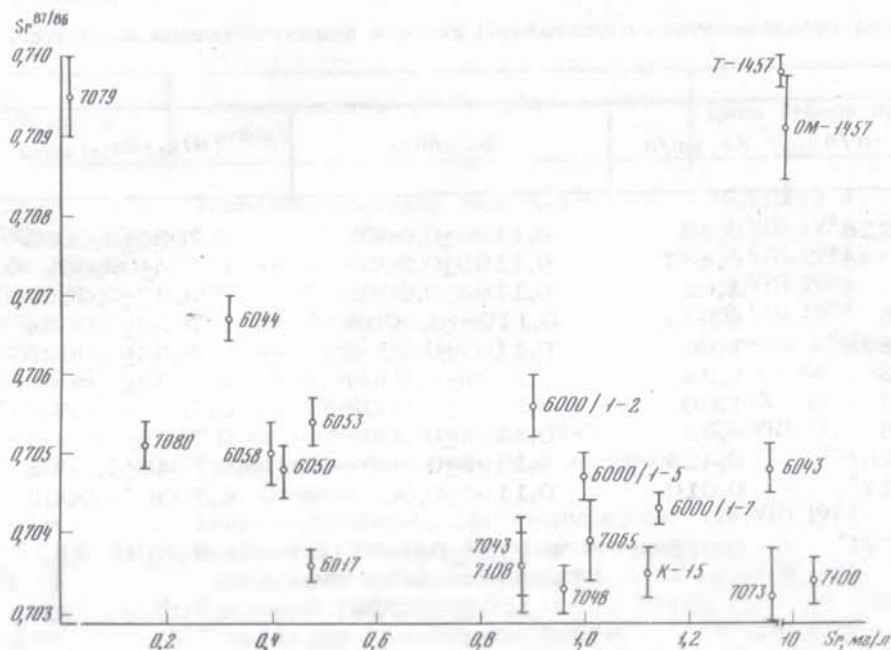


Рис. 47. Зависимость изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от концентраций Sr в термальных водах Паужетского геотермального района. Номера проб соответствуют скважинам и пунктам отбора, указанным в табл. 26

става глубинных гидротерм паужетского типа. Гольгинские гидротермы, имеющие "морской" уровень валовых содержаний стронция (8–10 мг/л), по своему геохимическому облику также далеки от морских вод.

В настоящее время трудно однозначно судить о природе низких "мантийных" изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в хлоридно-натриевых гидротермах на уровне пластового коллектора. Не исключена возможность унаследования гидротермальными растворами изотопных отношений (0,7030–0,7035) в процессе активного выщелачивания стронция из вмещающих пород – псефитовых туфов и спекшихся туфов щавитового состава в низах паужетской свиты ($\text{N}_2^3 - \text{Q}_2^2$).

Данные анализов свидетельствуют, что неизмененные гидротермальными процессами игнимбриты и спекшиеся туфы, а также выщележащие псефитовые туфы в отложениях Паужетской вулкано-тектонической депрессии имеют достаточно низкие изотопные отношения стронция от 0,7035 до 0,7042. В то же время эти же породы, подвергшиеся гидротермальным изменениям (альбитизации и цеолитизации) теряют до 25–40% подвижного стронция и приобретают более высокие изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0,7046.

В последнее время нами получены новые данные относительно зональности вод первого геохимического типа в пределах всей гидротермальной системы. В направлении к ЮОВ от очага естественной разгрузки (долины р. Паужетки) на расстоянии 3,5 км состав гидротерм существенно изменяется (рис. 48). Возрастает минерализация до 4 г/л и соответственно содержания большинства компонентов: хлора (от 920 до 1800–2000 мг/л), калия (от 30–90 до 140 мг/л), натрия (от 615 до 1270 мг/л) и кремнекислоты (от 150–300 до 500 мг/л). Увеличиваются содержания лития, рубидия и цезия. Относительная щелочнометалльность вод – $\text{K}+\text{Na}/\text{Ca}+\text{Mg}$ возрастает в 1,5 раза. Гидротермы заметно обогащаются фтором (от 1 до 3,4 мг/л в скв. РЭ-2). Это явление, не отмечавшееся ранее, обнаружено нами при опробовании глубоких скважин (РЭ-102, РЭ-107, РЭ-113, РЭ-106 и др.), вскрывающих водоносный горизонт в толще псефитовых туфов с пониженным геотермическим градиентом (см. рис. 48). Возможно, что важную роль в изменении состава

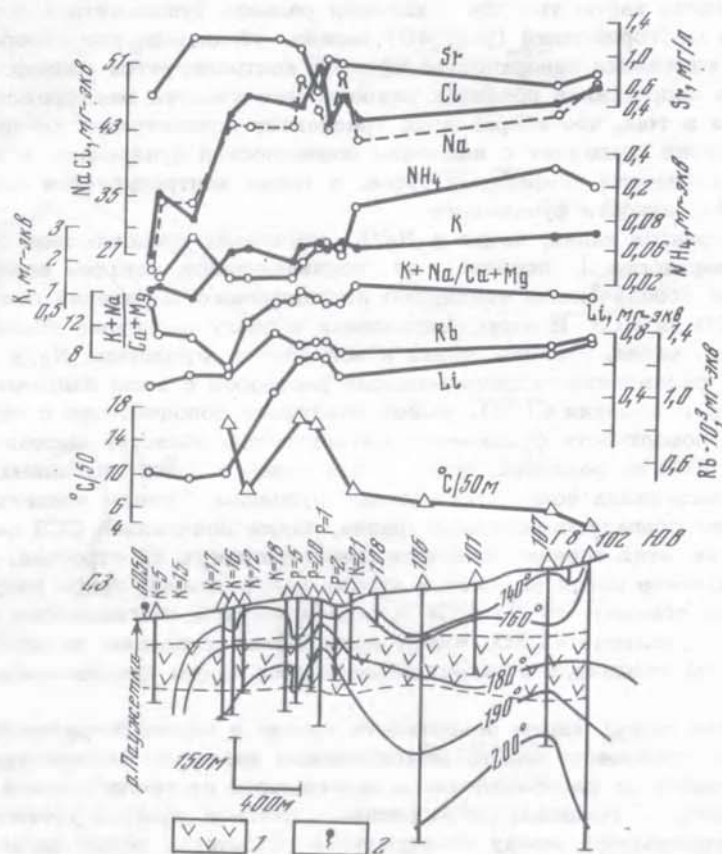


Рис. 48. Изменение химического состава Паужетских гидротерм в направлении с ЮВ на СЗ

1 - водоносная толща псефитовых туфов; 2 - источники области разгрузки

гидротерм здесь играют более термостатированные условия коллектора по сравнению с режимом в области разгрузки. Действительно, недра Паужетской гидротермальной системы характеризуются мощным неоднородным тепловым полем сложной конфигурации. При этом миграция гидротерм должна осуществляться в условиях изменения температурных градиентов. На рис. 48 заметно погружение изотерм 180–190 и 200°C с запада на восток. Подъем геозотерм в долине р. Паужетки связан с наличием здесь меридионального регионального разлома, осложненного серией оперяющих крутопадающих термовыводящих нарушений. В соответствии с этим величина среднего геотермического градиента в разрезе уменьшается в направлении с запада на восток от 30–35 (скв. 16, 18, 20) до 8–14°C/100 м (скв. РЭ-102, РЭ-107, РЭ-106).

На основе полученных данных по 23 скважинам нами предпринята попытка построения общей картины гидрогеохимической зональности и установления направления движения потока гидротерм. Для этого был использован метод тренд-анализа, широко применяющегося для решения различных геолого-геохимических задач (Шиманский, Плотников, 1976). Тренд-анализ заключается в подборе (на ЭВМ) некоторой параболической поверхности, значения которой максимально приближены к наблюдаемым величинам концентрации и которая отражает основные закономерности всего поля на исследуемом участке. Порядок параболы или тренда подбирается ЭВМ автоматически.

В качестве характеристик геохимического поля нами были выбраны следующие элементы и их отношения: K, Na, Li, Rb, Cs, Ca, Sr, Na/K, K/Rb, Cl/SO₄.

Сопоставляя карты трендов с картами рельефа фундамента и водоносных горизонтов месторождения (рис. 49), можно убедиться, что генеральное направление изменения поверхностей трендов контролируется рельефом кровли фундамента депрессии в пределах разведанного участка месторождения. Это выражается в том, что направление градиентов концентраций компонентов вод и их отношений совпадает с наклоном поверхностей фундамента и кровли водоносного горизонта псефитовых туфов, а также контролируется отрицательным прогибом поверхности фундамента.

Карты трендов калия, лития и Na/K отношения представляют собой монотонные поверхности I порядка, не подчиняющиеся деталям поверхности фундамента, но обозначающие тенденцию направленного изменения состава гидротерм с ЮЮВ на ССЗ. В этом направлении к очагу разгрузки убывают содержания лития, калия, рубидия, цезия и возрастает отношение Na/K в связи с тенденцией охлаждения гидротермальных растворов в этом направлении. Тренд-поверхность отношения Cl/SO_4 имеет наилучшее соподчинение с геологической структурой поверхности фундамента вытянутостью областей высоких и низких значений в ССЗ направлении, подчеркивая наличие здесь глубинных зон проницаемости, выводящих воды, обогащенные рубидием. Тренды концентраций кальция и натрия совпадают по конфигурации, также подчиняясь ССЗ направлению. Особенностью этих трендов является симметричность их строения, закономерное расположение полей высоких и низких концентраций, грубо рисующих структуру потока, обедненного Na и Ca в осевой части и обогащенного на периферии. Тренд отношения Cl/SO_4 имеет примитивное строение, но положение длинной оси овала совпадает с генеральным направлением предполагаемого движения потока.

Используя теперь карты поверхности тренда и метод регрессионного анализа, можно произвести оценку максимальных значений температуры гидротерм и показать их распределение в зависимости от геологической структуры месторождения. С помощью регрессионного анализа удастся установить эмпирическую зависимость между температурой гидротерм, отношением Na/K и концентрацией Li (мг/л). Для паужетских термальных вод такая зависимость выражается уравнением регрессии вида:

$$T^{\circ}\text{C} = 122,23 + (\text{Na/K}) \cdot 0,106 + \text{C Li } 16,667.$$

Средние отклонения рассчитанных температур от измеренных составляют в большую сторону $+6,8^{\circ}$, а в меньшую $-9,1^{\circ}\text{C}$, что вполне допустимо для количественной оценки новых геотермальных районов с проявлением гидротерм паужетского типа. Полученное уравнение использовалось для расчетов температуры в следующих пределах значений переменных: отношения Na/K от 54 до 13 и концентраций лития от 1 до 6 мг/л. Эмпирическое уравнение пригодно для оценки температуры в интервале от $140-150$ до $220-230^{\circ}\text{C}$. Оценки температуры по "литиевому" термометру были выполнены по каждой скважине и вынесены на карту, где обобщены в виде поверхности тренда максимальных температур (рис. 50). Температуры представляют собой оценки максимальных значений для водоносной толщи псефитовых туфов. Заметно сохранение тенденции уменьшения температуры гидротерм от южной части месторождения к северной. Несомненно, что на распределение потока гидротерм в толще псефитовых туфов существенное влияние оказывают тектонические нарушения различных порядков и возраста. Отчасти это заметно на конфигурации поверхности трендов, имеющих овалы и полосы, вытянутые в ССЗ направлении.

Все разломы, контролирующие выходы термальных вод и паровых струй, можно подразделить на две группы. К первой относятся молодые близповерхностные разломы, связанные с голоценовым этапом формирования вулканов и экструзий Камбального хребта. Ко второй группе относятся крупные региональные долгоживущие разломы, контролирующие вулcano-тектоническую структуру и уходящие корнями в кристаллический фундамент. Эти разломы осуществляют

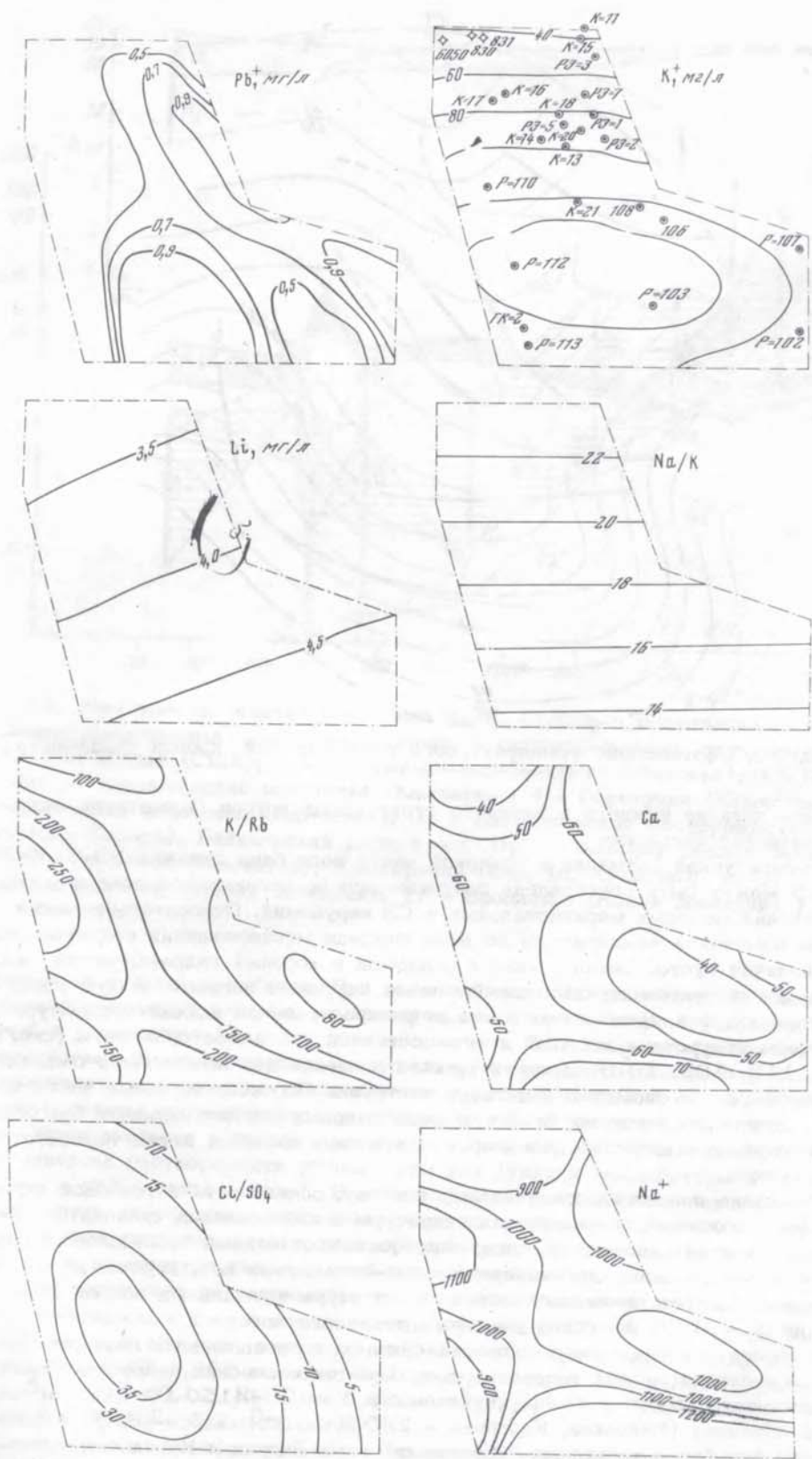


Рис. 49. Тренды концентраций компонентов термальных вод Паужетского месторождения

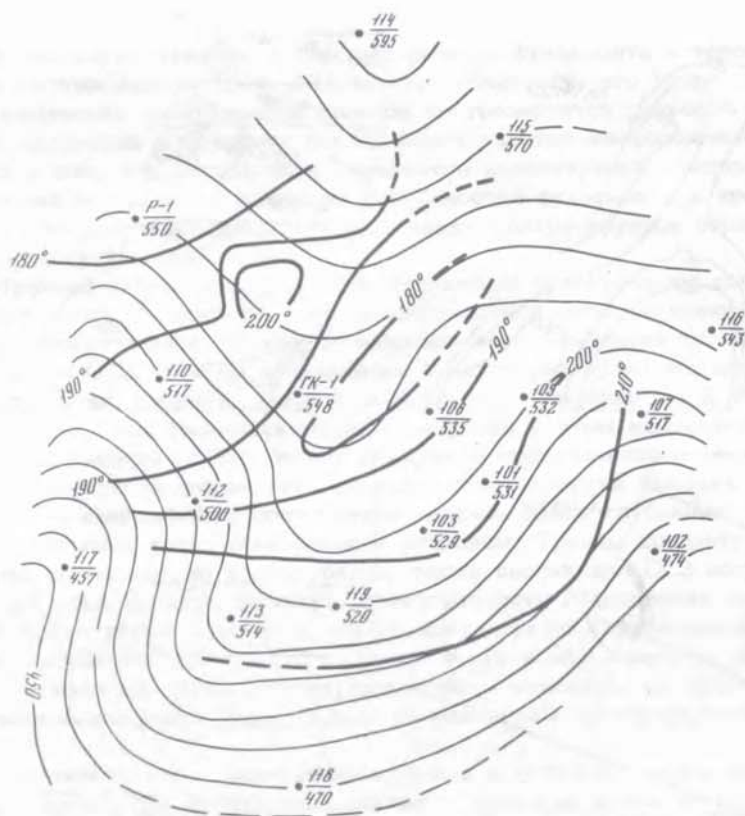


Рис. 50. Соотношение температурного поля и рельефа кровли фундамента

тепловое питание нижнего и верхнего структурных ярусов Паужетской вулканотектонической депрессии.

Температурная аномалия в северной части поля близ скважин РЭ-5, К-20 и К-13 может быть обусловлена подтоком вод по проницаемой зоне в месте пересечения молодых меридиональных и СЗ нарушений. Относительно равномерное изменение температуры по всей площади месторождения свидетельствует о наличии густой сетки молодых разломов и хорошей гидравлической связи между всеми тектоническими нарушениями, секущими водовмещающую толщу псефитовых туфов. Наибольшая площадь распространения высокотемпературных гидротерм приурочена к южной и юго-восточной части месторождения (скв. ГК-2, 113, 103, 102). В структурном отношении это может быть связано с наличием здесь дипарито-дацитовый экструзии Плоской, корневые части которой служат флюидопроводниками, а поля лавовых потоков создают благоприятные условия в качестве водоупоров и тепловых экранов, играя термостатирующую роль.

Обобщение данных по химическому составу, зональности и тепловой структуре месторождений современных гидротерм в кайнозойских складчатых областях указывает нам на то, что они составляют единый эволюционный ряд от хлоридно-натриевых до гидрокарбонатно-кальциевых вод. В этом же направлении наблюдается снижение базовой температуры термальных вод от 200-350 до 30-40°C величины удельного теплового потока.

Наиболее мощные тепловые потоки связаны с проявлениями главным образом хлоридно-натриевых гидротерм в вулканотектонических депрессиях неоген-четвертичного возраста Камчатки (кальдера Узон - $44150 \cdot 10^{-6}$ кал/см².сек), Новой Зеландии (Вайракей, Карапити - $280000 \cdot 10^{-6}$ кал/см².сек), Мексики, а также сульфатно-хлоридных "береговых" терм Японии и Курильских островов. Большинство геохимических характеристик термальных вод связано с

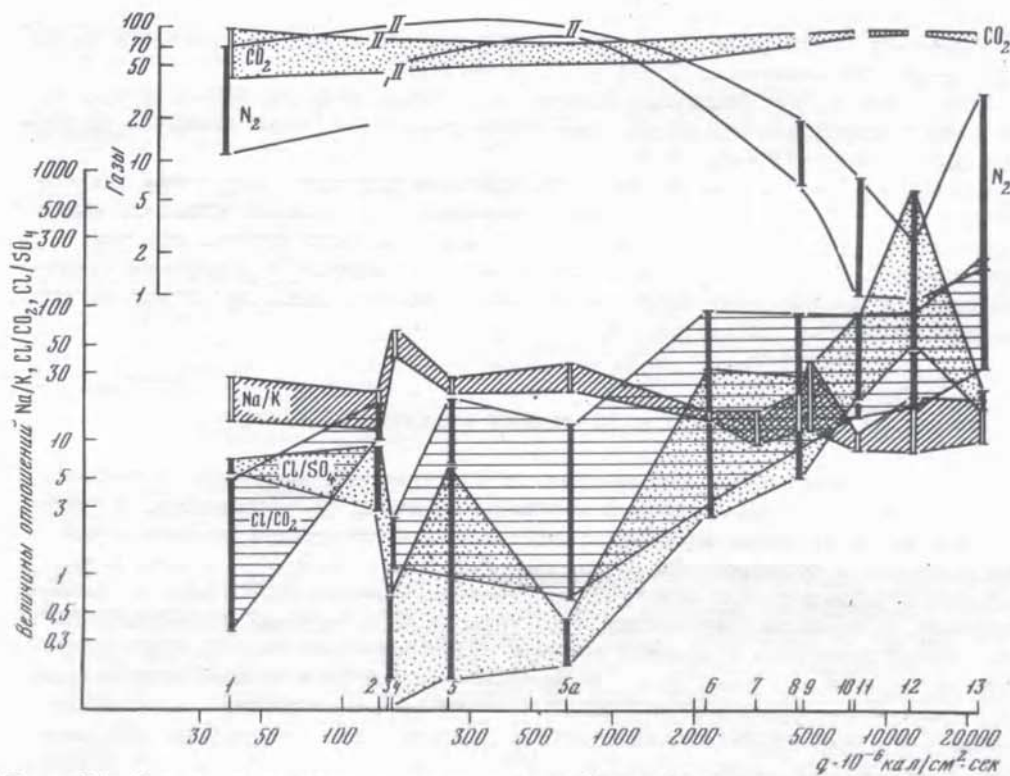


Рис. 51. Зависимость величин отношений Na/K , Cl/CO_2 и содержаний газов для хлоридно-натриевых гидротерм крупнейших гидротермальных систем мира
 1 - Лонг-Вэлли (США); 2 - Икстлан-де-лос-Эвросс (Мексика); 3 - Больше-Банные, Карымчинские источники (Камчатка); 4 - Паратунка (Камчатка); 5 - Киреунские источники (Камчатка); 5a - Питателевское месторождение (Восточная Сибирь), Байкальский рифт; 6 - ООО; 7 - Каверау (Новая Зеландия); 8 - Паужетка (Камчатка); 9 - Горячий Пляж (о. Кунашир); 10-11 - Вайракей, Вайотапу (Новая Зеландия); 12 - Бродлендс (Новая Зеландия); 13 - Узон (Камчатка)

величиной их теплового питания. При этом наблюдается существенное изменение масс и отношений главных компонентов гидротерм - хлора, сульфатов, щелочей и уголекислоты, как это показано на рис. 51. Хлор-сульфатное отношение возрастает прямо пропорционально величине удельного теплового потока. Хлор-карбонатное отношение увеличивается с ростом теплового потока и температур в полном соответствии с уменьшением общей растворимости уголекислоты. Общее давление в недрах современных гидротерм не достигает 200 бар - точки инверсии растворимости уголекислоты как функции температуры в системе "соль - уголекислота - вода". В этих условиях при снижении давления растворимость уголекислоты возрастает обратно пропорционально температуре. При остывании гидротермальных растворов в процессе движения их в неоднородном поле изменяется качественный состав карбонатных компонентов и существенно возрастает растворимость уголекислоты. Физико-химическое моделирование равновесных компонентных составов системы $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$, по данным Такеноучи и Кеннеди, показало, что, например, при давлении 100 бар и концентрации NaCl 1,092 моля/кг H_2O растворимости CO_2 и H_2CO_3 равны: при 150°C CO_2 - 0,12, H_2CO_3 - 0,46 моль/кг, H_2O при 300°C CO_2 - 0,00007 и H_2CO_3 - 0,2 моль/кг H_2O .

Таким образом, температурный фактор закономерно определяет поведение уголекислоты, а следовательно, и величину хлор-карбонатного отношения для различных по тепловой мощности гидротермальных систем.

Тенденция уменьшения Na/K отношения связана с ростом количеств калия в растворах энергетически более мощных систем.

Количество редких щелочных элементов — лития, рубидия, цезия, а также стронция и кремнезема в термальных водах убывает по мере снижения их температуры и тепловой энергии недр.

Становится ясным, что прекращение действия теплового источника или его ослабление в силу различных причин стимулирует постепенное коренное химическое перерождение гидротермальных растворов во всем объеме системы. Этот процесс в условиях открытой системы по отношению к воздушной среде — тепловому и химическому буферу — протекает скачкообразно на уровне дегазации или вскипания гидротерм.

БАЛАНС ВЕЩЕСТВА И ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА СТРУКТУРЫ

В разделе приводится анализ объемов изверженного материала в пределах Паужетской структуры в целом и в отдельные этапы ее становления, а также краткая характеристика наиболее существенных особенностей вулканической деятельности и формирования структуры. Как уже отмечалось, с начала проявления вулканизма, т.е. примерно со среднего миоцена и до голоцена включительно, в пределах Паужетской структуры было извержено 950–1000 км³ вулканитов основного и кислого состава. Для сравнения укажем, что объем вулканитов всей Южно-Камчатской вулканической зоны в позднеплиоцен-четвертичное время оценивается в 2500 км³ на площади примерно в шесть раз большей. Из всей массы изверженного материала объем миоценовых вулканитов составляет примерно 300–350 км³ (с возможным учетом эрозионного среза), плиоценовых — 300 км³ и плейстоценовых — 350–400 км³ (табл. 27). Если принять во внимание неодинаковую продолжительность названных циклов вулканизма, можно сделать заключение о тенденции усиления интенсивности вулканической деятельности с течением времени, максимум которой отмечается во второй половине четвертичного периода. С другой стороны, выявляется интересная особенность выноса глубинного вещества в пределах отдельных циклов вулканизма — миоценового, плиоценового и четвертичного. Несмотря на резкие скачки интенсивности вулканических и тектонических процессов в отдельные геологические эпохи, масса изверженного материала в названных циклах остается в среднем постоянной, несмотря на различную их длительность. Относительное постоянство суммарных объемов изверженного материала отмечается, например, и для четвертичных вулканических зон Камчатки. В позднеплиоцен-четвертичное время в Срединно-Камчатской вулканической зоне было извержено 5150–5200 км³ основных и кислых вулканитов, Центрально-Камчатской — 5500 км³, Восточно-Камчатской — 5200–5300 км³ (Кожемяка, Огородов и др., 1975).

Доля кислых вулканитов во всей массе изверженного материала Паужетской структуры сравнительно небольшая. Общий объем продуктов извержений кислого состава оценивается в 130–180 км³, что составляет примерно 15% всей массы вулканитов. Таким образом, Паужетская структура построена вулканитами преимущественно основного состава, которые составляют в среднем 85% всего объема изверженного материала*.

Совершенно естественно, что в такой длительно развивающейся структуре соотношение объемов основных и кислых пород менялось с течением времени. Масса кислых вулканитов, например, резко возросла во второй половине четвертичного периода (табл. 27). Но и в четвертичном цикле излияний, где фиксируются две крупные вспышки кислого вулканизма (в среднем плейстоцене и голоцене), основные породы по структуре в целом составляют 60–65% всего объема изверженного материала, кислые — 35–40%.

* Сведения приведены по двум группам вулканитов: 1) базальты, андезитобазальты, андезиты и 2) андезитодациты, дациты, риолиты.

Таблица 27

Геологический эффект неоген-четвертичного вулканизма Паужетской структуры

Индекс возраста	Площадь, км ²	Всего вулканитов, км ³	Из них, км ³		Основные, % всей массы	Кислые, % всей массы	Примечание
			Основные	Кислые			
Q ₄	440	90-100	45-50	45-50	~50	~50	Вспышка кислого вулканизма
Q ₃	70	55-60	40	~15	~65	~35	
Q ₂	350	~120-150	50	70-100	35-40	60-65	То же
Q ₁	500	~90-100	~90-100	~2	97-98	~2-3	
N ₂	700	~300	~300	~5*	97-98	~2-3*	*Цифры ориентировочные
N ₁	500	~300-350	~300-350	~5-10	97-98	~3-5*	То же
Всего	~2500	~950-1000	~820-890	~130-180	~85	~15	

Миоценовый комплекс вулканитов, представленный вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами, развит практически по всему обрамлению Паужетской депрессии, однако его морфоструктурная роль неодинакова на ее различных участках. В северной и восточной частях структура сложена почти исключительно миоценовыми вулканитами, которые подняты здесь наиболее высоко и представлены, по крайней мере, пятью блоками высотой 700-1200 м. В западной и южной частях мощность миоценовых пород резко сокращается и они перекрыты вулканогенными комплексами плиоцен-четвертичного возраста.

Можно полагать, что большая группа крупных миоценовых стратовулканов, объем которых колебался от 30-60 до 80-100 км³, располагалась в основном по периметру современной Паужетской депрессии, как бы намечая ее контуры в будущем. Из всей массы миоценовых вулканитов (300-350 км³) резко преобладают породы основного состава, на кислые приходится не более нескольких процентов.

После перерыва в вулканической деятельности, продолжавшегося с конца позднего миоцена и, вероятно, весь нижний плиоцен, начинается новый плиоценовый цикл вулканизма, который проявился почти исключительно в южной и западной частях структуры. Последнему следует отводить решающую роль как в формировании структуры в целом, так и крупной вулканотектонической депрессии.

В плиоцене несколько меняется характер вулканизма, он становится существенно эксплозивным. Было сформировано шесть-семь крупных стратовулканов высотой от 900-1000 до 1500-1700 м. Объем построек оценивается от 30-50 до 80-100 км³. Они располагались по обрамлению ныне сформированной депрессии, сливались своими подножиями и полностью изолировали наметившуюся Паужетскую котловину, в пределах которой в нижнем плейстоцене образовался замкнутый водный бассейн озерного типа. В нем параллельно с продолжающейся вулканической деятельностью по обрамлению котловины отлагались грубообломочные отложения, а затем туфо-песчаники и алевриты среднего и кислого состава.

Наиболее значительный по размерам вулканический массив возник в районе гор Орлиное Крыло, Ключевской, 1102 м. Объем этой постройки примерно 100 км³. Большой плиоценовый вулкан располагался в районе современного Кошелевского массива. Два слившихся своими подножиями вулканических аппарата сформировались в районе голоценового Камбального вулкана и отм. 1530,4, образовав южную часть Камбального хребта. Существенно лавовый

стратовулкан с отм. 1110 м замыкает структуру в ее юго-восточной части. Их суммарный объем оценивается в 300 км^3 (с учетом туфов и туфобрекчий Паужетской серии). Объем изверженного материала плиоценовых центров поразительно точно соответствует объему Паужетской депрессии. Как и в миоцене, резко преобладают породы основного состава, объем кислых продуктов извержений не более 5 км^3 или 2–3% всей массы. Вулканическая деятельность в пределах названных центров завершилась почти одновременно, в основном в конце позднего плиоцена, быть может, в начале раннего плейстоцена. Лишь в пределах Кошелевского центра она продолжалась с незначительными перерывами до позднего голоцена включительно.

В результате быстрого (в геологическом смысле) и почти одновременного прекращения интенсивной вулканической деятельности, выноса больших масс изверженного материала крупными плиоценовыми центрами вулканизма происходят обрушения вдоль тектонически активных разломов, которыми были частично захвачены и постройки вулканов. Мощные компенсационные движения отрицательного знака в самом конце позднего плиоцена и начале раннего плейстоцена обусловили формирование крупной вулкано-тектонической депрессии в ее современных границах. Субколыцевое расположение плиоценовых центров вулканизма предопределило и форму самой депрессии. Сам механизм формирования Паужетской депрессии не является необычным. Примерно по такой же схеме была сформирована система телескопированных линейных грабенов в районе Срединно-Камчатской вулканической зоны (Огородов, Кожемяка и др., 1972) и в ряде других районов мира (Макдональд, 1975).

В дальнейшем депрессия приобрела еще большую контрастность и выраженность при последующих блоковых подвижках в четвертичное время, практически осталась в прежних границах, но была усложнена продолжавшимися в ее пределах вулканическими и вулкано-тектоническими процессами.

Плотное, субколыцевое расположение крупных плиоценовых центров вулканизма, большой объем их изверженного материала на сравнительно небольшой площади, относительно одновременное прекращение вулканической деятельности, несомненно, сыграли значительную, если не решающую роль в формировании Паужетской депрессии. На данном этапе изучения трудно оценить количественно роль тектоники и вулканической аккумуляции в формировании Паужетской структуры, но уверенно можно утверждать, что вулканическая аккумуляция является ведущим процессом в формировании положительных форм структуры, а роль тектоники относительно невелика. Если считать маркирующим горизонтом кровлю морских плиоценовых отложений, то, например, в восточной части структуры амплитуда вертикальных поднятий за позднеплиоцен-четвертичное время может быть оценена в первые сотни метров.

После небольшого перерыва и ослабления тектонических напряжений умеренная по интенсивности вулканическая деятельность возобновляется в нижнем плейстоцене, однако при этом она смещается к западным границам структуры и становится существенно эффузивной. Интенсивность вулканических процессов существенно уменьшилась. Формируются небольшие щитообразные лавовые вулканы Дед-Баба, Третья Речка, щитообразная постройка Кошелевского вулкана и вулкана Явинский. Объем построек небольшой и не превышает $10\text{--}20 \text{ км}^3$. Расположены они рассредоточенно, их роль в морфогенезе невелика. Слабая по интенсивности вулканическая деятельность начинается и в пределах депрессии. Объем вулкаников данного этапа (вместе с туфами Паужетской серии в пределах депрессии) оценивается в $90\text{--}100 \text{ км}^3$.

Примерно в середине среднего плейстоцена усиливаются дифференцированные блоковые движения, начинается крупная вспышка кислого туфо-игнимбритового вулканизма (дациты, риолито-дациты, риолиты). Выше уже отмечалось, что общий объем туфо-игнимбритов в районе Паужетской структуры с учетом их размыва не превышал $80\text{--}100 \text{ км}^3$. Но важно еще и то обстоятельство, что они рассредоточены на огромной площади и тяготеют к многочисленным самостоятельным центрам извержений за пределами Паужетской депрессии. Мы пришли к выводу, что туфо-игнимбриды не оказали решающего воздей-

вия на формирование депрессии как крупнейшей отрицательной структуры, а лишь усложнили ее морфоструктурный план.

В верхнем плейстоцене интенсивность вулканизма резко уменьшается. Вулканическая деятельность продолжается в пределах Кошелевского вулканического центра. На растущем поднятии Камбального хребта формируются небольшие лавовые вулканы и экструзии кислого состава. Общий объем вулканитов — 55–60 км³, из них 15 км³ или 35% приходится на кислые продукты извержений. В это же время строение дна Паужетской депрессии (до этого времени простое и однообразное) усложняется в связи с формированием вулканотектонического поднятия Камбального хребта, амплитуда которого измеряется пределах 800–1000 м. Возникновение этого поднятия связывается нами с подъемом крупного вулканоплутонического тела кислого состава в верхние горизонты земной коры, которое обусловило резкую деформацию кровли осадочных туфов Паужетской серии. О наличии такого вулканоплутонического образования на сравнительно небольших глубинах свидетельствуют, по нашему мнению, многие десятки мелких экструзий в основном кислого состава, которыми буквально "пронизана" осадочная туфовая толща Паужетской депрессии. Многочисленные экструзивные образования обнаруживаются в глубоких врезях, лишь немногие из них выходят на поверхность. Осадочная туфовая толща сильно изменена гидротермальными процессами, которые продолжаются в ослабленном виде и в настоящее время.

По данным гравиметрических работ М.И. Зубина, объем вулканоплутонического тела по дефекту масс оценивается примерно в 1500 км³. О составе его судить трудно. Можно лишь отметить следующую тенденцию в излиянии пород разного состава: по периферии депрессии формируются вулканические образования основного состава, а в центральной ее части — кислые. Дополнительным доводом в пользу существования на небольшой глубине большого вулканоплутонического образования служит, по нашему мнению, рождение рядом с поднятием Камбального хребта самой крупной на Камчатке голоценовой экструзии Дикий Гребень. Изложенные соображения позволяют говорить о резком подъеме магматического фронта ближе к поверхности в новейшее среднеплейстоцен-голоценовое время. Резкое увеличение интенсивности вулканизма в голоцене, крупная вспышка кислого вулканизма и усиление вулканотектонических процессов в пределах депрессии подтверждают это заключение.

В голоцене активная вулканическая деятельность продолжается на Кошелевском вулкане, формируются вулканы Камбальный и Ильинский. Наряду с основным вулканизмом отмечается сильная вспышка кислого вулканизма. В центральной части Паужетской депрессии образуется крупнейшая экструзия Дикий Гребень (ее объем равен 18 км³, а с учетом пемзовых полей — 24 км³). Общий объем вулканитов в голоцене оценивается в 90–100 км³, причем основные и кислые породы находятся в примерно равном соотношении (табл. 27). Из всей массы голоценовых кислых вулканитов примерно 50% приходится на экструзию Дикий Гребень, остальная часть представлена пемзовыми покровами, расположенными в районе оз. Курильского. Объем пемзопирокластических образований в пределах Паужетской структуры оценивается в 25 км³. Если же учитывать пемзовые поля за пределами структуры, но в непосредственной близости от нее, то их общий объем составит 30–32 км³.

Расположение больших масс кислых пемзовых покровов вблизи котловины оз. Курильского позволило И.В. Мелекесцеву, О.А. Брайцевой и Э.Н. Эрлиху сделать вывод о том, что кислая пирокластика была выброшена при формировании котловины оз. Курильского (Мелекесцев и др., 1974). Названные исследователи рассматривают котловину Курильского озера как яркий пример кальдеры типа Кракатау. Однако детальное изучение всех основных полей в этом районе не подтверждает этот вывод. Подробное рассмотрение всех аспектов формирования пемзовых образований приведено в отдельном разделе. Здесь мы отметим лишь то обстоятельство, что геологическая ситуация фор-

мирования пемзовых покровов оказалась чрезвычайно сложной и многообразной. Как и в случае с туфо-игнимбритами, центры извержений пемз оказались рассредоточенными, а типы выводных аппаратов — разнообразными. Достоверно выявлено 5–6 главных центров извержений, с которыми связано более 90% всей массы пемзового материала в пределах структуры. Эти данные позволяют сделать заключение, что котловина Курильского озера, дно которой находится на 150–200 м и ниже уровня моря, является вулканотектонической депрессией компенсационного типа. Ее возникновение могло быть связано с почти одновременным формированием вулканотектонического поднятия Камбального хребта, громадной экструзии Дикий Гребень и большого по размерам вулкана Ильинский. Суммарный объем их изверженного материала составляет около 60 км³, что в несколько раз больше объема котловины Курильского озера. В более широком геологическом аспекте происхождение котловины Курильского озера отражает продолжающееся развитие Паужетской вулканотектонической депрессии, а с другой стороны, обусловлено усилением энергии вулканотектонических процессов в новейшее верхнеплейстоцен-голоценовое время, т.е. котловина Курильского озера имеет унаследованно-наложенный характер. Нарастающие сложность и интенсивность вулканических и вулканотектонических процессов в голоцене, обусловивших наиболее резкое усложнение дна Паужетской депрессии, наряду с мощной современной гидротермальной деятельностью и повышенной сейсмической активностью дна депрессии, несомненно, свидетельствуют в пользу продолжающегося развития Паужетской вулканотектонической структуры, что подтверждается также периодически наблюдаемыми роями землетрясений на глубинах порядка 30 км (Горельчик, 1974), а также наиболее низкими скоростями сейсмических волн в этом районе (Федотов, 1972).

Подводя итоги вышесказанному, мы констатируем чрезвычайно высокую сложность геологического строения и истории вулканизма Паужетской структуры — одного из крупнейших долгоживущих вулканических центров Камчатки. Такого типа структура является единственной в пределах Южно-Камчатской вулканической зоны. Для нее характерны повышенная интенсивность вулканических, вулканотектонических и региональных тектонических процессов в течение всей ее истории развития. Паужетская структура представляет собой необычный пример максимально сложного долгоживущего центра, активное развитие которого продолжалось в течение, по крайней мере, 1,5 млн. лет и продолжается и в настоящее время. На большую продолжительность эндогенной активности в пределах куполовидных длительно развивающихся структур указывает Ю.П. Масуренков с соавторами на примере других вулканических районов Камчатки. По их мнению, длительность вулканической активности в долгоживущих вулканических центрах может достигать 20–30 млн. лет (Масуренков и др., 1968; Масуренков, Комкова, 1977).

Паужетская вулканотектоническая структура располагается на месте сочленения Курильской островной дуги нормального типа и усложненных вулканических дуг типа Камчатки. Этим обстоятельством, видимо, в решающей степени объясняются сложность ее геологической истории, повышенная подвижность и проницаемость земной коры, весьма длительное проявление интенсивной вулканической деятельности, высокая плотность расположения крупных центров вулканизма — главных источников выноса глубинного вещества и энергии. Происхождение Паужетской депрессии нельзя объяснить кальдерообразующими процессами, обычными для отдельных крупных дифференцированных стратовулканов. Она представляет собой яркий пример сложного взаимодействия длительного и нарастающего по интенсивности вулканического, вулканотектонического и регионального тектонического процессов, при этом решающая роль в выносе глубинного вещества и энергии принадлежит магматическим массам основного состава. Ведущим процессом как в формировании крупного аккумулятивно-тектонического свода, так и депрессии в его пределах является огромный по интенсивности и плотности и весьма длительный эндогенный поток вещества и энергии.

Паужетская вулcano-тектоническая структура отражает всю сложность процессов вулканизма данной вулканической области и является поверхностным выражением аномально высоких по энергии процессов, происходящих в верхней мантии, которые поддерживают длительный и постоянный восходящий поток вещества и энергии в условиях повышенной проницаемости земной коры.

РОЛЬ ДОЛГОЖИВУЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ В ВЫНОСЕ ГЛУБИННОГО ВЕЩЕСТВА И ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Важной особенностью вулcano-тектонической системы Южной Камчатки является наличие крупных долгоживущих вулканических центров относительно простого строения и сложных по генезису кольцевых и субкольцевых вулcano-тектонических структур. Интерес к такого рода образованиям чрезвычайно высок, поскольку они как бы аккумулируют всю сложность процессов вулканизма и являются крупными коллекторами древней и современной гидротермальной деятельности. Детальное изучение этих крупных ячеек повышенной эндогенной активности начато недавно и, возможно, станет одним из наиболее интересных направлений при исследованиях в областях молодого вулканизма. В настоящее время многие вопросы, касающиеся глубинного строения долгоживущих вулканических центров, их типизации, генезиса, длительности формирования, эволюции вулканической деятельности и т.п. остаются нерешенными. Вероятно, нуждается в дальнейшей разработке и уточнении и сам термин "долгоживущие вулканические центры".

На Южной Камчатке сравнительно детально изучена лишь Паужетская вулcano-тектоническая структура, другие долгоживущие центры и структуры изучены в меньшей степени. И все же имеющийся материал позволяет сделать некоторые обобщения и выводы.

Под термином "долгоживущие вулканические центры" (ДВЦ) в вулканических дугах типа Камчатки мы понимаем крупные сложнопостроенные вулканические образования, а также кольцевые и субкольцевые вулcano-тектонические структуры (системы простых вулканоструктур) диаметром 25–60 км, в пределах которых отмечается аномально высокий по плотности и мощности вынос вещества и энергии с разных уровней земной коры и верхней мантии в течение длительного времени. Объем продуктов извержений в отдельных долгоживущих постройках обычно составляет 150–200 км³ и лишь в редких случаях увеличивается до 400–500 км³. В более сложных по строению кольцевых вулcano-тектонических структурах объем изверженного материала колеблется от 200–250 до 600–1000 км³. Вулканическая деятельность в пределах ДВЦ относительно простого строения (отдельные сложные вулканы) проявляется почти непрерывно или с небольшими перерывами в интервале от 400–500 тыс. лет до 2–3 млн. лет. В наиболее сложных по генезису и строению вулcano-тектонических структурах кольцевого типа продолжительность вулканизма увеличивается до 3–5 млн., а в отдельных случаях может достигать 12–15 млн. лет. Однако в последнем случае отмечается значительный разрыв во времени между проявлением наиболее раннего, миоценового цикла вулканизма и последующими плиоценовым и четвертичным циклами вулканизма. Вулканическая деятельность в обоих типах ДВЦ локализуется в пределах серии близко расположенных выводящих каналов и отличается большим разнообразием типов вулканизма.

В морфогенетическом отношении ДВЦ представлены (в порядке усложнения типов построек): 1) очень крупными щитовыми (щитообразными) вулканами относительно простого строения – тип вулкана Большая Ипелька*; 2) сложными вулканическими массивами линейно-гнездового или центрального типа, такими как вулканы Кошелевский и Мутновский; 3) сложными кальдерными

* Вулкан Большая Ипелька включен в группу ДВЦ в некоторой мере условно.

вулканами, как, например, вулкан Опала; 4) наиболее сложными по генезису кольцевыми и субкольцевыми вулcano-тектоническими структурами сводового типа — Паужетская, Гольгинская, Ходуткинская и, вероятно, Мутновская структуры (см. рис. 9).

Последний, наиболее сложный тип ДВЦ, нуждается в пояснении. Под термином "кольцевые вулcano-тектонические структуры" мы понимаем системы простых вулcanoструктур, объединенных сходством геодинамической обстановки, кольцевыми тектоническими нарушениями глубокого заложения, в пределах которых интенсивный вулканизм и магматизм проявляются почти непрерывно в течение двух-трех крупных циклов вулканизма общей продолжительностью от 3—5 до 12—15 млн. лет. В морфогенетическом отношении они представляют собой крупные аккумулятивно-тектонические своды размером от 30—40 до 50—60 км в поперечнике, для которых характерны: аномально высокие сложность и напряженность вулканических и вулcano-тектонических процессов, многократно повторяющаяся смена состава пород от основных к кислым, нередко телескопированный характер строения, кольцевое расположение отдельных крупных вулканических центров. При этом первый цикл вулканизма как бы способствует рождению следующей волны вулканических проявлений, которая наращивает структуру как в вертикальном (наложение построек различных циклов), так и в горизонтальном направлениях (смещение в пространстве вулканических образований разных циклов). Наиболее крупные кольцевые структуры (десятки и сотни километров в диаметре) формируются на участках наибольшей проницаемости земной коры и отражают сфокусированный в пространстве аномально высокий поток вещества и энергии с глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии. В пределах кольцевых вулcano-тектонических структур, наряду с длительным и контрастным вулканизмом, широко проявлена древняя и современная гидротермальная деятельность.

В соответствии с изложенным выше представлением в Южно-Камчатской вулканической зоне выделены десять долгоживущих вулканических центров (с севера на юг): вулканы и сложные вулканические массивы Большая Ипелька, Опала, Горелый, Мутновский, Асача-Желтая, Ксудач, Кошелевский, а также Гольгинская субкольцевая, Ходуткинская и Паужетская кольцевые вулcano-тектонические структуры (табл. 28). Общая площадь ДВЦ в пределах Южной Камчатки — 6700 км², а объем изверженного материала оценивается в 2400 км³, что составляет примерно 90% всего объема вулканитов позднеплиоцен-четвертичного возраста, столько же, сколько было извергнуто вулканитов за четвертичное время, примерно 60% всего объема продуктов извержений плиоценового и четвертичного циклов вулканизма вместе взятых (-4000 км³). На ДВЦ приходится примерно 65% площади всех позднеплиоцен-четвертичных вулканов, около 60% — четвертичных и более 40% всей площади плиоценовых и четвертичных образований вместе взятых.

Среди перечисленных типов ДВЦ Южной Камчатки особое место принадлежит Паужетской кольцевой вулcano-тектонической структуре, которая является самой крупной по площади и объему изверженного материала. На нее приходится более 20% площади и 25% всего объема изверженного материала ДВЦ Южной Камчатки. Если же учитывать и объем миоценовых вулканитов Паужетской структуры, тогда доля изверженного материала последней среди всех типов ДВЦ возрастает до 40%. Структура характеризуется максимальной длительностью процессов вулканизма и магматизма, и в морфоструктурном плане представляет собой наиболее зрелый долгоживущий центр, уникальный по сложности и напряженности вулканических и вулcano-тектонических процессов, в том числе и в новейшее, верхнеплейстоцен-голоценовое время.

Ниже мы кратко рассмотрим соотношение объемов изверженного материала ДВЦ и остальных многочисленных вулканических образований на примере Западной и Восточной вулканических подзон Южной Камчатки, где сосредоточены все долгоживущие центры вулканизма.

Западный ряд вулканов представлен 23 полигенными постройками позднеплиоценового, позднеплиоцен-раннеплейстоценового, раннеплейстоценового и средне-

Таблица 28

Долгоживущие вулканические центры Южной Камчатки (с севера на юг)

Название ДВЦ	Возраст	Диаметр построек, км	Тип постройки	Площадь, км ²	Объем, км ³	Длительность формирования, млн. лет
Большая Ипелька	Q ₁	32×40	Шитообразный существенно лавовый вулкан	1150	~350-400	~0,5
Опала	Q ₂ - Q ₄ ⁴	24×30	Сложный кальдерный стратовулкан	500	~250	~0,4
Горелый	Q ₂ - Q ₄ ⁴	25×27	Сложный кальдерный стратовулкан	~470	~150-180	~0,4
Мутновский	N ₂ ³ - Q ₄ ⁴	25×30	Сложный (составной) стратовулкан	~450	~200-220	~2-3
Асача-Желтая	Q ₁ - Q ₄	22×20	Сложный вулканический массив	~270	~120	~0,5
Ходуткинская кольцевая вулкано-тектоническая структура	N ₂ ³ - Q ₄ ⁴	27×37	Кольцевой аккумулятивно-тектонический свод (телескопированный)	~840	~250	~2-3
Ксудач	Q ₁ - Q ₄	25×30	Сложный кальдерный стратовулкан	~600	~210-220	~1,0
Копелевский	N ₂ ³ - Q ₄ ⁴	15×15	Сложный вулканический массив	~200	~110-120	~2-3
Гольгинская субкольцевая вулкано-тектоническая структура	N ₂ ³ - Q ₄ ⁴	20×30	Линейный аккумулятивно-тектонический свод	~600	~200	~2-3
Паужетская кольцевая вулкано-тектоническая структура	N ₂ ³ - Q ₄ ⁴	35×55	Кольцевой аккумулятивно-тектонический свод (телескопированный)	>1600	~600	~3

плейстоценового возраста. Площадь всех вулканических образований Западной подзоны 3800-4000 км², а объем изверженного материала примерно 1300-1350 км³. В этой подзоне выделяются четыре ДВЦ: Паужетская кольцевая вулкано-тектоническая структура (отдельные ее вулканы при анализе соотношений объемов отнесены к восточному ряду), Гольгинская субкольцевая структура, крупнейшие вулканы Опала и Большая Ипелька. Суммарный объем изверженного материала ДВЦ оценивается здесь в 1100-1150 км³, что составляет 80-85% всей массы изверженного материала в Западной подзоне, а площадь ДВЦ составляет примерно 70-80% всей площади вулканов подзоны. Весьма показательно, что здесь мы получили почти такое же соотношение объемов ДВЦ, что и по зоне в целом. Таким образом, в Западной вулканической подзоне подавляющая масса материала приходится на четыре крупных ДВЦ.

Восточная подзона представлена 22 вулканическими постройками позднеплистоценового, позднеплистоцен-раннеплейстоценового, раннеплейстоценового, среднеплейстоценового и голоценового возраста. Площадь полигенных вулканов Восточной подзоны около 3000 км², а объем их изверженного материала составляет 1200-1250 км³. Из всей массы вулканитов восточного ряда вулканов не менее 900-1000 км³ или 70-80% приходится на пять ДВЦ - вулканы и вулканические массивы Горелый, Мутновский, Асача-Желтая, Ходуткинская структура и Ксудач.

Приведенные подсчеты показывают примерно равное количество изверженного материала в Западной и Восточной вулканических подзонах, одинаковое количество крупных вулканов и ДВЦ в обеих подзонах. На этом примере как будто подтверждается подмеченная ранее закономерность вулканического процесса, выражающаяся в относительном постоянстве выноса изверженного материала как в отдельных вулканических зонах Камчатки, так и в пределах генетически однородных типов вулканов и долгоживущих вулканических центров.

Итак, в Южно-Камчатской вулканической зоне решающая роль в выносе глубинного вещества и энергии принадлежит немногочисленным долгоживущим вулканическим центрам, которые являются важнейшим звеном в системе усложненных вулканических дуг типа Камчатки.

Долгоживущие вулканические центры (за исключением экстремальных значений) характеризуются относительным постоянством в количестве изверженного материала. Это обстоятельство в сочетании с большой длительностью вулканизма в пределах ДВЦ позволяет сделать заключение о том, что их существование и развитие в целом по зоне обеспечиваются устойчивыми во времени и очень сильными импульсами энергии, которые генерируются в глубоких горизонтах земной коры и верхней мантии, а сами ДВЦ являются поверхностным выражением мощных конвекционных мантийных струй или вихрей вещества и энергии, которые медленно "всплывают" к дневной поверхности в местах заложения глубоких расколов или повышенной проницаемости земной коры. Последние в пределах Южной Камчатки, возможно, поддерживаются механизмом растяжения, который особенно активно проявляется на границе мегаблоков Берегового хребта и остальной части территории Южной Камчатки. Оба мегаблока воздымаются, но резко неравномерно — крайняя западная часть территории Южной Камчатки относительно стабильна, центральная часть испытывает устойчивое, но небольшое по амплитуде воздымание, восточная часть испытывает сравнительно быстрое поднятие с амплитудой в несколько сот метров за период с верхнего плиоцена и до наших дней.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Курило-Камчатский регион представляет собой типичное звено системы островных вулканических дуг и близких к ним молодых вулканотектонических систем переходного типа, главной особенностью которых является интенсивное проявление вулканизма в течение всей истории их формирования. Южная Камчатка составляет неотъемлемую часть Курило-Камчатского региона, ее геологическое строение, особенности вулканизма и новейшая структура предопределены местоположением ее на стыке геологических структур, формирующих Курильскую островную вулканическую дугу и собственно Камчатку. Вулканотектоническая система Южной Камчатки является значительно более зрелой по сравнению с островной дугой нормального типа, но по степени тектонической зрелости несколько отстает от более северных районов полуострова. В пределах Южной Камчатки наблюдается сближение основных структурно-формационных зон полуострова, что обусловило повышенную сложность ее геодинамических условий и процессов вулканизма. Структурный план ее характеризуется линейной вытянутостью основных структурных элементов, которые имеют северо-восточное (обшекамчатское) простирание, и в то же время современная структура Южной Камчатки характеризуется сложным, мозаичным строением. В своем развитии она прошла стадию осадконакопления в сравнительно глубоководных условиях островной дуги нормального типа и находится на самой начальной стадии раннего орогена.

На рассматриваемой территории отчетливо проявлены три крупных цикла вулканизма — миоценовый, плиоценовый и четвертичный, которые в целом пространственно смещены один относительно другого и характеризуются существенным различием как по типам и интенсивности вулканической деятельности, так и по геодинамическим условиям ее проявления. Миоценовый цикл вулканизма проявлялся значительную часть времени в подводных условиях и лишь в самом конце цикла на отдельных участках фиксируется наземная вулканическая деятельность. Плиоценовый вулканизм вначале развивался в условиях типичной островной дуги, а в конце цикла — полностью в субаэральных условиях. Он сформировал два протяженных эшелонированных ряда вулканов, развивавшихся почти одновременно с поднятиями линейно-сводового и кольцевого типа. Четвертичный цикл существенно отличается от плиоценового как по типам вулканизма, так и по характеру тектонических движений. Он проявляется полностью в наземных условиях и характеризуется возросшей напряженностью вулканических и тектонических процессов. Примерно с середины среднего плейстоцена территория Южной Камчатки, вероятно, вступает в принципиально новую фазу своего развития — раннеорогеновую, что выразилось в резко ускоренном воздымании системы блоков Берегового хребта, возрастании общей интенсивности вулканизма и в проявлении нескольких мощных вспышек кислого вулканизма.

Четвертичному этапу развития, несомненно, следует отводить особое место в становлении современной морфоструктуры Южной Камчатки. Зона четвертичного вулканизма в целом резко увеличивается в ширину (с юга на север) и четко подразделяется на три линейно вытянутых подзоны — Западную, Центральную и Восточную. Западная подзона характеризуется чрезвычайно односторонней вулканической деятельностью и развитием практически одного типа

построек – шитообразных существенно лавовых вулканов нижне-среднечетвертичного возраста. В Центральной подзоне проявился мощный ареальный вулканизм в новейшее верхнеплейстоцен-голоценовое время. В Восточной подзоне наблюдается почти непрерывное проявление вулканизма в течение всего четвертичного цикла и развитие всех типов построек.

В пределах зоны четвертичного вулканизма наблюдается отчетливая поперечная петро-геохимическая зональность, выражающаяся в закономерной смене типов пород (с востока на запад) от низкокалиевых через известково-щелочные к субщелочным, а также в возрастании содержания редких и малых элементов – Rb, Li, Ba, Sr, F, Be, La, Ce, Ti, P. Увеличение в том же направлении магнезиальности пород и содержания в них редких элементов группы железа (в первую очередь Ni, Co) свидетельствует о том, что образование более щелочных расплавов не связано с уменьшением степени частичного плавления субстрата. Средние и кислые породы (за исключением игнимбритов) в пределах отдельных подзон наследуют петро-геохимические особенности базальтов, что, наряду с данными по изотопному составу стронция, указывает, очевидно, на отсутствие в этом случае заражения магмы веществом сиалической коры.

По характеру вулканизма и составу продуктов Восточная подзона Южной Камчатки обнаруживает сходство с Восточно-Камчатской вулканической зоной, Западная подзона – со Срединно-Камчатской вулканической подзоной, а Центральная по характеру проявления ареального вулканизма как с Центрально-Камчатской, так и со Срединно-Камчатскими вулканическими зонами. Благодаря тому, что выделенные подзоны здесь сближены по сравнению с северной территорией Камчатки, все процессы изменения химизма пород с востока на запад проявлены более наглядно. Западная и Восточная подзоны Южной Камчатки продолжают на Курильских островах, Центральная же, по-видимому, обрывается на юге Камчатки. Несмотря на то, что зона четвертичного вулканизма имеет много общих черт с другими зонами полуострова, вероятно, не следует полностью отождествлять ее с последними. Зона четвертичного вулканизма Южной Камчатки характеризуется весьма значительной спецификой и не столько повторяет, сколько объединяет в себе особенности, присущие четвертичному вулканизму других зон Камчатки.

Четвертичные Западная и Восточная вулканические подзоны в значительной мере накладываются на западный и восточный ряды плиоценовых вулканов и на участках наиболее интенсивного проявления плиоцен-четвертичного вулканизма формируются сложные кольцевые вулcano-тектонические структуры или линейно-аккумулятивные поднятия, которые являются поверхностным выражением долгоживущих центров эндогенной активности.

Среди долгоживущих вулканических центров Южной Камчатки особое место принадлежит Паужетской кольцевой вулcano-тектонической структуре – одному из крупнейших долгоживущих вулканических центров Камчатки. По масштабам и длительности вулканической деятельности, сложности геодинамической обстановки и, наконец, высокой активности недавних и современных вулcano-тектонических и гидротермальных процессов структура является уникальной и, несомненно, расположена на участке наибольшей проницаемости земной коры. Формирование аккумулятивно-тектонического свода Паужетской структуры и крупной вулcano-тектонической депрессии в ее пределах – поверхностное выражение максимальной напряженности вулканических и вулcano-тектонических процессов на этом участке в течение всей истории ее развития. В пределах структуры наиболее полно проявлены три крупных цикла вулканизма – миоценовый, плиоценовый и четвертичный, при этом основная роль в формировании структуры принадлежит плиоценовому и четвертичному вулканизму. Важно подчеркнуть ведущую роль основного вулканизма на всех этапах ее становления. Сравнительно большие объемы кислых вулканитов не оказали решающего воздействия на ее становление, поскольку они проявились уже после формирования как свода, так и крупной депрессии компенсационного типа, и лишь усложнили ее морфоструктурный план. Степень тектонической динамично-

сти и интенсивность вулканизма имеют тенденцию к возрастанию с течением времени, их максимумы фиксируются в среднелейстоцен-голоценовое время.

В своем развитии структура уже миновала максимум своей активности и в настоящее время представляет собой достаточно зрелый долгоживущий центр, который уже в основном стабилизирован, несмотря на продолжающую активность в глубоких горизонтах земной коры и верхней мантии. Долгоживущие центры эндогенной активности возникают на участках заложения наиболее густой сети крупных тектонических нарушений глубокого заложения всех направлений и, прежде всего, на пересечении северо-западных и субширотных разломов в условиях прогрессирующего растяжения земной коры, облегчающего доступ к поверхности магматических расплавов. Структуры типа Паужетской являются своего рода клапанами, через которые происходит разгрузка избыточной энергии и магматических масс, накопившихся в верхней мантии.

Аномально высокая активность вулканических, тектонических и магматических процессов в долгоживущих вулканических центрах предопределяет длительную и мощную гидротермальную деятельность и высокую активность рудообразующих растворов, что определяет большую практическую значимость их изучения.

- Аверьев В.В., Белоусов В.И. Геологический очерк района. - В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, с. 8-22.
- Аверьев В.В., Святловский А.Е. Вулкано-тектонические структуры Южной Камчатки. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 6, с. 98-101.
- Апрелков С.Е. Игнимбриты Гольгинских гор (Южная Камчатка). - Тр. Лабор. вулканол., 1961, вып. 20, с. 92-96.
- Апрелков С.Е. Высокая поверхность выравнивания в Срединном хребте. - Вопросы географии Камчатки, вып. 4. Петропавловск-Камчатский, 1966, с. 132-133.
- Апрелков С.Е., Шеймович В.С. Древний вулкан Юго-Восточной Камчатки с современными гидротермальными проявлениями. - Бюл. вулканол. станции, 1964, № 36, с. 60-65.
- Арсанова Г.И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. Новосибирск: Наука, 1974. 111 с.
- Балеста С.Т., Утнасин В.К., Аносов Г.И. Строение земной коры под вулканами в различных геоструктурных зонах по геофизическим данным. - В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 76-81.
- Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугробов Н.Г. Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы. - В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 23-57.
- Бойд Ф.Р. Спекшиеся туфы и потоки риолитового плато в Йеллоустонском парке, Вайоминг. - В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963, с. 208-264.
- Брайцева О.А., Краевая Т.С., Шеймович В.С. О происхождении Курильского озера и пемз этого района. - В кн.: Вопросы географии Камчатки, вып. 3. Петропавловск-Камчатский, 1965, с. 49-57.
- Важеевская А.А. К вопросу об ареальном вулканизме Камчатки. - В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 66-68.
- Важеевская А.А. Базальты ареальных зон Камчатки: Автореф. дис. канд. наук, Владивосток, 1972. 28 с.
- Важеевская А.А., Огородов Н.В. Ареальный вулканизм Срединного хребта Камчатки. - Бюл. вулканол. станций, 1964, № 36, с. 73-83.
- Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Сличенкова М.В. Гидротермы Кошелевского вулканического массива. - В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 58-84.
- Власов Г.М., Кленов Е.П. История геологического развития Камчатки. - В кн.: Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1964, с. 491-507.
- Волынец О.Н., Шилин Н.Л. О петрохимических особенностях плиоценовой вулкано-плутонической формации хребта Кумроч (Восточная Камчатка). - В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965, с. 40-56.
- Волынец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М. Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение. - Бюл. вулканол. станций, 1976, № 52, с. 115-126.
- Геология СССР, т. XXXI, ч. 1. М.: Недра, 1977. 351 с.
- Гептнер А.Р., Егорова И.А., Лупкина Е.Г., Певзнер М.А., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. Положение границы Магуяма-Брюнес в вулканогенно-осадочных толщах Камчатки. - Бюл. комис. по изучен. четверт. периода, 1972, № 39, с. 3-11.
- Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 250 с.
- Гонсовская Г.А. Состояние вулкана Кошелева летом 1951 г. - Бюл. вулканол. станции, 1954, № 21, с. 14-18.
- Горельчик В.И. Сейсмичность Южной Камчатки. - В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. М.: Наука, с. 52-64.

- Горшков Г.С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли. - В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 5-16.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955-1963 гг.). М.: Наука, 1965. 165 с.
- Ермаков В.А., Важеевская А.А. Вулканы Острый и Плоский Толбачик. - Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 43-53.
- Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: 1971, с. 55-65.
- Кожемяка Н.Н. Морфогенетические типы четвертичных вулканических построек Срединного хребта Камчатки. - В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965, с. 122-135.
- Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В. Геологический эффект четвертичного вулканизма в Срединном хребте Камчатки. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 66-68.
- Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В. Некоторые особенности вулканизма и генезиса Паужетской вулкано-тектонической структуры (Южная Камчатка). - Бюл. вулканол. станций, 1977, № 53.
- Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Литасов Н.Е. Геологический эффект и некоторые особенности вулканизма Южной Камчатки. - Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 65-69.
- Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Мелекесцев И.В., Ермаков В.А. Некоторые особенности эволюции и геологический эффект четвертичного вулканизма Камчатки. - Бюл. вулканол. станций, 1975, № 52.
- Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С., Тулина Ю.В., Кракшина Р.М. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным ГСЗ. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 1, с. 20-41.
- Куно Х. Серии изверженных пород. - В кн.: Химия земной коры, т. 2. М.: Наука, 1964, с. 107-121.
- Леонова Л.Л. Геохимическая характеристика основных и кислых вулканитов Узонско-Гейзерной депрессии. - В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 50-60.
- Макдональд Г. Вулканы. - М.: Мир, 1975. 430 с.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. - М.: Наука, 1967. 255 с.
- Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1971, с. 8-9.
- Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 131 с.
- Масуренков Ю.П. Генерации плагиоклазов в вулканических породах. - Бюл. вулканол. станций, 1972, № 48, с. 51-55.
- Масуренков Ю.П. Минеральные ассоциации и вещество коры и мантии в орогенных вулканитах. - В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 199-222.
- Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М.: Наука, 1977.
- Масуренков Ю.П., Егоров О.Н., Алискеров А.А., Ермаков В.А., Колосков А.В. Соотношение вулканизма, плутонизма и гидротермальной деятельности в ходе развития купольных структур. - В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968, с. 110-111.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Кожемяка Н.Н. Вулканические горы и равнины. - В кн.: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974, с. 162-234.
- Меннер В.В., Никифоров К.В., Певзнер М.А., Алексеев М.Н., Гладенков Ю.Б., Турарий Г.З., Трубин В.М. Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 6, с. 3-17.
- Набоко С.И. Вулкан Кошелева, его состояние на лето 1953 г. - Бюл. вулканол. станций, 1954, № 23, с. 3-23.
- Набоко С.И. Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки. - В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Наука, 1963₁, с. 24-34.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Наука, 1963₂, 170 с.
- Нейштадт М.И. О методах изучения голоценовых отложений и применяемой терминологии. - В кн.: Петрогеография и хронология верхнего плейстоцена и

- голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.: Наука, 1965, с. 66-69.
- Новограбленов П.И. Каталог вулканов Камчатки. - Изв. Русск. Геогр. об-ва, т. XIV, вып. 1, 1932, с. 88-99.
- Огородов Н.В., Волюнец О.Н., Колосков А.В., Пополитов Э.М. Дикий Гребень. - Бюл. вулканол. станций, 1977, № 54.
- Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Ваджеевская А.А., Огородова А.С. Вулканы и четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки. М., Наука, 1972. 190 с.
- Павлов Ю.А., Юпов А.Ю. О мощности земной коры на Камчатке. - Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 1, с. 194-196.
- Пампура В.Д., Новиков В.М. Геохимия поровых растворов из зон рудообразования современных вулканических областей. - Геохимия, 1975, № 4, с. 614-623.
- Пампура В.Д., Плюснин Г.С., Сандмирова Г.П. Изотопный состав стронция современных гидротерм Камчатки. - Геохимия, 1977, № 7, с. 1087-1091.
- Паужетские горячие воды на Камчатке/ Под ред. Б.И. Пийпа. М.: Наука, 1965. 208 с.
- Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции/Под ред. Э.Н. Эрлиха. М.: Наука, 1966. 279 с.
- Пийп Б.И. Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки. - Бюл. вулканол. станций, 1947, № 3, с. 1-118.
- Пискунов Б.И. Вулканизм большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. Новосибирск: Наука, 1975. 185 с.
- Пополитов Э.М., Волюнец О.Н., Селиванова Г.И. Геохимические особенности четвертичных базальтов Камчатки. - В кн.: Ежегодник-1974, Сибирский ин-т геохимии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 92-97.
- Пополитов Э.М., Селиванова Г.И., Волюнец О.Н. Генетическое значение распределения редкоземельных элементов в четвертичных вулканических породах Камчатки. - В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974. 196 с.
- Ривош Л.А., Штейнберг Г.С. Геофизическое изучение камчатских вулканов. - Геология и геофизика, 1964, № 7, с. 13-33.
- Росс К.С., Смит Р.Д. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. - В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963, с. 371-478.
- Рудич К.Н., Волюнец О.Н., Ермаков В.А., Колосков А.В. Многообразие вулканических пород Камчатки и проблемы их генезиса. - В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 235-249.
- Святловский А.Е. Структурная вулканология. М.: Недра, 1971. 231 с.
- Сережников А.И., Клименко И.А. Типизация термальных вод Камчатки по химическому составу. - Тр. ВСЕГИНГЕО, 1975, вып. 89, с. 100-113.
- Сережников П.И., Литасов Н.Е., Огородов Н.В., Спеченкова М.В. Кошелевский вулканический массив. - Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 54-59.
- Симбирева И.Г., Федотов С.А., Феофилактов В.Д. Неоднородности поля напряжений Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным. - Геология и геофизика, 1976, № 1, с. 70-85.
- Синельникова В.Н., Друшиц Ю.П. Биостратиграфия кавранских и энеметенских отложений Западной Камчатки. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1971, № 5, с. 101-104.
- Смирнов Л.М. Тектоника Западной Камчатки. - Геотектоника, 1971, № 3, с. 104-117.
- Супруненко О.Н., Декин Г.П. Об особенностях гравитационного поля Южной Камчатки. - Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 4, с. 956-959.
- Тихонов В.И., Ривош Л.А. Новые данные о тектоническом строении Южной Камчатки (по результатам геологических и аэромагнитных работ). - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1961, № 6, с. 59-68.
- Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. - М.: Наука, 1972, с. 111.
- Фирстов Л.В. Абсолютный возраст интрузивных пород островов Кунашир и Уруп (Курильские острова). - Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 4, с. 841-842.
- Харрис П., Кеннеди У., Скарф К. Соотношения вулканизма и плутонизма в свете вариаций химического состава горных пород. - В кн.: Механизм экзтрузий магмы, М.: Мир, 1972, с. 160-173.
- Хедж К.Е., Горшков Г.С. Изотопный состав стронция вулканических пород Камчатки. - Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1200-1203.
- Челебаева А.И. Вопросы стратиграфии континентального кайнозоя Камчатки. М.: Наука, 1971. 104 с.

- Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Гептнер А.Р. Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки. — В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966, с. 86–98.
- Шанцер А.Е., Гептнер А.Р., Егорова И.А., Лупикина Е.Г., Певзнер М.А., Челебаева А.И. Вулканогенные толщи хребта Тумрок, их палеомагнитная характеристика и возраст. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9, с. 73–82.
- Шеймович В.С. Особенности развития дочетвертичных вулкано-тектонических депрессий на Камчатке. — Геотектоника, № 6, М., 1974, с. 118–126.
- Шеймович В.С., Зубин М.И. Структура земной коры и петрохимия позднекайнозойских вулканов юга Камчатки. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 4, с. 934–937.
- Шеймович В.С., Кожемяка Н.Н., Ваджеевская А.А. Вулкан Большая Ипелька и Южно-Камчатской вулканической зоне. — Бюл. вулканол. станций, 1977, № 54.
- Шеймович В.С., Хромов В.Т., Гладикова В.М. О возрасте алнейской серии на юге Камчатки. — В кн.: Вопросы географии Камчатки, вып. 3. Петропавловск-Камчатский, 1965, с. 101–104.
- Шилин В.Н. Вулканизм Сахалина и Курильских островов: Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1975. 59 с.
- Шиманский А.А., Плотников Л.П. Составление геохимических карт и разрезов с помощью интерполяции и тренд-анализа. — В кн.: Математическая обработка данных в поисковой геохимии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 82–93.
- Штейнберг Г.С. Строение земной коры Южной Камчатки и структурно-тектоническая позиция четвертичных вулканов. — Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 2.
- Эмиссионный спектральный анализ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1976. 280 с.
- Эрлих Э.П. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 242 с.
- Cox A., Hopkins D.M., Dalrymple G.B. Geomagnetic polarity epochs: P bilof islands, Alaska. — Bull. of the geol. society of America, Sept. 1966, vol. 77, No. 9.
- Jakes P., White A.J.R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, No. 1, p. 29–40.
- Katsui Y., Oba Y., Ando S., Nishimura S., Masuda Y., Kurasa wa H., Fujimaki H. Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, North Japan. — Abstr. of Papers Presented at the Second Japan-USSR Sympos. of the Crust and Upper Mantle Structure..., Tokyo, 1974, p. 57.
- Masuda Y., Nishimura S., Ikeda T., Katsui Y. Rare-earth and trace elements in the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, Japan. — Chemical Geology, 1975, v. 15, No. 4, p. 251–271.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	5
Часть первая	
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, НОВЕЙШИЙ ВУЛКАНИЗМ И СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ	7
Геологический очерк (Н.В. Огородов)	-
Геофизические поля и глубинное строение по геофизическим данным (М.И. Зубин)	10
Современная структура и положение четвертичных вулканов (Н.В. Огородов)	19
Общая характеристика зоны четвертичного вулканизма (Н.Н. Кожемяка, Н.В. Огородов, Н.Е. Литасов, А.А. Важеевская)	28
Морфогенетические типы вулканов (Н.Н. Кожемяка)	33
Ареальный вулканизм (А.А. Важеевская)	39
Геологический эффект основного и кислого вулканизма и вопросы их соотношения (Н.Н. Кожемяка)	41
Петрохимические особенности четвертичных эффузивов (А.А. Важеевская, Н.В. Огородов)	44
Геохимические особенности четвертичных вулканитов (В.Д. Пампура, О.Н. Волынец, Э.И. Пополитов)	66
История развития четвертичного вулканизма (Н.Н. Кожемяка, Н.В. Огородов)	76
Часть вторая	
ВУЛКАНИЗМ, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕНЕЗИС ПАУЖЕТСКОЙ КОЛЬЦЕВОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ	79
Общие сведения о структуре	-
Миоцен-плиоценовый вулканизм и история его развития (Н.Е. Литасов)	-
Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения Паужетской депрессии (Н.Е. Литасов)	87
Глубинное строение структуры по геофизическим данным (С.Т. Балеста, М.И. Зубин, Н.В. Огородов)	95
Четвертичные вулканы (Н.В. Огородов, Н.Н. Кожемяка, Н.Е. Литасов)	105
Четвертичные пемзовые, туфо-игнимбритовые поля и центры извержений (Н.Н. Кожемяка, Н.Е. Литасов)	116
Петрохимические и геохимические особенности вулканитов (А.А. Важеевская, В.Л. Пампура, Н.Е. Литасов)	128
Гидротермальная активность Паужетской вулкано-тектонической депрессии (В.Д. Пампура)	139
Баланс вещества и эволюция вулканизма структуры (Н.Н. Кожемяка, Н.В. Огородов)	156
Роль долгоживущих вулканических центров в выносе глубинного вещества и формировании структуры Южной Камчатки (Н.Н. Кожемяка)	161
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	165
ЛИТЕРАТУРА	168