

О.Н.ЕГОРОВ

**ЦЕНТРЫ
ЭНДОГЕННОЙ
АКТИВНОСТИ**

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ
СИСТЕМЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Ордена Трудового Красного Знамени
Институт вулканологии

О.Н. ЕГОРОВ

ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ

(ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ)

4186



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984



Е г о р о в О.Н. Центры эндогенной активности (вулканические системы). М.: Наука, 1984.

В монографии описан ряд центров эндогенной активности восточного вулканического пояса Камчатки, в которых локализована тектоническая, магматическая и газогидротермальная активность. Показано, что развитие центров протекает по единой схеме, т.е. имеет закономерный характер. В качестве наиболее приемлемой модели петрогенезиса в центрах эндогенной активности принята модель многоярусного плавления в расслоенной среде. В качестве наиболее вероятной модели корней центров эндогенной активности принята модель твердого мантийного диапира.

Табл. 11. Ил. 52. Библиогр. 262 назв.

Ответственный редактор

кандидат геолого-минералогических наук

Ю.П. МАСУРЕНКОВ

ВВЕДЕНИЕ

Обсуждая проблему островных дуг, А.Н. Заварицкий в качестве одной из важнейших задач наук о Земле отметил изучение поверхностных явлений, ведущее к заключению "...о строении глубоких зон Земли и явлениях, там происходящих..." [94]. В одном из конкретных ограниченных видов задача эта сформулирована как проблема корней вулканов.

Под современными действующими вулканами геофизическими методами фиксируются аномалии, которые могут быть бассейнами частичного плавления, расположенными на глубине от первых километров до нескольких десятков километров и имеющими поперечник до нескольких десятков километров [5, 16, 68, 70, 71, 224, 257]. Сейсмическая активность выявляет связь активных вулканических районов с глубинами до 700 км [222], но характер этой связи остается неясным.

Попытка решения этой проблемы путем описания корней вулканов по фрагментам вулканов и их глубинных зон, эродированных на различную глубину [146], позволяет с достаточной уверенностью проследить корневые плутонические фации в форме дуговых, кольцевых даек, штоков, изометричных плутонов до глубин порядка 10–15 км. Плутоны, эродированные до больших глубин, по геологическим признакам не могут быть однозначно отнесены к корням вулканов.

Многочисленные петрологические модели, основанные на петрохимических и геохимических данных [72, 73], изучении глубинных ксенолитов [143], погружают "корни вулканов" в пределы верхней мантии до глубин 100–150 км. Экспериментальные работы не обнаруживают противоречий мантийной модели базальтового вулканизма [101] и хорошо согласуются с представлением о перидотитовой верхней мантии [150]. Обсуждение гидростатической модели магматического процесса привело Ю.П. Масуренкова [156] к представлению о "предельной высоте" вулканов разного состава, детерминированной глубинным положением области питания. На основании статистических выкладок, определивших "предельные высоты" базальтовых и щелочно-ультраосновных вулканов, глубины гидростатически уравновешивающих их очагов питания определены в 30–70 км от поверхности; глубины очагов питания андезитовых и андезито-базальтовых вулканов определены в 15–35 км, дацитовых и риолитовых — в 5–15 км (с. 84).

Исследуя вопрос об области генерации базальтовых магм на основании комплекса геохимических, геофизических, геологических данных, Б.Г. Лутц [144] определяет глубины генерации толеитов в 20–50 км, щелочных оливиновых базальтов в 50–100 км, кимберлитов в 150–200 км, калиевых базальтов 200–300 км (с. 135). Представление о столь значительных глубинах корневых зон вулканов заставляет в качестве таковых рассматривать реальные плутонические объекты, хотя они не обладают геологическими признаками связи с вулканическими фациями. Характерными чертами таких плутонов являются крупные размеры, многофазность и

длительность формирования. Время формирования многофазных плутонов составляет десятки миллионов лет [13, 74, 79, 169, 251, 255]. Время жизни стратовулканов, согласно сводке, выполненной И.В. Мелекесцевым [160], достигает 100 тыс. лет, групп вулканов — первых миллионов лет. Столь разительное несоответствие длительности формирования глубинных плутонов и стратовулканов со всей очевидностью свидетельствует об эфемерности последних и заставляет задать вопрос: если плутоны — это корневые зоны, то корневые зоны чего? Постановка такого вопроса приводит нас к неизбежности представления о вулканических системах — совокупности поверхностных проявлений, связанных с корневыми зонами — глубинными плутонами.

Частотная кривая встречаемости времени формирования вулканических и интрузивных образований, выполненная Ю.П. Масуренковым [156], показывает четыре группы вулканических форм: стратовулканы и вулканические массивы — время активности 10—50 тыс. лет, вулканические центры с длительностью активности в 100—700 тыс. лет, вулканические системы (сообщества), активные в течение 1—7 млн. и 7—67 млн. лет. Длительность формирования последних соответствует длительности формирования многофазовых плутонов.

Естественные каналы стока глубинной (интрателлурической) энергии должны, очевидно, иметь изометричное сечение и формировать на поверхности изометричные неоднородности — изометричные структуры.

Изометричные — кольцевые, купольные — структуры уверенно выделяются в раннем докембрии [63, 66, 171, 196]. В более молодых фанерозойских формациях долгое время преобладающей формой наблюдаемых и изучаемых структур были линейные: линейные разломы, линеаменты, вулканические пояса. Такое положение представлялось парадоксальным, там как законы термодинамики требуют, чтобы любой канал, обеспечивающий сток энергии, в изотропной среде стремился к изометричной форме сечения. Причина этого несоответствия, вероятно, заключается в необратимой эволюции тектоносферы [80]: росте мощности коры и погружении астеносферы на все большие глубины, что приводит на каком-то этапе жизни Земли к такому положению, при котором сток энергии становится возможным лишь через "искусственные" каналы — тектонические нарушения.

Целенаправленные исследования последних лет позволили обнаружить, изучить и показать повсеместное развитие изометричных кольцевых, купольных структур, структур обрушения и резургенции в пределах линейных подвижных поясов фанерозоя [4, 12, 28, 33, 99, 114, 157, 158, 179, 197, 209, 216, 240, 251]. Принимая во внимание природу изометричных структур, следует ожидать в их пределах сложное сочетание проявлений различных эндогенных факторов. Детальное изучение изометричных геологических объектов показало, что они являются средоточием локальной тектонической, магматической, гидротермальной активности [60, 83, 84, 156, 157, 158, 260, 261]. Учитывая это обстоятельство, мы назвали их центрами эндогенной активности (ц.э.а.), подчеркивая тем самым их природу и избавляясь от обширной синонимии, в которой отражены частные признаки и черты центров эндогенной активности: кольцевые, купольные, купольно-кольцевые структуры, кольцевые магматические комплексы, вулканические структуры обрушения и т.д.

В качестве предмета изучения нами были выбраны центры эндогенной активности, в пределах которых локализована тектоническая, магматическая, гидротермальная активность и которые выражены структурно-морфологически в виде куполов, зачастую осложненных структурами

обрушения и резургенции, либо геолого-структурно в виде кольцевых структур.

Центры эндогенной активности являются сложными геологическими объектами и изучение их природы требует комплексного и системного подхода: изучения неоднородности объектов в пространстве, закономерности его развития во времени, выявления характера связи пространственно удаленных, глубинных и поверхностных частей, взаимосвязи разных форм проявления активности — тектонической, магматической, газогидротермальной [30, 89, 195].

Проявления локальной тектонической активности в форме образования купольных, кольцевых структур, структур обрушения описаны многократно, о чем сказано выше. Р.Л. Смит и Р.А. Бейли [260, 261] изучили и описали возрождающиеся (резургентные) структуры обрушения. Ю.П. Масуренковым [157] показано многократное чередование куполообразных воздыманий и проседаний при формировании купольно-кольцевой структуры. М.М. Василевский [40] показал, что существуют целые ансамбли разнопорядковых кольцевых неоднородностей. Очевидно, что динамика пульсирующего куполообразования или резургенции отражает пульсирующий характер магматической тектоники (в самом широком смысле этого понятия, включая магмогенерирующие процессы).

Поскольку строение и развитие центров эндогенной активности отражают закономерности и последовательность процессов, протекающих в их недрах, в качестве *первой задачи* наших исследований мы определили *выявление закономерностей строения и развития вулканических систем.*

Следствием процессов, протекающих в недрах вулканических систем, является магматизм, составляющий вторую форму проявления эндогенной активности и представленный разнообразными породными ассоциациями.

Проблема многообразия магматических пород посвящено множество исследований и публикаций. В настоящее время определяющими процессами в формировании породных ассоциаций признаны: ликвация, кристаллизационная дифференциация и фракционирование, селективное выплавление на разных уровнях неоднородной расслоенной среды, плавление трансформированной среды магнообразования, магмометаморфизм, контаминация и смешение магм.

Ликвация, т.е. разделение расплава на две несмешивающиеся жидкости, рядом исследователей признается одним из основных петрогенетических процессов (Дэли, Ниггли, Лодочников, Левинсон-Лессинг). Наряду с этим существует мнение о крайне ограниченной петрогенетической роли ликвации [115, 204]. Действенность ликвационного механизма признана на основании геологических наблюдений и экспериментальных данных в случае разделения сульфидно-силикатных расплавов и силикатной и железооскисной магмы. Разделение силикатного расплава на две несмешивающиеся жидкости неоднократно описывалось в форме выделения сферолитов, шаров, гетеротакситовых или ленточных обособлений в лавах и экструзиях [50, 51, 52, 122, 134, 163, 174, 181, 231, 234, 246 и др.]. Ликвация достигает масштабов пороодообразования при формировании гипербазит-анортозитовых комплексов, контрастных по составу вулканоплутонических ассоциаций ранних стадий развития геосинклиналей [151, 153, 155]. Формирование расслоенных интрузий типа Скергаардского плутона согласно новейшим геохимическим и геофизическим исследованиям представляет собой сочетание двух механизмов: кристаллизационной дифференциации и ликвации [258]. Процесс ликвации признается также ответственным за формирование стратифицированных массивов титаномагнети-

тового габбро, гранофировых обособлений базитовых интрузивов, комплексов аплитовых и лампрофировых даек, завершающих становление сложных многофазных плутонов [151, 153, 155]. Процесс ликвационного разделения широко проявлен в кислых магмах, что ведет к формированию отмеченных выше сферолитов, шаров, гетеротакситовых обособлений в лавах и экструзиях кислого состава [50, 51, 52, 122, 174]. Исследователями, изучавшими физико-химическую природу ликвации силикатных расплавов, подчеркивается роль в этом процессе малых петрогенных элементов, микрокомпонентов и, особенно, значение режима летучих и в первую очередь фтора, фосфора, хлора [109, 154, 235].

Кристаллизационная дифференциация (Боуэн, Феннер и др.) в тридцатые годы признавалась универсальным механизмом петрогенезиса. Реальность фракционирования подтверждалась и подтверждается геологическими наблюдениями расслоения в интрузивах основного состава, обусловленного погружением темноцветных и погружением либо всплыванием плагиоклаза [218]. Гравитационная кристаллизационная дифференциация наблюдалась в базальтах [19] (здесь же отмечено двойственное поведение плагиоклаза), пиллоу-лавах гавайских вулканов [186] и т.д. Обширный экспериментальный материал и теоретические исследования не отрицают существования механизма гравитационной кристаллизационной дифференциации [95, 177], однако ограничивают ее роль физическими и физико-химическими причинами, среди которых конвекция магмы, изменение соотношения плотностей кристаллов и расплава при высоких давлениях, изменение минеральных парагенезисов в зависимости от давления, нарушающие соответствия боуэновской схеме реакционных рядов. Несоответствие боуэновской схеме выявлено геохимической некомплементарностью ассоциированных пород. Современные представления отводят кристаллизационному фракционированию роль активного механизма дифференциации преимущественно в промежуточных очагах (камерах) основной магмы. Центр тяжести петрогенезиса перенесен сейчас в область процессов фракционного селективного выплавления котектик [21, 22, 77, 101, 127, 128, 150, 203, 204]. При этом признается множественность природных котектик и отвечающих им температурных депрессий. Общепринятой в настоящее время является модель многих сред магнообразования (перидотитовая, лерцолитовая, эклогитовая мантия; базальтовая, гранитная кора), предполагающая независимость и сосуществование родоначальных магм [22, 204].

Анализируя состав континентальной коры и верхней мантии, Б.Г. Лутц [144] пришел к выводу о преимущественно магматической природе расслоения верхней мантии (многократное удаление селективных выплавов и концентрация в комплементарных остатках некогерентных элементов) и преимущественно метаморфогенной (при участии механизма кислотного выщелачивания и миграции подвижных компонентов) природе гранитного слоя коры.

Сейчас общепризнана адекватность понятий гранитный слой — метаморфический слой. Формирование гетерогенного метаморфического слоя, по существующим представлениям, обусловлено метаморфическим и метасоматическим преобразованиями (трансформациями) первично вулканогенно-осадочных образований [139, 141, 144, 154, 161, 211]. Иногда трансформация захватывает комплексы гранулит-базальтового слоя [144]. Магматическое замещение, анатексис и реоморфизм в пределах амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма (метаморфического — преимущественно "гранитного" слоя) изучались и описаны неоднократно как процессы, органически присущие ультраметаморфиз-

му. Вопрос о соответствии гранитных реоморфитов корням кислых вулканов давно является одним из наиболее дискуссионных в петрологии. Как было показано А.Н. Заварицким [95], В.С. Соболевым, И.Т. Бакуменко и др. [206], В.С. Соболевым [204], гранитоиды, возникшие в условиях высокого давления паровой фазы воды, не способны к значительной вертикальной миграции по причине потери плавня (воды) с переходом в зоны меньших давлений и вызванной этим кристаллизации. Способными к миграции до уровня земной поверхности признаются лишь сухие перегретые силикатные расплавы [206, 225]. Изучение включений стекла во вкрапленниках кварца и плагиоклаза кислых эффузивов методом гомогенизации обнаружило высокие ($1135-1183^{\circ}$, $1240-1260^{\circ}$, $1180-1230^{\circ}$, 1340°) температуры, интерпретируемые как температуры магм [15, 75, 76]. Минералогические сопоставления дали основание Ю.П. Масуренкову [156] выделить "амфиболитовую и гранулитовую ассоциации вулканитов" (с. 198).

Вероятно, следует предположить связь сухих перегретых кислых магм с плавлением в области гранулитовой фации метаморфизма. Кислую пирокластику, свидетельствующую о высоком содержании газовой паровой фазы и связанную, вероятно, с плавлением в области амфиболитовой фации [233], рассматривают как "продукты эксплозивного плутонизма" (с. 167). Вместе с тем существующие представления о трансмагматическом потоке растворов [116, 120], потоке летучих [18], интрателлурических потоках [49, 124], вызывающих миграцию фронта магмообразования за счет постоянного притока тепла и плавлений, не исключают возможной связи кислого вулканизма с гранитоидными не перегретыми водонасыщенными магмами. Расчеты, проведенные В.Н. Шарповым и В.С. Голубевым [239], лимитировали механизм проплавления глубиной порядка 7 км (с. 104), выше которой работает гидро-механическое выжимание. Д.С. Коржинским [120, 121] в связи с теорией трансмагматических растворов развито представление о метаматических процессах или магмометаморфизме, т.е. преобразовании (гранитизации) состава магмы — открытой магматической системы — под воздействием подкоровых потоков, "сквозьмагматическая" миграция которых обеспечена механизмами всплывания пузырьков, либо струйного течения (конвекции).

Наконец, в активе петрологических представлений остается известный механизм ассимиляции вмещающих пород и контаминации магм, обстоятельно подтвержденный изучением рядов в различной степени ассимилированных ксенолитов. Ряд исследователей отводит процессам ассимиляции определяющее место в петрогенезисе андезитов [194].

В последнее время в петрологии возродился интерес к проблеме смешения магм. Собранные и изложенные факты убедительно свидетельствуют о реальности механизма и значимости масштабов смешения магм разного состава, сосуществующих в недрах к моменту извержения [1, 51, 52, 133, 170, 221, 252]. При этом сосуществование разных магм в земных недрах ряд авторов объясняет разделением единой первичной магмы [1, 52], по другим представлениям сосуществование магм и формирование соответствующих им ассоциаций вулканических и плутонических пород обеспечиваются многорусным выплавлением и плавлением флюидными теплоносителями в слоистой неоднородной среде [22, 156, 157].

Ф.Ю. Левинсон-Лессинг подчеркивал особое значение для решения петрогенетической проблемы изучение ассоциаций изверженных пород [133].

Исследованию магматических ассоциаций, образующих закономерные сочетания — формации и формационные ряды, посвящены многочисленные, широко известные фундаментальные труды [2, 123, 149, 244].

При формационном подходе ассоциации пород, закономерности их сочетаний и смен во времени рассматриваются применительно к крупным территориям, объединяющим признаком которых является общность тектонической обстановки. В соответствии с развиваемой концепцией вулканических систем — автономных центров эндогенной активности (промежуточного звена в цепи вулкан—вулканическая система — вулканический пояс) ассоциированные в их пределах магматические породы и временные последовательности ассоциаций рассматриваются с позиций их возможного генезиса, парагенетических связей и смены во времени одних петрогенетических ассоциаций другими.

Второй задачей исследований центров эндогенной активности мы определили *выявление преобладающих петрогенетических процессов в их недрах и установление смены одних петрогенетических акцентов другими во времени.*

Третьей формой проявления эндогенной активности в вулканических системах является газогидротермальная деятельность. Следы и свидетельством палеогазогидротермальной деятельности являются метасоматиты.

Неслучайность, закономерность связи метасоматитов с тектоно-магматической активностью, подчеркнутая соответствием фаз активности магматических и метасоматических процессов, отмечалась неоднократно [93, 104]. Кроме того, было показано формационное соответствие метасоматитов тектоническому режиму и, следовательно, магматическим формациям [41, 85, 87]. С.И. Набоко [165] отмечает сопряженность гидротермальных процессов "... с вулканизмом, соответствующим андезитовой и более кислой стадии дифференциации магмы, характеризующейся мощными взрывами" — показателем газонасыщенности магмы, и указывает на возможную их связь с периферическими магматическими очагами — источниками непрерывного потока эндогенных эманаций (с. 167). Там же описываются типы гидротермально-измененных пород, связанных с аппаратами вулканов и с областями разгрузки глубинных гидротерм (с. 166).

О.Г. Борисов и В.Н. Борисова [32] отмечают связь газогидротерм, формирующих поля измененных пород типа вторичных кварцитов, с интрузивными куполами.

М.М. Василевский [39] отмечает зависимость региональной зональности пропилитизации от наличия или отсутствия отдельных интрузий или интрузивных полей (с. 270).

Г.Т. Волостных [48] отмечает как телемагматическое положение аргиллизации, так и связь ее с различными по составу интрузиями или вулканистами в самых разнообразных структурно-тектонических обстановках.

Таким образом, связь метасоматитов с магматизмом установлена и описана как в аспекте формационной связи, так и в аспекте связи метасоматических и магматических полей или отдельных тел. Разные типы (классы) метасоматитов: аргиллизиты, пропилиты, вторичные кварциты — обнаруживают различные формы связи с магматизмом.

Наиболее "космополитичны" аргиллизиты, что связано, вероятно, с их генетическим многообразием [44, 48]. Пропилиты как самостоятельный тип метасоматитов, по мнению В.Л. Русинова [192], парагенетически связаны с субвулканическими интрузиями. Вторичные кварциты, согласно взглядам Н.И. Наквоника [168], связаны с вулканическими аппаратами преимущественно кислого состава.

Зональности метасоматитов, как инструменту познания их природы, посвящено много исследований. С.И. Набоко [165], основываясь на ми-

нералогическом изучении керна скважин, пробуренных на Паужетском, Паратунском, Налачевском месторождениях парогидротерм, изучении метасоматитов вулкана Эбеко на о. Парамушир и других объектов, пришла к выводу о смене сверху вниз вторичных кварцитов аргиллизитами и ниже пропилитами. М.М. Василевский [46] на основе сопоставления строения метасоматитов различно эродированных участков Срединного Камчатского хребта составил сводную колонку метасоматитов, оканчивающуюся на глубине ортокласовыми метасоматитами. Нами была предпринята попытка [86] составить вертикальную метасоматическую колонку из реально наблюдавшихся фрагментов метасоматитов, развитых по субвулканическим интрузиям, эродированным на различную глубину, или вблизи них. Согласно этим построениям, близповерхностные кварциты с аргиллизитовой внешней зоной на глубине 0,5–1,0 км сменяются кварцитами с аргиллизитовой и далее пропилитовой (пропилитовая ассоциация) внешними зонами. На глубине 2,0–3,0 км кварциты сменяются кварц-эпидотовыми жильобразными телами. Детально зональность вторичных кварцитов описана Н.И. Наковником [168].

Согласно взглядам Д.С. Коржинского [117, 119], зональность метасоматитов обусловлена эволюцией послемагматических растворов (сменой ранней щелочной или нейтральной стадии кислотной и затем поздней щелочной стадиями), причиной которой является фильтрационный эффект — дифференциальная подвижность компонентов как в диффузионном, так и в инфильтрационном процессах. В магматическую стадию сквозьмагматические растворы вызывают прогрессивный метаморфизм и метасоматоз пород кровли. Взаимодействие растворов с породами при метасоматозе рассматривалось Д.С. Коржинским и В.А. Жариковым с позиций термодинамического равновесия. В.С. Голубевым, А.А. Гарибянцем [67], В.Л. Русиновым [190, 192] взаимодействие раствора с породой описывается с позиций химической кинетики.

Стабильность позиций метасоматоза в зонах трещиноватости, близ контактов магматических штоков Г.Л. Поспелов [180], Ф.А. Летников и др. [136] объясняют стабильностью и саморегулированием флюидопроводников и процессами термостатирования.

При сопоставлении тел метасоматитов с жильными образованиями обращает на себя внимание стадийность процесса постмагматического жильного минералообразования, интерпретируемая в настоящее время как следствие пульсационной кристаллизации расплава [241]. В метасоматических телах аргиллизитов, пропилитов, вторичных кварцитов, обладающих зональностью, не обнаруживается стадийности минералообразования. Это обстоятельство наводит на мысль о различной природе постмагматических жил и тел метасоматитов. В этой связи чрезвычайно интересно представление В.В. Аверьева [6] о глубинном, самостоятельном (не связанном с конкретными магматическими телами) процессе генерации тепла, следствием которого являются современные поверхностные гидротермальные системы (термоаномалии) и, возможно, проявления кислого вулканизма. Ранее говорилось об исключительной роли флюидного режима при ликвационной дифференциации магм, столь же исключительна роль сквозьмагматических растворов, интрателлурических потоков, вызывающих трансформацию среды магнообразования — магматическое замещение и магмометаморфизм. Очевидно, что летучие, оставившие такие "следы" в глубоких недрах, мигрируя к дневной поверхности, должны или могут оставить "след" и на близповерхностных уровнях. С другой стороны, представление о газогидротермах и палеогазогидротермах, формировавших близповерхностные метасоматиты, как о приповерхностном

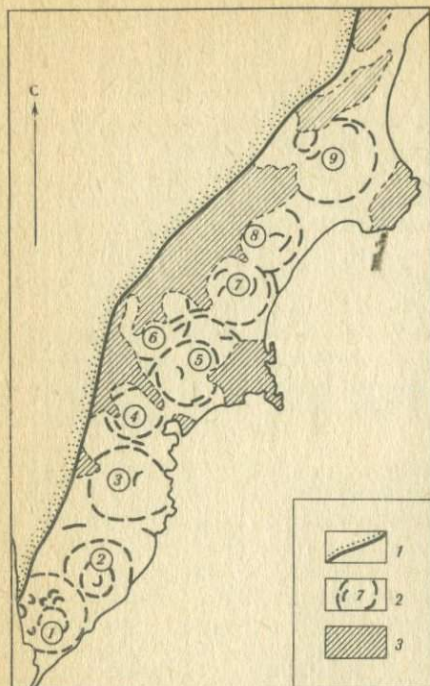


Рис. 1. Центры эндогенной активности (вулканические системы) Восточного вулканического пояса Камчатки

1 — границы Восточного вулканического пояса; 2 — центры эндогенной активности (вулканические системы, цифры в кружке): 1 — Паужетский, 2 — Ксудачский, 3 — Мутновский, 4 — Корякско-Быстринский, 5 — Налачевский, 6 — Авачинский, 7 — Карымско-Семячичский, 8 — Узон-Гейзерный, 9 — Сторожевской; 3 — выходы на дневную поверхность доолигоценовых пород

проявлении активности глубинных — интрателлурических — флюидов позволяет подойти к вопросу связи метасоматитов и тектоно-магматической активности с позиции парагенетической связи импульсов магматической и флюидной интрателлурической активности.

Исходя из этого, *третьей задачей* исследований центров эндогенной активности мы определили *выявление форм, характера и природы связи метасоматитов с магмопроявлениями в вулканических системах.*

Совершенно очевидно, что в недрах вулканической системы, концентрирующей в себе тектоническую, магматическую, газогидротермальную активность, должен существовать источник энергии. Известно несколько гипотез о природе этого источника энергии. В.В. Белоусов [24] развивает гипотезу астенолитного диапиризма, согласно которой носителем энергии является силикатный расплав, поднимающийся из мантии (астенолитного слоя). Альтернатива — гипотеза интрателлурических потоков [124, 125]; согласно этой гипотезе, глубинный теплоноситель — подвижная субстанция, агрегатное состояние которой определяется термодинамическими параметрами и структурой среды. Существуют представления, в которых синтезируются обе гипотезы [142]. Подходя к изучению центров эндогенной активности как к задаче изучения четырехмерной системы, мы, естественно, надеялись почерпнуть из совокупности фактов сведения, хотя бы в какой-то мере проливающие свет на *природу корневых зон вулканических систем — глубинных источников энергии*, что составило *четвертую задачу* исследований центров эндогенной активности.

Накопленный в настоящее время объем знаний позволяет прийти к заключению, что в пределах вулканических поясов существуют активные участки — центры эндогенной активности (ц.э.а.), представляющие собой закономерно построенные и, вероятно, закономерно развивающиеся вулканические системы. Механизм образования, эволюция магм в пределах вулканических систем многообразны и связаны с процессами ликвации, кристаллизационной дифференциации, фракционного выплавления на разных уровнях неоднородной расслоенной среды, трансформации среды магмообразования и магмы интрателлурическими потоками, контаминации и смешения. Интрателлурические потоки, активно участвующие в

магмогенезе, вероятно, в близповерхностных условиях формируют метасоматиты и термоаномалии. Корни систем лежат в мантийной области, и процессы, происходящие там, связаны с движением как силикатных масс, так и "летучих".

Основываясь на изложенных представлениях, задачи исследования центров эндогенной активности мы свели к следующим.

1. Выявление закономерностей строения и развития вулканических систем.

2. Выявление ведущих механизмов петрогенезиса в вулканических системах и их эволюции во времени.

3. Выявление форм, характера, природы связи метасоматитов с магмопроявлениями в вулканических системах.

4. Выявление возможной информации о природе корневых зон вулканических систем.

В качестве полигона наших исследований были выбраны представительные вулканические системы: Налачевская, Корякско-Быстринская (Южно-Быстринская), Паужетская (рис. 1), расположенные в центральной и южной частях Восточно-Камчатского вулканического пояса. Работы проводились с 1962 по 1979 г.

Полевые методы исследований сочетали детальное картирование ключевых участков с обзорным изучением региона.

В ходе работ были использованы материалы геологов Камчатского территориального геологического управления (КТГУ): С.Е. Апрелькова, В.С. Шеймовича, Ю.И. Харченко, Ю.М. Слепова, В.Н. Бондаренко, Н.Ф. Данилеско, Э.А. Химченко, А.И. Серезникова и др.

Аналитические материалы были получены при содействии К.К. Попкова, Г.Н. Аношина, В.Д. Пампуры.

Огромная методическая помощь при математической обработке петрохимических материалов была оказана Ю.А. Горицким. На обработке материалов были заняты Т.В. Хищенко и К.З. Гребзды. Автор постоянно пользовался советами, консультациями, поддержкой Ю.П. Масуренкова, К.Н. Рудича, С.И. Набоко, О.Н. Волинца, А.В. Колоскова, А.А. Алискерова, В.И. Белоусова, которым глубоко благодарен.

При подготовке к печати рукопись была просмотрена С.А. Щеклой, К.К. Зеленовым, В.Н. Бондаренко, Ю.А. Горицким, А.И. Серезниковым, О.Н. Волинцом, сделавшими ряд полезных замечаний, учтенных автором. Автор благодарен всем, взявшим на себя труд прочитать и обсудить рукопись. Особо признателен автор Ю.П. Масуренкову, выполнившему редактирование рукописи.

Глава I

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ, ПРИЗНАКИ И ОСНОВА СИСТЕМАТИКИ ЦЕНТРОВ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ

Ранняя геологическая история Камчатского региона, как считает большинство исследователей, запечатлена в метаморфических комплексах Срединного, Ганальского хребтов и Хавывенской возвышенности. Возраст метаморфид не имеет достаточно серьезно обоснованных определений и трактуется в широком диапазоне: от протерозоя до мезозоя. Лишь с верхнего мела геологическая история региона прослеживается и расшифровывается более или менее уверенно. В позднем мелу в пределах региона господствовал геосинклинальный режим. М.Ю. Хотин [236] в пределах Камчатки выделяет миогеосинклинальную зону Западной Камчатки, эвгеосинклинальную зону Центральной Камчатки, талассогеосинклинальную зону полуостровов Камчатского, Кроноцкого и Озерного. На границе верхнего мела и палеогена геосинклиналь испытала инверсию; произошла коренная структурная перестройка, за которой последовало возобновление геосинклинального режима (послеинверсионная геосинклиналь палеоценового—эоценового времени), прерванного в позднем эоцене — раннем олигоцене новой инверсией [62, 106].

На территории Юго-Восточной и Южной Камчатки, в пределах которой расположены изученные объекты, в палеоценовое — эоценовое время существовала, вероятно, суша и господствовали эрозионные процессы. Непосредственно на верхнемеловых породах здесь залегают позднеолигоценовые, миоценовые, плиоценовые образования. В основании этой части разреза лежат грубослоистые туфопесчаники, регионально измененные до эпидот-хлоритовой фации, складчатые, переслаивающиеся с туфоаргиллитами и порфиритами (формация зеленых туфов). Вверх по разрезу (как правило, после размыва и с несогласием) их сменяют базальт-андезитовые лавы, переслаивающиеся с туфобрекчиями и туфопесчаниками, интродуцированные габбро-диоритами. Выше разрез наращивается локально проявленными вулканитами (лавами, экструзиями) пестрого состава (базальты, андезиты, риолито-дациты), переслаивающимися или чаще фациально замещаемыми слабодислоцированными туфопесчаниками и туфогравелитами, интродуцируемыми гранодиоритовыми—гранитными интрузиями. Эта часть разреза эквивалентна вилучинской, паратунской, березовской свитам. Выше по разрезу следуют лавы, лаво- и туфобрекчии андезито-базальтового, андезитового состава, пирокластическая и экструзии андезито-дацитового, риолитового состава. Образования эти, эквивалентные аллейской серии, широко распространены, незначительно дислоцированы, интродуцированы силлами, штоками диоритовых порфиритов, не несут следов региональных изменений.

Выше лежат лавы базальтового, андезито-базальтового состава, формирующие (бронирующие) платообразные поверхности. Вулканизм щитового типа сменяется формированием базальт — андезит — дацитовых стратовулканов, сохранившихся в виде фрагментов-руин и, далее, кислым эксплозивно-экструзивным вулканизмом, сопряженным с ареальным базальтоидным.

Описанный разрез ближе всего соответствует раннеорогенной—орогенной стадиям развития геосинклинали по В.Е. Хаину [232] или раннему—зрелому островодужным состояниям. По Ю.А. Кузнецову [123], вышеописанные магматические комплексы соответствуют андезитовой эффузивной и габбро—диорит—гранодиоритовой интрузивной формациям.

Геологически распознаваемые элементы неоднородности, локализованные в пределах объектов наших исследований (Паужетского, Налачевского, Корякско-Быстринского), появились в нижнем—среднем—верхнем миоцене. На этом основании мы считаем, что указанные вулканические системы целиком сформированы в послейверсионный период развития региона, т.е. в раннеорогенную—орогенную стадии развития Курило-Камчатской геосинклинали, являются фрагментами Курило-Камчатской островной дуги на этапах раннего—зрелого ее состояния, представляют андезитовую и габбро—диорит—гранодиоритовую формации.

Вообще на этапе послейверсионного раннеорогенного—орогенного развития региона в пределах Восточного вулканического пояса Камчатки функционировало значительное количество центров эндогенной активности (вулканических систем). Основанием для их выделения (опознания) служили признаки, следующие из определения предмета исследования (см. Введение), а также выявленные и описанные при изучении свойств, присущих вулканическим системам. Прежде всего это локализация тектонических, магматических, газогидротермальных (приводящих к формированию метасоматитов) форм эндогенной активности. Выражением локализованной тектонической активности являются купольные структуры (нередко осложненные мульдами), структуры обрушения и резургенции, кольцевые структуры. Локализация магматической активности выражается в относительном увеличении в центре системы количества магмопроявлений, особенно кислого состава. Локализация газогидротермальной активности подчеркивается концентрацией полей и массивов метасоматитов в пределах центров эндогенной активности и повышением эксплозивности. Вероятно, какое-то количество вулканических систем (центров эндогенной активности) мы пока не выявили. В настоящее время в пределах Восточного вулканического пояса Камчатки выделены следующие вулканические системы (с юга на север, см. рис. 1): Паужетская [111], Ксудачская, Мутновская [148], Корякско-Быстринская, Налачевская [157], Авачинская [100], Карымско-Семячинская [60], Узон-Гейзерная [59], Сторожевская.

На основании литературных источников, материалов КТГУ и преимущественно личных материалов и наблюдений выделенные в пределах Восточного вулканического пояса Камчатки центры эндогенной активности могут быть охарактеризованы следующим образом.

Паужетская вулканическая система (центр эндогенной активности) — крупная структурно-морфологическая единица диаметром 60—65 км, длительно развивающаяся, активная с нижнего миоцена до настоящего времени, сложно построенная, концентричная, с крупным активным кальдерно-резургентным элементом и концентрацией магмопроявлений кислого состава и эксплозивности в центре системы. Развитие системы полное стадийно-ритмичное.

Ксудачская вулканическая система — крупная структурно-морфологическая единица диаметром 70—80 км, построенная линейно-мозаично. Отчетливо выражен центральный элемент — сложный эксплозивно-кальдерный стратовулкан. Периферийные элементы, особенно трассирующие линию северо-северо-восточного простирания, сопоставимы с центральным по размерам и характеру вулканической деятельности. Специфична край-

не высокая эксплозивность вулканизма в системе, оформление которой произошло, вероятно, в позднем миоцене. В настоящее время выявлен один ритм развития с отчетливо выраженной стадийностью. Система находится в активной фазе.

Мутновская вулканическая система диаметром 60–80 км структурно-морфологически выражена в форме купола, асимметрична. Центральный элемент, подчеркнутый кальдерой вулкана Горелого, и периферийные элементы сопоставимы по мощности, т.е. система может быть охарактеризована как сложная многоцентровая. Время ее заложения относится, вероятно, к позднему олигоцену — раннему миоцену, активность продолжается поныне. Отчетливо выражено стадийно-ритмичное развитие.

У Корякско-Быстринской системы диаметр не превышает 30–40 км. Структурно-морфологическое выражение отсутствует. Устанавливается система по литолого-фациальным признакам, подчеркнутым концентрацией магмопроявлений кислого состава и полей метасоматитов; заложилась в позднем олигоцене — раннем миоцене, отчетливо стадийно развивалась до раннего плиоцена, пережив один законченный ритм. Последующее развитие оказалось прерванным. Возможно, Южно-Быстринская вулканическая система является автономной периферийной частью Мутновского центра эндогенной активности.

Налачевская вулканическая система диаметром 40–50 км структурно-морфологически и фациально выражена отчетливо, представляет собой импульсно развивающийся купол, в пределах которого концентрируются магмопроявления кислого состава и поля метасоматитов. В ее развитии устанавливаются два ритма, однако стадийность развернута не полно. Система сложная, многоцентровая, заложилась, вероятно, в среднем миоцене; современная активность выражена слабо, так же как и центральный элемент системы.

Авачинская вулканическая система диаметром 50–60 км выражена как фациально-литологически, так и структурно-морфологически в форме асимметричного купола (полукупола). Концентрирует поля метасоматитов и магмопроявления кислого состава. Активна со среднего миоцена, в настоящее время активность ее в значительной мере утрачена. Отчетливо ее биритмичное развитие с неполной выраженностью стадий. Возможно, что Налачевская и Авачинская вулканические системы принадлежат к единому очень крупному Авачинско-Налачевско-Ганальскому центру эндогенной активности.

Карымско-Семячинская вулканическая система диаметром 40–50 км структурно-морфологически выражена отчетливо в форме купола. Время активизации, вероятно, относится к позднему миоцену—плиоцену. Современная активность системы очень высокая. Поздний мегаритм обнаруживает ритмы подчиненного порядка. Система сложная многоцентровая.

Узон-Гейзерная вулканическая система — крупный центр эндогенной активности диаметром 50–60 км, многоцентровый, сложный. Структурно-морфологически отчетливо выражен, концентрирует поля метасоматитов и магмопроявления кислого состава. Активен, вероятно, с позднего миоцена доныне. Ранний ритм развития выявляется плохо вследствие слабой эродированности, поздний — отчетливо стадийный.

Сторожевская вулканическая система диаметром 50–60 км активизировалась в плиоцене, в настоящее время активность ее в значительной мере утрачена. Система многоцентровая, сложная, структурно-морфологически выражена отчетливо; центральный элемент подчеркнут высокой активностью плиоценового кислого эксплозивно-пирокластического вулканизма.

Приведенные краткие характеристики центров эндогенной активности Восточного вулканического пояса Камчатки показывают многоплановость их свойств и признаков. Очевидно, что при попытке выработать систематику центров эндогенной активности следует опираться на комплекс разноплановых признаков. Ведущими среди них следует признать характеристики размеров, концентричности, сложности, длительности, полноты развития, ритмичности и стадийности, структурно-морфологической выраженности, степени организованности вулканических систем.

Размер центров эндогенной активности колеблется от 30—40 до 150—200 км (в случае сложных вулканических систем) в поперечнике. Концентричность определяется наличием и расположением однородных элементов вулканической системы; центральным положением структуры обрушения (простой или резургентной), обрамлением ее зруптивными центрами, трассирующими субкольцевые разломы. Альтернатива концентричности — линейность либо мозаичность расположения элементов вулканической системы. Сложность системы определяется наличием нескольких равнозначных элементов вулканической системы в ее пределах, группировкой нескольких вулканических систем в одну мегасистему. Альтернатива — простая элементарная одноцентровая вулканическая система. Длительность развития вулканической системы лимитируется возрастом андезитовой формации и может достигать в пределах Восточного вулканического пояса Камчатки 20—25 млн. лет. В ходе развития центр эндогенной активности проходит ряд определенных состояний — стадий, которые могут ритмично повторяться. Состояния эти или стадии могут проявиться с большей или меньшей полнотой или выпасть из общего плана развития системы. Развитие системы может быть прервано или продолжено неполно. Начало развития системы может запаздывать; система может "подключаться" к развитию вулканического пояса с каких-либо последующих (не начальных) состояний. Все это определяет полноту развития центра эндогенной активности (вулканической системы). Вулканическая система может быть отчетливо выражена в виде структуры-купола, кольцевой, субкольцевой структуры, может не иметь четкого структурно-морфологического выражения. Вулканическая система в своем развитии может обнаруживать четкую направленность: отчетливо проявленную прогрессивную ветвь с ростом тектонической, магматической, газогидротермальной активности, отчетливо проявленное состояние апогея с коровым гранитоидным магматизмом, отчетливо проявленную регрессивную ветвь со свертыванием всех форм эндогенной активности.

Четкость в развитии вулканической системы определяет степень ее организованности. Альтернатива — сбивчивый противоречивый характер развития вулканической системы. Такой в общих чертах представляется нам основа систематики центров эндогенной активности и такими представляются основные классификационные признаки вулканических систем.

В ы в о д ы

Объекты наших исследований — Паужетский, Корякско-Быстринский, Налачевский центры эндогенной активности (вулканические системы), расположенные в пределах Восточного вулканического пояса Камчатки, сформированы в послеинверсионный период развития региона, т.е. в раннеорогенную—орогенную стадии развития Курило-Камчатской геосинклинали, являются фрагментами Курило-Камчатской островной дуги на этапах раннего—зрелого ее состояния, представляют андезитовую и габбро-диорит-гранодиоритовую магматические формации. Признаком центра

эндогенной активности является локализация тектонических, магматических, газогидротермальных форм эндогенной активности. Классификация центров эндогенной активности — сложных разноплановых образований — должна опираться на комплекс признаков, среди которых ведущими являются характеристики размеров, концентричности, сложности, длительности, полноты развития, ритмичности и стадийности, структурно-морфологической выраженности, степени организованности вулканических систем.

Глава II

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЦЕНТРОВ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ (вулканических систем)

Ниже приводится описание изучавшихся нами Паужетского, Корякско-Быстринского и Налачевского центров эндогенной активности (вулканических систем) Восточно-Камчатского вулканического пояса. Основой изучения служило детальное картирование узловых участков на площадях вулканических систем, выделение на этой основе геологических комплексов и выявление их внутреннего содержания и структуры. Содержание комплексов интерпретировалось в форме палеовулканических схем, дающих полное представление о ходе развития вулканических систем. Все последующие геолого-структурные, петрохимические, петрогенетические построения проводились на палеовулканической основе.

В этой работе мы оперируем рядом понятий, содержание которых приведено ниже.

Комплекс. Это элемент разреза, отличающийся структурно-морфологическими, петрографо-литологическими либо палеовулканическими чертами от других членов разреза, т.е. обладающий устойчивыми индивидуальными признаками. Такие признаки, как размыв и несогласие, — желательные свидетельства раздела двух комплексов, но в вулканических районах, в границах одного формационного вида, сформированного при значительном участии субазральных и азральных фаций, этот признак комплексов не является обязательным.

Стадия развития центра эндогенной активности (вулканической системы) — это определенное состояние, выраженное в одном или нескольких сопряженных комплексах.

Этап развития знаменует завершенное развитие вулканической системы; отделен главными границами несогласия.

Ритм — ритмичный этап развития центра эндогенной активности — это совокупность стадий, в которых последовательно выражено прогрессирующее развитие активности, максимальная активность и регресс.

Центр эндогенной активности (ц. э. а., вулканическая система) — закономерно построенный и закономерно развивающийся автономный фрагмент вулканического пояса с неслучайными системными связями всех составляющих его элементов, являющийся концентром тектонической, магматической, газогидротермальной, рудогенной активности. Под эруптивными центрами мы подразумеваем центры любых форм магмопроявления.

Породные группы — естественные петрохимические классы, выделяемые по признаку полимодального распределения SiO_2 или главного факто-

ра десяти петрохимических признаков в породах [Белоусов, 1967]. Эмпирически выделенные породные группы имеют примерно следующие разграничивающие значения содержания SiO_2 в пересчете на безводную породу: базальты—андезито-базальты — до 54,2% SiO_2 , андезиты — от 54,2 до 60,5% SiO_2 , дациты — от 60,5 до 66,6% SiO_2 , риолито-дациты—риолиты — более 66,6% SiO_2 .

Вторичными кварцитами, опалитами мы называем метасоматиты с повсеместно присутствующей в значимых количествах минералогической (кварцевой или опаловой) фазой кремнезема.

Аргиллизиты — существенно глиноземистые метасоматиты.

Пропилиты, пропилитовые ассоциации — хлорит-карбонат-кварц-эпидот-пиритсодержащие метасоматические новообразования.

ПАУЖЕТСКИЙ ЦЕНТР ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ

Паужетский ц. э. а. расположен на крайнем юге Камчатского полуострова (см. рис. 1). Это крупная (диаметром 60—65 км) изометричная, длительно развивающаяся (в течение, вероятно, 20—23 млн. лет) вулканическая система (рис. 2), сложно построенная (многоцентровая) и полициклическая с полным развитием и сложной морфологией, обусловленной процессами обрушения и резургенции.

Результаты предшествующих работ

41/86
Первым исследователем Паужетской вулканической системы был Б.И. Пийп, проведший летом 1937 г. маршрутные геологические исследования в бассейне рек Озерная, Инканюш, Гольгина, Ходутка. Вулканические породы района разделены им на две возрастные группы: древние и новейшие. В разрезе толчи древних вулканических пород низы разреза составляет андезитовый лаво-пирокластический комплекс, верхи — преимущественно лавовый, по составу — андезитовый и базальтовый.

В зоне Тихоокеанского побережья в составе обоих комплексов преобладают туфогенно-осадочные образования. Новейший вулканизм сосредоточен в центральной части района и представлен преимущественно эксплозивно-экструзивными образованиями андезитового—дацитового—риолитового состава. Отмечается обилие гомеогенных включений и гломеропорфировых сростков в породах экструзий [176].

Широко развернувшееся с конца 50-х годов изучение Паужетской вулканической системы было связано с работами по составлению геологической карты, проводимыми Камчатской геологоразведочной экспедицией (впоследствии Камчатским территориальным геологическим управлением — КТГУ), и освоением Паужетского и Кошелевского месторождений парогидротерм, в котором участвовали Камчатская геологоразведочная экспедиция, Лаборатория вулканологии АН СССР (впоследствии Институт вулканологии) и с конца 60-х годов — Камчатское управление по использованию тепла Земли.

В итоге геологосъемочных работ среднего масштаба (С.Е. Апрельков, В.С. Шеймович, Ю.М. Слепов) и крупномасштабных (А.И. Сережников), а также изучения района сотрудниками Института вулканологии (В.В. Аверьев, А.Е. Святловский, О.А. Брайцева, Т.С. Краевая, И.В. Мелекесцев, В.И. Белоусов, В.Л. Леонов, Н.А. Храмов, Н.В. Огородов, А.А. Важевская, Н.Н. Кожемяка, Н.Е. Литасов, И.А. Егорова и др.) был уточнен разрез и установлено геологическое строение района. На основании фаунистических определений, выполненных в КТГУ, был установлен ниже-

2. Зак. 1068

Возраст по Гладенкоу (1974)	Радиоизотопные даты	Возрастные реперы	Минералы	Вулканизм			
				Обстановка, характер, формы проявления	Агломератные потоки	Эксплизи	Экструзии
Q ₂ -Q ₃		K-Ar 0,25±0,2 млн. лет		Вулканизм пестрого состава. Наземный локализованный	Развиты значительно	Сильные	Широко развиты
Q ₁				Несколько локальных стратовулканов базальт-андезитового состава. Вулканизм наземный. Заметно локализован	Сильно развиты, особенно на начальных этапах жизни вулканов	Сильные на начальных этапах жизни вулканов	Проявлены незначительно
2		K-Ar 1,6±0,2 млн. лет		Разрозненные вулканы на обширной территории, состав преимущественно базальтовый. Обстановка наземная	Развиты незначительно	Отсутствуют	Отсутствуют
N ₂				Щитовидные вулканы базальт-андезитового состава. Преимущественно наземные. Развитие вулканизма чрезвычайно широкое. Кислые вулканизм проявлен значительно	Не характерны	Проявлены незначительно	Значительно развиты. Крупные размеры
4				Стратовулканы кислого состава, пирокластический кислого состава	Значительно развиты	Сильные	Заметно развиты
6	Флуна малослов			Наземная обстановка. Вулканизм локализован в отдельных пунктах			
8				Стратовулканы базальт-андезитового состава. Обстановка субокеанская: вулканические острова	Сильно развиты	Значительные	Проявлены широко. Малые размеры
10	Диатомов. N ₁			Значительная локализация вулканизма			
12				Разрозненные подводные излияния базальт-андезитового состава на большой площади	Развиты незначительно	Отсутствуют	Отсутствуют
14		K-Ar 14,1±1,5 млн. лет					
16							
18							
20	Флуна застрелов						
22							

Интрузивный магматизм	Метасоматиты			Жильные проявления	Тектонический режим
	Аргиллизиты	Пропилиты	Кварц-слюдистые метасоматиты		
	Широко развиты		Мощно развиты		Рифтогенез
	Фумарольные в небольшом размере		Небольшие околотрецинные тела на вулканах		Общее воздымание
	Фумарольные		Неизвестны		Небольшое спускание
Штахи, силлы, дайки доэристов, дивритовых перфиритов	Развиты широко	Проявлены вблизи экстрезии и интрузии	Развиты мощно	?	Режим вращаения
	Развиты на вулканах	Развиты на вулканах	Проявлены заметно		Рифтогенез
Интрузии, штахи, силлы, дайки доэристов, перфиритов	Мощное развитие	Развиты вблизи экстрезии и интрузии	Проявлены значительно в связи с экстрезиями и интрузиями	Проявлены в связи с интрузиями	Общее воздымание
		Проявлены поймаемостно			Общее погружение

Рис. 2. Схема развития Паужетского центра эндогенной активности

миоценовый возраст курильской серии андезитов, базальтов и их туфов (С.Е. Апрельков), или курильского комплекса (Н.Е. Литасов и др.), или паратунской свиты (В.С. Шеймович, Ю.М. Слепов), аналогичных лаво-пирокластическому комплексу Б.И. Пийпа. Палеонтологические определения остатков фауны, собранной Н.А. Храмовым и Н.Н. Кожемякой, были выполнены В.Н. Синельниковой. Согласно ее заключению [83], средняя часть разреза курильского комплекса соответствует стратиграфическому уровню этолонской, возможно какертской, свиты и может быть датирована как средне-верхнемиоценовая. Верхняя часть разреза курильского комплекса соответствует этолонской свите — нижнеэрмавской подсвите Западной Камчатки и датируется верхнемиоценовым возрастом. Калий-аргоновое определение, выполненное В.К. Левским (Лаборатория абсолютного возраста ВСЕГЕИ) по образцу, отобранному в эффузивной (средней) части разреза курильского осадочно-вулканогенного комплекса, показало возраст $14,1 \pm 1,5$ млн. лет [83].

Возраст ключевской свиты андезито-базальтов и их туфов (по С.Е. Апрелькову), или озерновского комплекса (по Н.Е. Литасову и др.), или алнейской серии (по В.С. Шеймовичу, Ю.М. Слепову), аналогичных лавовому андезито-базальтовому комплексу Б.И. Пийпа, на основании определений фауны (собранный из песчаников, переслаивающихся с лавами, в верховьях р. Утюжной и по р. Хахыцин) был установлен как верхнемиоценовый — плиоценовый (определения В.М. Гладиковой, КТГУ). Калий-аргоновое определение возраста образца лавы андезито-базальтового состава, отобранного Н.Е. Литасовым в привершинной части горы Шумной, было выполнено В.К. Левским (Лаборатория абсолютного возраста ВСЕГЕИ) и показало $1,6 \pm 0,2$ млн. лет [83]. В разрезах палеовулканов, останцы которых составляют верхинные части гор Ключевской и Шумной (верхи озерновского комплекса), В.В. Кочегурой выделены две зоны прямой и обратной намагниченности, соответствующие эпохе Матуяма. Это при сопоставлении со стратиграфической шкалой европейской части СССР и Камчатки отвечает позднему плиоцену — началу нижнего плейстоцена. Аналогами озерновского комплекса, вероятно, являются крерукский вулканический комплекс Срединного хребта Камчатки, тумрокский вулканический комплекс Восточной Камчатки и усть-тигельская свита Западной Камчатки [83].

А.И. Сержников выделил древнечетвертичные андезито-базальтовые вулканы Дед и Баба, Третья Речка и Кошелевский вулканический массив — сложную многофазную вулканическую постройку андезито-базальтового состава среднеплейстоценового — голоценового возраста.

В ходе геологосъемочных и буровых работ было установлено широкое распространение кварцевых спекшихся туфов, образующих по периферии района покровы, а в центральной части, в пределах Камбального хребта, — пластовые тела, перекрытые осадочно-туфо-пирокластическими образованиями андезитового — дацитового состава (паужетская свита), лавами и экструзиями состава от базальтов до риолито-дацитов. Датирование спекшихся туфов вызвало дискуссию. Дискутировались как коррелятность покровных и погребенных спекшихся туфов, так и их возраст.

В.В. Аверьев и А.Е. Святловский [7], С.Е. Апрельков [9] В.С. Шеймович [242, 243] считали витрокристаллокластические туфы Камбального хребта и спекшиеся туфы его обрамления разновозрастными образованиями и датировали их либо нижним плейстоценом, паужетскую свиту — средним плейстоценом (В.В. Аверьев, А.Е. Святловский), либо плиоценом, паужетскую свиту — плиоценом — нижним плейстоценом (С.Е. Апрельков, В.С. Шеймович). Основанием для такого датирования послужило

заклучение Е.Д. Заклинской (споро-пыльцевая лаборатория кайнозойских отложений ГИН АН СССР), которое мы приводим ниже.

"Все пробы в той или иной мере содержат пыльцу и споры, но в незначительном количестве. Сохранность пыльцевых и споровых зерен в большинстве случаев плохая. Зерна деформированы, частично корродированы или сильно минерализованы. Среди зерен плохой сохранности попадаются изредка пылинки, более или менее хорошо сохранившиеся, что в основном относится к отложениям в интервалах выше 232,3 м. Однако сохранность пыльцы не настолько хороша, чтобы представлялось возможным применить определение видов. В большинстве случаев, что в основном относится к образцам из глубоких горизонтов (232,3—263,2 м), затруднено отнесение необходимых пыльцевых зерен к определенному виду.

Закономерным во всех выделенных спектрах спор и пыльцы является одновременное присутствие компонентов явно четвертичного облика с формами, присущими третичной флоре. Так, среди комплекса пыльцы травянистых растений (*Rumex*, *Artemisia*, *Umbelliferae* и др.) встречаются пыльцевые зерна *Juglans*, *Myricaceae* (off. *Myrica*), *Rhus*, *Carpinus*.

Такие сочетания могут свидетельствовать либо о переотложении более древних видов элементов в период седиментации четвертичных осадков, либо о более древнем, чем четвертичный, возрасте изучаемой толщи. Генезис осадков, по-видимому, исключает возможность переотложения (?Е.З.). Поэтому, видимо, можно допустить принадлежность осадков к верхам третичной эпохи — плиоцену.

В спектрах из нижних горизонтов (интервал 248,5—255,9 м) постоянно присутствует пыльца чуждых современной флоре Камчатки растений: *Carpinus*, *Myrica*, *Rhus*, *Alnus pentaporina* (pollen), *Alnus tetraporina* (pollen), *Pinus koraiensis*, *Pinus Sect. Strobilus*.

Наряду с перечисленными формами в спектрах значительное участие принимает пыльца травянистых растений. Однако в настоящее время я затрудняюсь дать решительное заключение о возрасте вмещающих пород, так как и в более верхних горизонтах (интервал 104,4—112,4 м) также встречены единичные зерна *Alnus* третичного облика, *Ulmus*, *Juglans*. Во всяком случае спектры, выделенные из туфогенных отложений, вскрытых скважиной Р-1, значительно отличаются от комплекса спектра из террас р. Паужетки, которые, без всякого сомнения, относятся к верхним горизонтам четвертичного периода".

Следует заметить, что генезис вулканогенно-осадочных образований, выполняющих депрессию, не исключает возможности переотложения материала более древних стратиграфических подразделений. Более того, в указанных в заключении Е.Д. Заклинской интервалах в разрезе скважины Р-1 имеются прослои туфопесчаников и песчаников. Коррелятные им песчаники, обнажающиеся по ручьям Трудному и Светлому, содержат обломки (т.е. продукты размыва) всех вулканических комплексов, сформированных ранее паужетской свиты, кроме нижнего (зеленых туфопесчаников), вероятно ко времени формирования паужетской свиты еще не затронутого эрозией. Из этого следует, что спорово-пыльцевые комплексы, выделенные из паужетской свиты, могут содержать переотложенные плиоценовые виды и допущение о плиоценовом возрасте паужетской свиты вряд ли состоятельно. И.В. Мелекесцев [159], В.И. Белоусов [25] и Н.Е. Литасов [83] считают витрокристаллокластические туфы Камбального хребта и спекшиеся туфы его обрамления разновозрастными. Причем возраст первых на основании заключения Е.Д. Заклинской принимается плиоценовым, вторых — средне-верхнеплейстоценовым. Основанием для такого датирования послужило соотношение спекшихся

туфов с древнечетвертичными эффузивами правобережья р. Унканович и мореной второй фазы верхнечетвертичного оледенения (Q_3^1) [159]. Помимо этого, В.К. Левским (Лаборатория абсолютного возраста ВСЕГЕИ) было выполнено определение абсолютного возраста игнимбритов (спекшихся туфов) Гольгинского хребта, показавшее $0,25 \pm 0,10$ млн. лет [110].

Л.Д. Сулержицким (Радиоуглеродная лаборатория ГИН) было выполнено пять радиоуглеродных определений возраста пемзово-пирокластических потоков, показавши: возраст от 7980 ± 90 до 9500 ± 40 лет [83].

Относительно структуры Паужетского центра эндогенной активности высказывались различные суждения. По представлению В.В. Аверьева и А.Е. Святловского [7], Паужетский центр — возрожденная структура обрушения. В.С. Шеймович [242] отрицает резургенцию Паужетской структуры обрушения.

В пределах Паужетского центра эндогенной активности были проведены геофизические работы: сейсмическое профилирование, гравиметрия и магниторазведка, магнито-теллурическое зондирование и интерпретация полученных данных. Согласно этой интерпретации, кровля кристаллического фундамента, прослеживаемая как преломляющая граница для волн со скоростями 5,5–6,0 км/с, в пределах Паужетского ц.з.а. образует несимметричный ступенеобразный прогиб с пологим западным и крутым восточным крылом. Глубина залегания кровли кристаллического фундамента в центральной части Паужетской структуры составляет 5,5 км, на западной ее периферии — 3,5 км. Две следующие границы раздела, первая из которых интерпретируется как кровля верхнемелового фундамента, а вторая — как граница раздела нижней — туфогенно-осадочной — и верхней — вулканогенной — частей разреза Курильского комплекса, образуют пологий свод, осложненный проседанием центральной части, фиксируемым по всем геофизическим границам раздела. Часть геофизического разреза, интерпретируемая как верхнемеловые образования, в центральной части Паужетской структуры образует линзовидный раздув с мощностью до 2,2–2,5 км при 1,5 мощности этого же горизонта на западной периферии структуры. Нижняя туфогенно-осадочная часть разреза курильского комплекса имеет выдержанную мощность, достигающую 2 км; в восточной части района, близ Тихоокеанского побережья, эта часть разреза выходит на дневную поверхность. Суммарная мощность лежащей выше существенно лаво-пирокластической части миоценового разреза (верхи курильского и озерновский комплексы) наращивает мощность от 300–400 м на западе структуры до 1000–1200 м к ее центру. Наконец, мощность рыхлых четвертичных отложений, как показали сейсмические исследования, меняется от 15–20 м у побережья Охотского моря до 250–300 м в долине р. Озерной (в Паужетской депрессии). Границы Паужетской депрессии по геофизическим данным отчетливо фиксируются на западе по долине р. Паужетки, на востоке по восточному побережью Курильского озера, на севере граница депрессии, вероятно, проходит в 3–4 км к северу от долины р. Озерной, на юге — по линии вулканов Кошелевский—Камбальный. Величина опускания центральной части Паужетской депрессии оценивается в 600–800 м. На этом фоне выделяется локальное погружение Курильского озера на глубину 1–1,5 км. Выделен ряд разломов регионального северо-северо-восточного простирания и местные субмеридиональные разломы, ограничивающие Паужетскую депрессию с запада и востока.

Магнитотеллурическое зондирование выявило в недрах Паужетской структуры на глубине около 10 км аномалию, которую можно интерпретировать либо как тепловую, либо как обусловленную высокой минерализацией вод [83].

На Паужетском месторождении парогидротерм С.И. Набоко [165] были изучены гидротермально-измененные породы. Выделены четыре зоны (сверху вниз): каолинизации, хлоритизации, цеолитизации, пропи-литизации. В.Л. Русиновым [191] было показано, что эпидот, встреченный в приповерхностных зонах современных гидротермальных место-рождений, имеет кластический характер.

Осадочно-вулканогенные комплексы и палеовулканические реконструкции

Наши исследования Паужетской вулканической системы проводились в 1971–1977 гг. Эти работы охватили площадь от побережья Охотского моря на западе до побережья Тихого океана на востоке, от р. Гольгина на севере до вулканов Кошелевского и Камбального на юге. Нами использованы материалы С.Е. Апрелькова, Ю.М. Слепова, В.С. Шеймовича, А.И. Серезникова (КТГУ), В.И. Белоусова, В.Л. Леонова, Н.Е. Литасова, Н.Н. Кожемяки, Н.В. Огородова, Н.А. Храмова (Институт вулканоло-гии).

В разрезе Паужетского центра нами выделено девять комплексов — возрастных подразделений с устойчивыми индивидуальными структурно-морфологическими, петрографо-литологическими или палеовулканиче-скими чертами.

Первый (нижний) комплекс. Это преимущественно туфогенно-осадоч-ный комплекс. На дневную поверхность породы комплекса выходят на восточной периферии Паужетского ц.э.а. в пределах хребтов, прилегаю-щих к Тихоокеанскому побережью (рис. 3). Видимая часть разреза пред-ставлена здесь моноклинально падающими на запад (углы падения до $20-30^\circ$), переслаивающимися туфопесчаниками и базальтами (моц-ность слоев составляет десятки метров). Общая мощность видимой части разреза достигает 300–400 м. В центральной части района 500-метровый фрагмент разреза этого комплекса вскрыт скважиной ГК-1 (рис. 4, см. вкл.) в западном предгорье Камбального хребта. В нижней части этого фрагмента вскрыты темно-серые туфоаргиллиты, переслаивающиеся с туфоалевролитами (общая мощность 125 м, угол наклона слоистости к оси керна не превышает $20-30^\circ$). Вверх туфоаргиллиты переходят в зеле-ные грубослоистые туфоалевролиты-туфопесчаники (350 м) с редкими пластовыми телами базальта небольшой мощности. Базальты стекловатые с небольшим содержанием мелких кристаллов пироксена и плагиоклаза. Валовый силикатный анализ даек этого комплекса с Тихоокеанского побережья показал, что это высокоглиноземистые низкокальциевые базаль-ты, по Волинцу и др. [56], или островодужные толеиты по Куно.

Как эффузивы, так и туфопесчаники повсеместно пропи-литизированы: развиты хлорит, кальцит, пирит, реже — эпидот. В эффузивах, обнажаю-щихся на Тихоокеанском побережье, Н.А. Храмовым найдены крупные жилообразные тела халцедоновидного кварца. Окаменелые остатки фауны гастропод, встреченные в туфопесчаниках первого комплекса при про-смотре кернов скважин 1-р и ГК-1, не позволяют датировать отложения точнее неогена. Возраст комплекса на основании сопоставлений, выполнен-ных В.С. Шеймовичем, с фаунистически охарактеризованными аналогами, обнажающимися на побережье Тихого океана севернее территории наших исследований, определен как нижнемиоценовый. По возрасту и литологии первый комплекс хорошо сопоставляется со среднепарамуширской серией Курильских островов [62, 201].

Как показывают палеогеографические реконструкции [62], в позднем

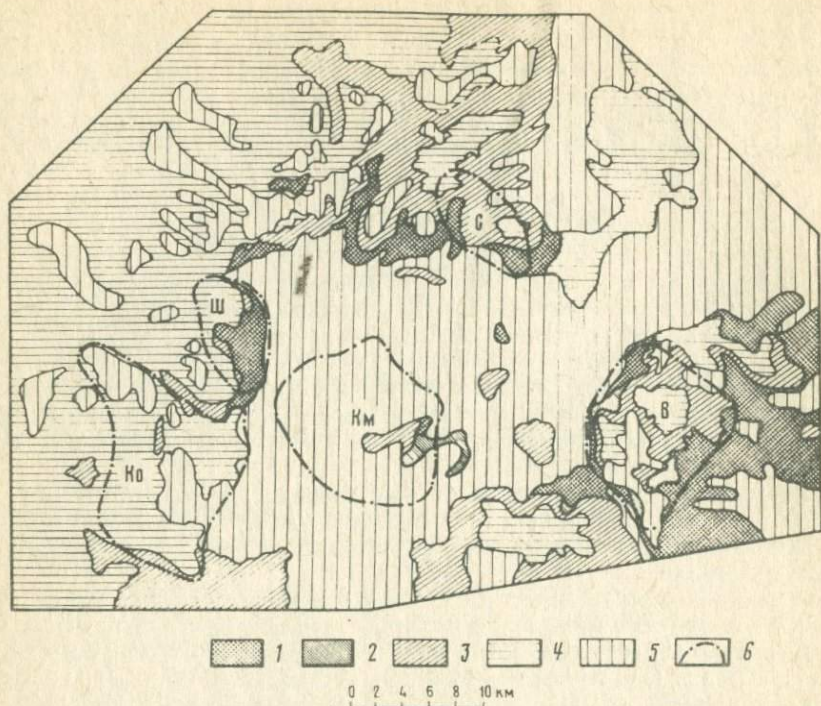


Рис. 3. Схема выходов на дневную поверхность геологических комплексов Паужетского центра эндогенной активности

1 — первый и второй комплексы, возраст $N_1^1-N_1^2$ (N_1^3); 2 — третий комплекс, возраст N_1^3 ; 3 — четвертый комплекс, возраст $N_1^3-N_2^1$; 4 — пятый и шестой комплексы, возраст $N_2^1-Q_1$; 5 — седьмой, восьмой и девятый комплексы, возраст Q_2-Q_4 ; 6 — границы участков детальных работ: Ко — Кошелевского, Ш — Шумного, Км — Камбального, С — Северного, В — Восточного

олигоцене—раннем миоцене в пределах Южной Камчатки формируется вулканическая зона. Палеовулканическая (палеогеографическая) реконструкция обстановки формирования первого комплекса Паужетского центра эндогенной активности дает основание полагать, что вулканическая активность в пределах изученной территории в раннем миоцене была весьма умеренной. Формирование комплекса протекало в морской обстановке при энергичном накоплении вулканогенного лито- и кристаллокластического материала и небольших разрозненных подводных излияниях базальтовых лав (см. рис. 2 и 5, а, см. вкл.).

Следует пояснить, что приводимые здесь и далее палеовулканические схемы составлены на основании детального картирования ключевых участков, дешифрирования аэрофотоснимков, анализа геологических карт территории центра эндогенной активности. На схемах по имеющимся разрезам геологических комплексов интерполирована схематичная карта расположения и контуров интрузивов и метасоматических тел на уровне существующего эрозийного среза. На основе анализа фаций выделены и околтурены морские и озерные осадки, показаны области размыва, реконструированы вулканические постройки. При реконструкции последних помимо анализа фаций принимались во внимание характер залегания эффузивных

пород и наличие околожерловых метасоматитов. Естественно, что достоверность палеовулканических реконструкций, приближающаяся к 100% для наиболее молодых геологических комплексов, снижается до 60–50% для комплексов древних.

Второй комплекс. Это преимущественно лаво-пирокластический комплекс, фациально сопряженный с туфогенно-осадочными образованиями. Породы комплекса обнажаются в районе повсеместно в наиболее глубоко врезанных долинах (см. рис. 3) или вскрыты скважинами. От первого комплекса второй отделен размывом: в керне скважины ГК-1 в основании второго комплекса отчетливо фиксируется горизонт базальных конгломератов (см. рис. 4) с галькой базальтов и туфопесчаников подстилающего комплекса. Туфопесчаники ниже контакта сильно трещиноватые, окрашены в бурые тона (погребенная кора выветривания). Видимые или сохранившиеся мощности комплекса составляют 250–350 м. Минимальную сохранившуюся мощность вскрыла скважина ГК-1 в пределах Паужетской депрессии (северо-западные склоны Камбального хребта) — 130 м. Максимальная видимая мощность комплекса (до 600 м) установлена в разрезе горы Шумной. Этот разрез наиболее типичен и представительен для второго комплекса, характерной чертой которого является переслаивание по всей видимой части разреза лав пироксеновых андезитобазальтов—андезитов и туфобрекчии того же состава (рис. 6). Мощности переслаивания составляют десятки—первые сотни метров. Как видно на картах участков (рис. 7, 8, см. вкл.), соотношения лав и пирокластики сильно изменчивы по латерали: в центральных частях вулканических построек в разрезе преобладают лавы—лавобрекчии, к периферии построек уступающие место туфобрекчии; на дальней периферии значительную роль начинает играть третий элемент разреза — туфопесчаники. Тектоническая нарушенность пород второго комплекса слабая: преобладают углы падения, не превышающие 10–20°, редко достигающие 30°. Складчатость изометрично-купольная, хотя простирается запад-северо-западным направлением возможно несколько преобладают над северо-северо-восточными. Преобладающие направления линейных мало амплитудных разрывов также северо-северо-восточные и запад-северо-западные. В связи с внедрением интрузивных и экструзивных штоков вокруг них формируются субкольцевые разрывы. Интрузивные фации комплекса тесно связаны с вулканизмом, представлены согласными силлами (реже дайками), штоками, небольшими массивами изометричной формы; наиболее крупные из них, площадью до 1–2, редко 20 км², отмечены к северу и востоку от Курильского озера.

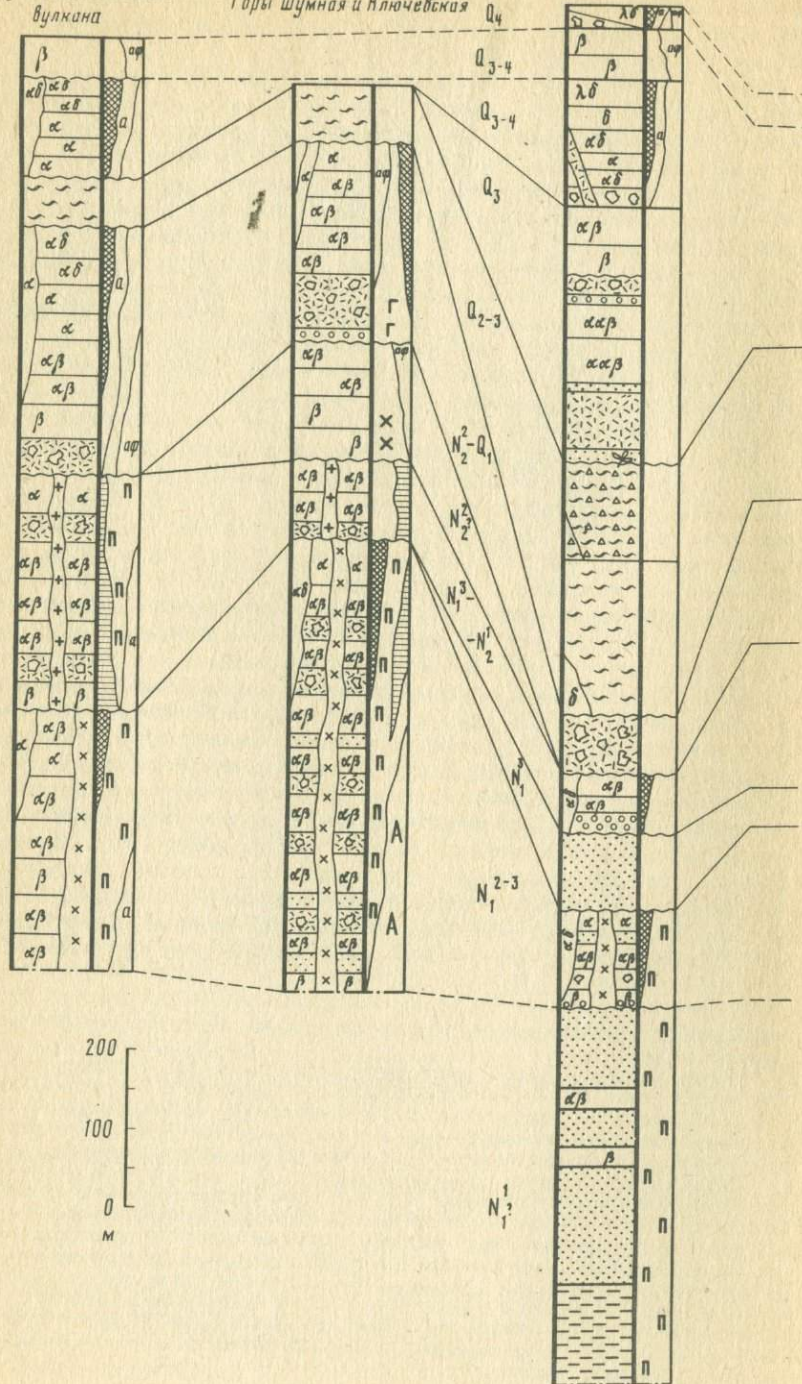
Рис. 6. Схема корреляции разрезов участков детальных работ Паужетского центра эндогенной активности

1 (здесь и далее) — лавы, лавобрекчии базальтового (β), андезитобазальтового ($\alpha\beta$), андезитового (α), андезито-дацитового ($\alpha\delta$), дацитового (δ), риолито-дацитового ($\lambda\delta$) состава; 2 — туфобрекчии; 3 — сплесшиеся туфы (a) и туфобрекчии (b); 4 — пепловые туфы; 5 — пемзовые туфы; 6 — туфопесчаники; 7 — туфоаргиллиты; 8 — конгломераты; 9 — туфовые дайки; 10 — экструзии андезита, андезито-дацита, дацита; штоки (корни вулканов) андезито-базальта; 11 — интрузии диоритов—диоритовых порфиритов нижнего плиоцена; 12 — интрузии среднего-верхнего миоцена; 13 — фумарольные аргиллизиты; 14 — вторичные (метасоматические) кварциты-опалиты, связанные с экструзиями и вулканами кислого состава; 15 — опалит-аргиллизиты, связанные с интрузиями диоритов; 16 — аргиллизиты, предшествующие и сопровождающие внедрение экструзий преимущественно кислого состава или представляющие собой внешние фации зон и массивов метасоматических кварцитов-опалитов; 17 — поля аргиллизитов, не связанные с конкретными вулканическими постройками; 18 — пропилиты; 19 — кварцевые жилы; 20 — халцедоновидный кварц, яшмоиды; 21 — гипсово-карбонатные штокверки

Группа Кошелевского
вулкана

Горы Шумная и Ключевская

Намбальный зребет

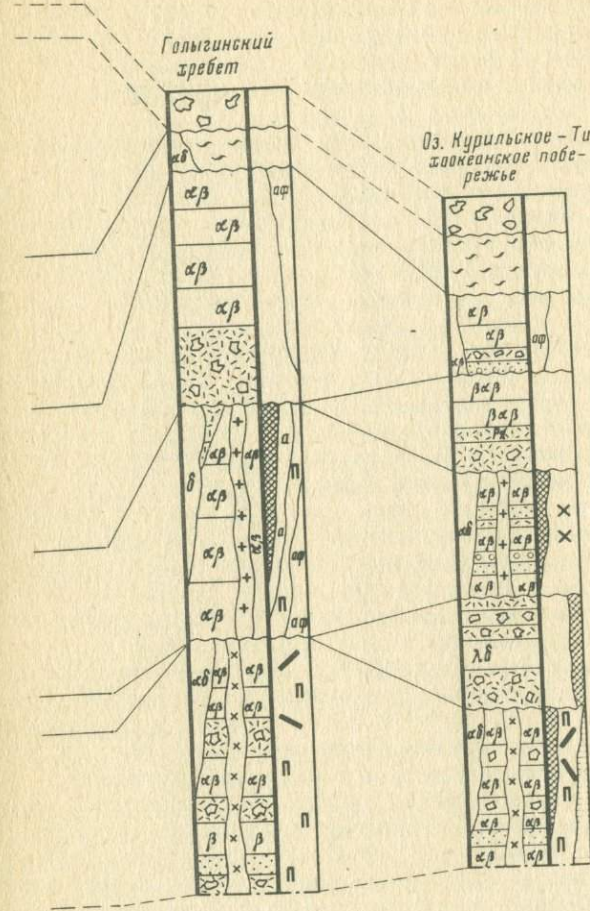


200
100
0
м

N_3^1

Голыгинский
зребет

Оз. Курильское - Ти-
шадкеанское побе-
режье



β	1		8		15
	2		9	α	16
	3	α	10	A	17
	4		11	π	18
	5		12		19
	6	$\alpha\phi$	13	\times	20
	7		14	Γ	21

Состав интрузивных пород — габбро-диориты—диориты—кварцевые диориты. Структура — средне-мелкозернистая с переходами к порфирировой. Сателлиты интрузий (преимущественно силлы диоритовых порфиритов) образуют поля размерами до 10 X 10 км. Наиболее поздние магмопроявления второго комплекса, пересекающие силлы диоритов—диоритовых порфиритов — штоки, экструзии и сопутствующие им рои радиальных и субкольцевых даек андезитового—андезито-дацитового состава. Наиболее крупная из таких субинтрузий площадью 0,3 км² отмечена в разрезе горы Шумной. Дайки, ее сопровождающие, картируются на расстоянии до 1 км от нее.

Метасоматиты второго комплекса многообразны и развиты мощно. Наиболее ранние из них — массивы аргиллизитов размерами до 3 X 1 X 0,5 км, с содержанием измененных пород до 50—70% и степенью изменений до 70—100%. Минералогия метасоматических новообразований (здесь и далее по определением, выполненным А.В. Мясниковым на дериватографе Орион производства ВНР, Институт вулканологии ДВНЦ) представлена преимущественно каолинитом, монтмориллонитом, изредка отмечаются опал, гипс, алунит, сера, часто присутствует пирит, отмечены случаи развития по ранним аргиллизитам карбонатов (кальцита). Ранние аргиллизиты, развитые по лавам и туфобрекчиям, по многочисленным наблюдениям секутся силлами диоритов—диоритовых порфиритов второго комплекса, что подчеркивает синхронность этих метасоматитов и вулканической активности и связь с мощной фумарольно-сульфатарной деятельностью. Формирование метасоматитов происходило вероятно, от поверхности до глубин в сотни метров. Очень широко в пределах комплекса развита средне-низкотемпературная пропилитизация, захватывающая площади до 3 X 2 км, а по вертикали развита на всю видимую мощность комплекса, т.е. по крайней мере на сотни метров. Измененные породы в пределах массивов пропилитизации составляют 30—60%, а степень измененности (объем новообразованных минералов), как правило, — 10—15%, в небольших объемах достигая иногда 100%. Новообразования представлены кальцитом, хлоритом, пиритом, редко эпидотом и кварцем. Такая ассоциация указывает на приповерхностный характер пропилитизации [39]. Развитие кальцита по ранним аргиллизитам указывает на более позднее формирование пропилитов, пространственно тяготеющих к участкам концентрированного проявления интрузивного магматизма: интрузий, штоков, силлов диоритов—диоритовых порфиритов, экструзивных андезитовых порфиритов (которые также являются постаргиллизитовыми). Очевидно, что пропилиты формируются в теле вулканической постройки и, как показывают пространственная и временная общность, косвенно связаны с близповерхностными интрузиями, которые также подвергаются пропилитизации. Глубины образования пропилитов, как и интрузий, можно оценить в сотни — первые тысячи метров.

На пропилитизацию накладываются локальные тела кварцитов—опалитов с внешними зонами аргиллизитов. Размеры их, как правило, не превосходят первых сотен метров по простиранию и первых десятков метров по мощности. Крутопадающие тела кварцит—опалитов приурочены к региональной либо локальной (связанной с внедрением магматических тел) трещиноватости (см. рис. 7, 8). По признакам пространственной связи и структурной приуроченности среди этих метасоматитов можно выделить две группы. Первая из них — тела кварцит—опалит—аргиллизитов, контролируемых зонами региональной трещиноватости и пространственно связанных с местами концентрации диоритовых порфиритовых массивов, штоков, силлов. Выделяются центральная зона метасоматических

тел, на 100% представленная новообразованными минералами — опалом (редко кварцем), каолинитом, и внешняя зона, в которой преобладают каолинит и монтмориллонит, редок опал, обычно присутствует пирит. Вторая группа кварцит—опалит—аргиллизитов пространственно тяготеет к рвущим штокам-экструзиям и роям сопровождающих их радиальных и субкольцевых даек андезитовых порфиритов. Контролирующие их структуры — радиальные и кольцевые разрывы, сопровождающие внедрение субинтрузий и контролирующие одновременно размещение даек-сателлитов. Центральная зона метасоматических тел на 100% представлена тонким агрегатом кварца (кварцит) с небольшим количеством гидрослюд (серицита). Внешняя зона представлена агрегатом каолинита, гидрослюд, карбонатов (кальцита), пирита; отмечен калиевый полевои шпат. Внешние границы метасоматических тел обеих групп резкие, однако за их пределами вмещающие породы несут следы аналогичных по составу изменений, степень которых с удалением от метасоматического тела постепенно затухает. Диагностика новообразованных минералов этих метасоматитов проводилась как в шлифах, так и на дериватографе. Кварцит—опалит—аргиллизитовые метасоматиты по преимуществу являются постинтрузивными, о чем свидетельствует наложение их на диориты—диоритовые порфириты и андезитовые порфириты (наложены метасоматиты второй группы). Глубины их формирования на основании реконструкции эродированной части разреза комплекса оцениваются в сотни—первые тысячи метров. Наряду с этими метасоматитами последними проявлениями эндогенной активности комплекса являются кварцевые жилы, непосредственно связанные с диоритовыми массивами, эродированными севернее и восточнее Курильского озера (см. рис. 8). Жилы имеют мощность в первые десятки сантиметров, кварц сахаровидный либо шестоватый.

Возраст второго комплекса, соответствующего курильскому (по Н.Е. Литасову и др.), или лаво-пирокластическому (по Б.И. Пийпу), или паратунской свите (В.С. Шеймович, Ю.М. Слепов), или курильской серии (С.Е. Апрельков), по калий-аргоновому определению составляет $14,1 \pm \pm 1,5$ млн. лет и по фаунистическим определениям соответствует среднему—верхнему миоцену [83].

Палеовулканическая обстановка среднего—верхнего миоцена на основании интерпретации разреза второго комплекса представляется нам как субаквальная: морская с многочисленными островами, преимущественно островами-стратовулканами андезитового, андезито-базальтового состава значительных размеров (см. рис. 5, б). Характерной чертой вулканизма среднего—верхнего миоцена было широкое развитие умеренно кислого экструзивного вулканизма и высокая газогидротермальная активность, результатом которой было формирование обширных полей метасоматитов на вулканах и вблизи экструзий.

Третий комплекс. Развита этот эксплозивно-лаво-пирокластический комплекс локально. Выходы его известны в восточной части района, где породы комплекса вложены в сильно расчлененный рельеф, выработанный в породах второго комплекса (см. рис. 3, 8). Собственно вложение в палеорельеф явилось основанием для выделения третьего комплекса, вернее установления нижней его границы. Для В.С. Шеймовича вложение комплекса кислой пирокластики и лав в палеорельеф, выработанный в породах паратунской свиты, послужило основанием для отнесения этого комплекса к алнейской серии, датируемой верхним миоценом—плиоценом. Однако на юго-восточных склонах котловины Курильского озера мы наблюдали перекрытие пород третьего комплекса вулканогенно-осадочными образованиями, содержащими обломки характерных кислых

лав, пирокластики и туфопесчаников третьего комплекса. Перекрывающие вулканогенно-осадочные образования входят в состав озерновского комплекса (или алнейской серии), определяя таким образом верхнюю границу третьего комплекса. Указанные обстоятельства послужили основанием для выделения описываемого комплекса.

Представлен комплекс кислыми лавами и крупнообломочными туфобрекчиями андезитового—риолитового состава. Вторым существенным элементом комплекса являются пепловые и пемзовые туфы дацитового—риолитового состава и сопряженные с ними пепловые туфобрекчии. В основании пемзовых потоков комплекса встречены обломки кремневой древесины. Наконец, в центральной части района у восточных подножий Камбалыного хребта по р. Правый Этамынк геологическое положение третьего комплекса (между лавами и пирокластикой второго комплекса и несогласно перекрывающими вулканогенно-осадочными образованиями четвертого комплекса) занимают слоистые алевролиты—песчаники, содержащие растительные остатки, видимой или сохранившейся мощностью до 50—150 м (см. рис. 6, 9, см. вкл.). Все породы третьего комплекса слабо дислоцированы, углы падения составляют 10—15, максимум 20°, преобладающие простирания северо-северо-восточные. Интрузивные образования комплекса неизвестны, отмечены лишь дайки долеритовых базальтов, секущие породы комплекса, но с уверенностью отнести их к третьему комплексу нельзя.

Все породы комплекса карбонатизированы. В восточной части района по кислым эффузивам и туфобрекчиям развиты эпидот и кварц, отмечены цеолиты. На пемзовые туфы на востоке района наложена опализация.

Возраст комплекса определен по результатам диатомового анализа образцов алевролитов—песчаников, отобранных по р. Правый Этамынк. По определению Е.Г. Лупкиной, обнаружен комплекс диатомей смешанного экологического состава, включающий около 40 форм (из 20 родов) диатомей и 1 вид эбриидей. В качественном и количественном отношении доминируют типичные обитатели морских бассейнов; обитатели пресных водоемов представлены 5 видами (по 1 экз. каждый). Посредственная и часто плохая сохранность панцирей диатомей рассматриваемого комплекса не позволяет с уверенностью принять его за автохтонный и решить однозначно вопрос о времени его формирования. Условно время формирования изученного комплекса можно отнести к началу позднего миоцена, о чем свидетельствуют субдоминирующее положение *Thalassiosira usatschevii* и отсутствие подавляющего большинства характерных форм (индекс-видов) среднемиоценовых комплексов (первичное захоронение *Coniothecium fume*, *Trochosira spinosa* сомнительно; оба вида в силу морфологических особенностей строения панциря легко переносят переотложение). Состав пресноводных диатомей не противоречит выводу о миоценовом возрасте комплекса.

Локальное развитие пород третьего комплекса свидетельствует о понижении и локализации магматической активности и преобладании размыва на изученной территории в верхнемиоценовое время. Характер контактов вложения третьего комплекса указывает на значительную расчлененность рельефа и, следовательно, режим воздымания территории. Характер диатомовой флоры свидетельствует о близости морской береговой линии, изобилующей лиманами, обилии пресных водотоков. На суше активно действовали единичные вулканы, лава и пирокластика которых имели кислый состав, происходили эксплозии и связанные с ними извержения кислых пемз и пепла (см. рис. 5, в). Газогидротермальная деятельность была мало активной.

Четвертый комплекс. Это широко развитый осадочно-вулканогенный комплекс с высокой активностью эксплозивно-экструзивного элемента. Выходы пород комплекса повсеместны в районе; его подошва образует главную границу несогласия, перекрывая разные элементы разреза второго и третьего комплексов. Рельеф, погребенный четвертым комплексом, сравнительно спокойный. Комплекс выделен нами в рамках аллейской серии (озерновского комплекса). Представляет собой нижнюю часть указанного стратиграфического подразделения, отделенную от верхней границей несогласия (см. рис. 3, 7, 9).

Наименьшую сохранившуюся мощность четвертый комплекс имеет в центральной части района — у восточных подножий Камбального хребта и в разрезе горы Шумной (до 100 м), наибольшую (до 250—350 м) — на северной и западной периферии района — в разрезах Гольгинского хребта и в основании Кошелевской группы вулканов (см. рис. 6). На западе и юго-западе района разрезы комплекса представлены переслаивающимися лавами и туфобрекчиями, на севере преобладает лавовый разрез, в центральной и восточной части района значительное место в разрезе комплекса, помимо лав, занимают осадочные образования — туфопесчаники, гравелиты с прослоями конгломератов или обильными включениями гальки пород подстилающих комплексов, среди которых распознаются карбонатизированные кислые эффузивы и туфопесчаники третьего комплекса, пропилитизированные эффузивы и диориты второго комплекса. Мощность переслаивающихся лав и туфобрекчий, лав и конгломератов—гравелитов—песчаников составляет десятки—первые сотни метров. Тектоническая нарушенность пород комплекса незначительна, углы падения редко превосходят 15—20°, составляя обычно 5—10°. Пликвативные дислокации всего вероятно являются здесь производными разрывной тектоники. Преобладающими простирациями разрывных нарушений, как и складчатости (особенно в восточной части района), являются северо-северо-восточные; реже отмечаются субмеридиональные разрывные нарушения. Лавы комплекса представлены преимущественно пироксеновыми андезитами, реже андезито-базальтами и базальтами.

Для комплекса характерны близповерхностные интрузии — штоки, силлы и дайки диоритового порфирита. Не менее характерной особенностью комплекса является широкое развитие экструзий флюидальных порфиров андезито-дацитового—дацитового—риолито-дацитового состава. Крупные экструзии диаметром от 1 до 2—3 км картировались в центральной, северной и восточной частях района. На восточном склоне хр. Камбального по р. Левый Этамынк были встречены близповерхностные фации интрузий этого комплекса. Представлены они дайками мощностью до 3—5 м и штоками диаметром до 150—250 м флюидальных порфиров андезито-дацитового состава. Внедрение экструзий сопровождалось пепловыми эксплозиями и формированием систем кольцевых трещин, особенно отчетливо читаемых на местности или аэрофотоснимках при некоторой эродированности экструзивного поля. Экструзии на востоке района отчетливо контролируются зонами нарушений северо-восточного простираения. На западе района субмеридиональные разрывные нарушения контролируют дайки пироксеновых долерито-базальтов, глубина эрозии которых составляет сотни метров.

Метасоматиты, сопровождающие четвертый комплекс, развиты сравнительно широко. В прикратерных частях вулканов установлены массивы интенсивной фумарольной аргиллизации (объем изменений в которых достигает 60—70%, а новообразованные минералы составляют до 30—50% от объема измененной породы) с площадью сечения до 0,25 км².

В пространственной связи с интрузивными и экструзивными телами локально развивается средне-низкотемпературная пропилитизация с новообразованными минералами, представленными хлоритом, карбонатом, пиритом, очень редко — эпидотом. Глубины формирования этих пропилитов составляли первые сотни метров.

На западе изученной территории в основании Кошелевского вулканического массива, в непосредственной связи с интрузиями диоритовых (габбро-диоритовых) порфиритов развиты кварц-гидрослюдистые метасоматиты, наложенные на близповерхностные интрузивные тела. В непосредственной связи с субмеридиональными дайками пироксеновых долеритобазальтов, в их экзо- и эндоконтактах развиваются близповерхностные кварц-каолинит-гидрослюдистые метасоматиты с пиритом и кальцитом. Наконец, мощные метасоматиты развиты в связи с экструзиями флюидалных порфиритов андезито-дацитового-дацитового и порфириров риолито-дацитового состава. Развиваются они как по самим экструзиям, так и в непосредственной близости от них, захватывая площади размером во многие квадратные километры (площадь метасоматитов левобережья р. Поганки достигает 6 км^2 , а видимый объем этого массива не менее 2 км^3). Рои метасоматических тел-сателлитов небольших размеров линзовидной формы бывают развиты на значительном удалении от экструзий (1—2, до 3 км), где они контролируются зонами трещиноватости и разрывных нарушений. Тела-сателлиты имеют, как правило, кварцитопалитовое ядро и аргиллизитовую (опал-аргиллизитовую) внешнюю зону, ограниченную резкими контактами. Крупные массивы метасоматитов построены концентрично-зонально. Так, в центральной части массива метасоматитов левобережья р. Поганки по флюидалным породам экструзии развиты кварциты (сечения изометричных тел достигает 200—250 м), далее следует зона опалит-аргиллизитов (размерами $1 \times 1,5 \text{ км}$), развитых по породам экструзии и пепловым туфам, образование которых предшествовало внедрению экструзии. Внешняя зона аргиллизитов представлена преимущественно монтмориллонитом с пиритом и опалом. Поперечник всего массива метасоматитов достигает 3 км (см. рис. 5, 2).

Глубинные гомологи этих метасоматитов, вскрытые эрозией до подошвы четвертого комплекса, т.е. до глубины в несколько сотен метров, встречены по р. Левый Этамынк, где они развиты по рвущим фациям флюидалных порфировых экструзий андезито-дацитового состава (см. рис. 9).

Метасоматиты не зональны, занимают площадь не более первых сотен метров. Новообразования, представленные кварцем, опалом, гидрослюдами, каолинитом, монтмориллонитом, пиритом, кальцитом, составляют 40—50, местами до 100% объема породы (минералогические определения выполнены оптическим методом и на дериватографе). Следует отметить в качестве особенности комплекса развитие по его вулканитам халцедоново-видного кварца.

Поскольку четвертый комплекс заключен между датированными комплексами начала верхнего миоцена и верхнего плиоцена—нижнего плейстоцена, нами он условно датируется как верхнемиоценовый — нижнеплиоценовый.

Палеовулканическая обстановка нижнего плиоцена представлена на рис. 5, 2. Изученная территория в нижнем плиоцене характеризовалась большим количеством крупных стратовулканов андезито-дацитового-андезито-базальтового состава с низким содержанием пирокластики в разрезах. Глубина морского бассейна с вулканами-островами и темп погружения были большими в восточной части района. В центральной, северной и вос-

точной частях территории широко проявился эксплозивно-экструзивный кислый вулканизм, сопровождавшийся развитием метасоматитов. В западной части района, возможно, был развит ареальный — трещинный базальтовый вулканизм.

Пятый комплекс. Это лаво-пирокластический комплекс, проявленный локально. Он закартирован на западе района — в разрезах гор Шумной и Ключевской и на востоке — в разрезах горы Ушастый Камень и окружающих ее горных массивов.

Подошва пятого и шестого комплексов является второй в районе главной границей несогласия, перекрывающей породы четвертого и второго комплексов (см. рис. 3,7,8) с такими характерными для них признаками, как обширные поля и массивы метасоматитов. Разделение пятого и шестого комплексов отчетливо установлено в восточной части района. На западе района геологические признаки разделения комплексов не очевидны. А.И. Серезниковым был отмечен устойчивый петрохимический признак базальтов пятого комплекса, названных им "железистыми".

На западе района сохранившийся разрез комплекса представлен 100—200-метровой пачкой лав оливин-пироксеновых базальтов, реже — пироксеновых андезито-базальтов, залегание которых практически не нарушено. В восточной части района сохранился фрагмент комплекса, имеющий мощность 100—130 м. Верхняя часть разреза лавовая, нижняя сложена туфобрекчиями с прослоями крупнопироксенового туфа. В основании туфобрекчий нередки находки остатков обугленной древесины. Дислоцированность пород комплекса здесь незначительная — углы падения составляют 5—10—15°, редко 20°, т.е. не превосходят естественных углов залегания лав вулканических построек. В составе лав комплекса преобладают высокоглиноземистые низкокалиевые базальты с повышенным содержанием железа.

Комплекс беден метасоматитами. В разрезе гор Шумной и Ключевской встречены фумарольно-сульфатарные аргиллизиты. Поперечник метасоматических измененных участков достигает 250—300 м. Аргиллизация, как правило, приурочена к зонам трещиноватости. Новообразования, представленные монтмориллонитом и каолинитом с пиритом, составляют 30—50%, местами достигая 100% от объема измененной породы. Местами в лавах отмечаются жилки и сегрегации халцедоновидного кварца небольшой мощности. Возрастных определений комплекса нет, условно нами он датируется верхним плиоценом. Палеовулканические реконструкции позволяют заключить, что в верхнем плиоцене (?) на исследованной территории преобладал размыв, водная обстановка существовала лишь в восточной части района. Разрозненные вулканы преимущественно базальтового состава имели характер пологосклонных щитообразных построек, располагались в восточной и западной частях района, газогидротермальная деятельность была незначительной (см. рис. 5, д).

Шестой комплекс. Вулканические постройки этого комплекса или их руины морфологически отчетливо выражены в рельефе. Комплекс лаво-пирокластический, представлен почти повсеместно, лишь в центральной части района отсутствуют вулканы этого комплекса. Осадочные породы отмечены только на востоке района, где они лежат в основании разреза комплекса (см. рис. 3,8). Галька, довольно обильная в песчаниках и гравелитах основания комплекса, представляет породы преимущественно четвертого комплекса. Ранее уже говорилось, что основание шестого комплекса образует одну из главных границ несогласия в районе, отчетливо устанавливаемую по угловым несогласиям и контрастности пород в случае налегания шестого комплекса на породы четвертого или второго. В случае

согласного контакта с породами пятого комплекса граница шестого проводится по основанию довольно мощной пачки туфобрекчий (см. рис. 7).

Туфобрекчи являются неизменным элементом нижней части разреза шестого комплекса, выполняют довольно расчлененный палеорельеф. Мощность туфобрекчий колеблется от 20—30 до 100—150 м. Выше туфобрекчий разрез комплекса представлен лавами—лавобрекчиями базальтового—андезито-базальтового—андезитового, реже андезито-дацитового состава. Наибольшие мощности лавовой части разреза сохранились на западе района (до 300—350 м); мощности лав в северной части района достигают 150—200 м, на востоке не превышают 100 м. Предшествующими исследователями шестой комплекс картировался как неотделимая часть аллейской серии (озерновского комплекса).

Нарушенность пород комплекса носит локальный характер — породы смещены по зонам разломов преимущественно северо-северо-восточного и запад-северо-западного простирания. Основание комплекса погружено в центральной части района (Паужетская депрессия). По периферии района основание комплекса образует обширную (диаметром не менее 30—40 км) периклираль, на востоке основание комплекса несколько приподнято. Можно полагать, что погружение основания комплекса в центральной части района носит характер более позднего обрушения, чем шестой комплекс; и связано с массовыми извержениями кислой пирокластики последующего времени. Периклираль, как показали геофизические исследования [83], имеет характер покрова аккумулятивно-тектонического купола и выделить куполообразующие деформации времени формирования шестого комплекса не представляется возможным. Поднятие восточной периферии имеет тектоническую природу и связано с региональными процессами формирования системы: Восточно-Камчатский глубоководный желоб — Восточно-Камчатский вулканический пояс.

Пирокластика комплекса имеет преимущественно базальтовый—андезито-базальтовый состав. Лавы—лавобрекчи вулканов по визуальным наблюдениям образуют последовательные пачки, заметно различимые в разрезах одна от другой. Дискретная смена состава пород в разрезах от пачки к пачке имеет гомодромную направленность. Для комплекса типичны пироксеновые базальты—андезито-базальты, в средних частях разрезов преобладают двупироксеновые андезиты, в верхних частях разрезов комплекса обычны лавы андезито-дацитового состава, иногда встречаются дациты. Пирокластика и лавы комплекса секутся дайками и штоками пироксеновых андезито-базальтов и андезитов, отмечаются кратерные некки такого же состава.

Метасоматиты комплекса развиты значительно. В прикратерных частях вулканов сформированы массивы аргиллизированных пород поперечником до 3 км. В пределах массивов измененные породы составляют до 30—40%, степень изменения (содержание новообразованных минералов) достигает 90—100%, составляя обычно 30—50%. Среди новообразованных минералов преобладает каолинит, обычен опал. В связи с ранней жерлово-фумарольной аргиллизацией по эффузивам комплекса развиваются гипсовые жильные штокверки. В связи с андезитовыми штоками в их эндо- и экзоконтактах развиваются опалит-аргиллизиты. Небольшие секущие тела опалитов (опал, каолинит) формируются на вулканах, где контролируются зонами региональной трещиноватости; они представляют наиболее поздние метасоматиты комплекса. Возраст комплекса на основании калий-аргонового датирования, показавшего $1,6 \pm 0,2$ млн. лет (данные, заимствованные из [83], приведены выше), определен как верхнеплиоценовый—нижнеплейстоценовый.

Вулканизм верхнего плиоцена—нижнего плейстоцена происходил в наземной обстановке, лишь на крайнем востоке района существовала прибрежная шельфовая зона. Центральная часть района была свободной от вулканической деятельности и подвергалась интенсивному размыву. Вулканы нескольких поколений были сгруппированы по периферии района, грубо трассируя контуры будущей депрессии. Вулканическая активность начиналась мощными эксплозивно-пирокластическими извержениями, сменявшимися лавовыми. Состав лав во времени менялся гомотропно от базальтов до андезитов-дацитов. Финальным актом вулканизма зачастую были кальдерообразующие взрывы вулканических построек. Газогидротермальная, особенно жерлово-фумарольная деятельность была интенсивной. Проявились локальное куполообразование и формирование региональных трещинных зон северо-северо-восточного и запад-северо-западного планов (см. рис. 5, е).

Седьмой комплекс. Это вложенный в хорошо выработанный рельеф эксплозивно-пирокластический комплекс. Отчетливое обособление его от предшествующего не вызывает сомнения, поскольку пирокластические породы седьмого комплекса вложены в рельеф, выработанный в породах всех предшествующих комплексов. На исследованной территории породы комплекса распространены широко, занимают обширные пониженные части палеорельефа. В современном переуглубленном рельефе пирокластические породы этого комплекса "подвешены" над урезом рек на высоте от 50—100 до 300—400 м и образуют высокие (300—400 до 500 м над уровнем моря) платообразные поверхности (см. рис. 3,8).

Мощности пирокластических пород комплекса изменяются от 30—50 до 200—300 м. Залегание пород нарушено лишь в пределах Паужетской депрессии, где пирокластические породы комплекса погружены вследствие компенсационного обрушения кровли магматической камеры после массовых извержений пирокластике. В пределах Паужетской депрессии породы комплекса, помимо общего обрушения, претерпели вторичное локальное воздымание (резургенция купола), что связано было с магматической активностью времени формирования следующих комплексов.

Представлен седьмой комплекс преимущественно витрокристалло-кластическими, литокристаллокластическими спекшимыми кварц-полевошпатовыми туфами, реже пемзовыми, алевро-пелитовыми, пепловыми туфами, залегающими в виде покровов, потоков. Отмечены также пирокластические дайки, описанные ранее С.Е. Апрельковым, и экструзивные пирокластические массивы сечением до 1—2 на 0,4—0,5 км. Состав пирокластических образований комплекса варьирует от андезито-дацитов до риолитов. Минералогический состав пирокластических пород довольно однороден, преобладают кристаллы кварца и плагиоклаза размером до 2—3 мм, зачастую с хорошо выраженными кристаллографическими формами, в подчиненном количестве находятся роговая обманка и биотит, содержание которых варьирует от 0 до 2—3%. Общее содержание кристаллической массы достигает 50—70% объема породы. В породе встречается ксеногенный материал — обломки андезитов, андезито-базальтов, зачастую пропилитизированных, обломки зерен эпидота.

Многометровые однородные толщи спекшихся туфов формировались, вероятно, несколькими потоками, что отчетливо обнаруживает горизонтальная стратифицированность спекшихся туфов, отпрепарированная выветриванием. Мощности отдельных потоков колеблются от 20—30 до 70—100 м. Картируются несколько обособленных полей спекшейся пирокластике (см. рис. 5, ж), иногда заметно различной (спекшиеся туфы с кристаллами разного размера), пемзовые туфы и т.д.

В ряде случаев косвенными способами (реставрацией поверхностной пирокластических полей), реже прямыми наблюдениями (над жерловыми некками, пирокластическими дайками и "экструзиями"), удалось установить многовыходной (ареальный) характер извержений пирокластике и связь разрозненных полей спекшихся туфов с разными центрами извержений. На юго-западе района поле спекшихся туфов ограничено барьерами палеорельефа; положение поверхности поля указывает, что центром извержения пирокластике, вероятно, была кальдера Древнекошелевского вулкана (название А.И. Сержникова). На северо-западе района выделяется поле спекшихся туфов; пирокластике, лежащая поле, распространялась со стороны Паужетской депрессии (Паужетского купола к началу извержений); в пределах этого купола и находился предположительно центр извержения пирокластике. Северное поле имеет наклон поверхности, обращенный в сторону паужетской депрессии, и ряд мелких периклиналей с дацитовыми некками в их центрах, которые мы интерпретируем как центры извержений кислой пирокластике. Аналогичным образом построены северо-восточные поля спекшихся туфов. Палеорельеф создал для них русла, направленные в сторону долины р. Унканович. Ряд дацитовых некков и здесь фиксирует, вероятно, центры извержений пирокластике. На востоке района картируются поля спекшихся туфов, центры извержений которых, возможно, располагались в районе нынешнего Курильского озера. На юге района фиксируются мелкие местные поля спекшихся туфов. Значительной сложностью отличается поле спекшихся туфов, туфобрекчий Паужетской депрессии. Разрез туфов этого поля имеет двучленное строение. Нижняя часть — спекшиеся туфы, аналогичные таковым периферии Паужетского ц.з.а. (Паужетской вулканической системы).

Нет никаких петрохимических, минералогических, структурно-текстурных признаков, различия которых с учетом их флуктуаций позволили бы говорить о различии спекшихся туфов Паужетской депрессии и периферии структуры. Положение спекшихся туфов Паужетской депрессии указывает на то, что часть их имела, вероятно, местные истоки, часть пирокластике, возможно, спустилась с северных бортов депрессии. Накопление их началось после первых извержений пирокластике и первых обрушений вершины Паужетского купола, т.е. с момента заложения собственно Паужетской депрессии. Возрастное соответствие спекшихся туфов подчеркивается их стратиграфическим положением: как туфы северо-западного, северного, северо-восточного полей, так и туфы, обнажающиеся на восточных склонах Камбального хребта, расположенного в пределах Паужетской депрессии, ложатся на породы четвертого и шестого (верхнеплиоцен—нижнеплейстоценового) комплексов, хотя в разрезах скважин у северо-западного подножия Камбального хребта установлено залегание этих спекшихся туфов на размытой поверхности второго, возможно, четвертого (нижнеплиоценового?) комплексов.

В скважинах и обнажениях на северо-западном склоне Камбального хребта установлено перекрывание спекшихся туфов туфобрекчиями, представляющими собой спекшиеся туфы с высоким содержанием алевролитовой фракции и резургентного материала (нижняя паужетская подсвета по предшественникам). По кернам скважин устанавливается постепенный переход от спекшихся туфов к туфобрекчиям. В коренных обнажениях также установлен постепенный переход, однако местами характер контакта позволяет предполагать небольшое угловое несогласие, связанное с некоторым перерывом во времени между накоплением спекшихся туфов и туфобрекчий. О перерыве во времени формирования и подновлении магмовыводящих каналов свидетельствуют также дайки и экструзивные

туфобрекчии, секущие спекшиеся туфы и заключенные в них линзы пепловых туфов. В целом же как спекшиеся туфы, так и туфобрекчии вследствие близости их состава, пространственного, возрастного, генетического сходства мы должны рассматривать как единый эксплозивно-туфогенный комплекс, выполняющий Паужетскую депрессию и, как на то указывают туфовые дайки и экструзивные тела, имевший центры извержений, локализованные преимущественно в пределах Паужетской депрессии. Построения, выполненные Н.Е. Литасовым [83] по материалам бурения, показали сложный рельеф как поверхностей туфобрекчии и спекшихся туфов, так и подстилающий их. Это свидетельствует о высокой локальной тектонической активности в пределах депрессии в период накопления в ней седьмого комплекса: чередовании куполообразных воздыманий и мульдобразных опусканий.

Возраст комплекса определен калий-аргоновым методом по образцу спекшихся туфов, отобранному на Гольгинском хребте [83]. Показанный возраст — $0,25 \pm 0,15$ млн. лет соответствует среднему плейстоцену. Возраст туфобрекчии (связанных постепенным переходом со спекшимися туфами и имеющих состав: кварц-полевошпатовые спекшиеся туфы с высоким содержанием алевро-пелитовой фракции и резургентного ксеногенного материала) определен Е.Г. Лупкиной (Лаборатория относительного возраста, Институт вулканологии ДВНЦ) по остаткам диатомовых водорослей в образцах, отобранных из линз туфопесчаника по левым верхним притокам руч. Светлого на северо-западном склоне хр. Камбального. Согласно заключению, изученная диатомовая флора не исключает среднеплейстоценового возраста осадков, хотя определенно, как и спорово-пыльцевые спектры (определения И.А. Егоровой), указывает лишь на плейстоценовый возраст. Таким образом, коррелятивные, по нашим представлениям, спекшиеся туфы, лежащие в пределах Паужетской депрессии и на ее бортах, и туфобрекчии Паужетской депрессии, залегающие выше спекшихся туфов и образующие с ними единый комплекс, с учетом многократной импульсности могут датироваться как средне-верхнеплейстоценовые.

Метасоматиты времени формирования этого комплекса проявлены весьма слабо. Установлена лишь небольшая по масштабам аргиллизация на контакте вмещающих пород и пирокластиков в экструзивном и дайковом залегании.

Палеовулканическая обстановка средне-верхнего плейстоцена представляется следующей. Извержению пирокластиков предшествовало формиро-аккумулятивно-тектонического купола, наиболее поднятая часть которого располагалась на месте, где впоследствии возникла депрессия. Верхинная часть купола непосредственно перед извержением пирокластиков была свободной от вулканической деятельности и энергично эродировалась, о чем свидетельствуют радиальное центробежное скатывание пирокластиков и залегание ее на древних комплексах в пределах депрессии. По периферии купола, грубо оконтуривая будущую депрессию, располагались группы крупных стратовулканов предшествующего комплекса, деятельность которых ко времени выбросов пирокластиков прекратилась. Эрозия сформировала на приподнятом участке суши широкие радиальные (относительно куполовидного поднятия) долины, послужившие путями движения пирокластических потоков и ставшие ложем спекшихся туфов. Извержения спекшихся туфов были многоактными, импульсными. Центры извержений располагались на куполе и по его периферии, были приурочены, вероятно, к трещинам, их пересечениям, взрывным кальдерам стратовулканов предшествующего комплекса. Обрушение центральной части купола, последовавшее за первыми извержениями пирокластиков, сформировало

депрессию, выполненную пирокластикой последующих извержений. Центры их локализовались преимущественно в пределах депрессии. Финалом формирования комплекса было выжимание экструзивных пробок в центрах извержений пирокластики и слабая фумарольная деятельность, сопровождавшая внедрение этих экструзий (см. рис. 2, 3, 5, ж).

Восьмой комплекс. Это экструзивно-пирокластический комплекс, единый пространственно и генетически с предшествующим, седьмым, и продолжающий его непосредственно во времени. Выделение этого комплекса условно и связано только с морфологической распознаваемостью магматогенных объектов. Среди них выделяются экструзивно-лавовые с эксплозивной пирокластикой и вулканические, сосредоточенные преимущественно в пределах Паужетской депрессии и Кошелевского вулканического массива, и вулканические (стратовулканы), отчетливо трассирующие региональную линию северо-северо-восточного простирания (см. рис. 5, з). Вулканизм, локализованный в юго-западной части Паужетской депрессии и в пределах Кошелевского вулканического массива, отличается контрастностью состава магматических пород. Кислая магматическая ветвь — группа кислых магматических пород андезито-дацитового—дацитового—риолито-дацитового состава, представлена вулканами-экструзиями, многофазными полифаціальными экструзиями и небольшими вулканами кислого состава. Непосредственно на туфобреккии и спекшиесе туфы седьмого комплекса в юго-западной части Паужетской депрессии ложатся лавы (преимущественно андезитового состава) своеобразных магматических образований, своего рода растекшихся вулканов-экструзий. Площадь таких магматических тел достигает 20—30 км², мощность — 300—400 м. Мощность отдельных порций потоков составляет 50—70 м, залегающие их субгоризонтальные. Для этих первых кислых магматических образований комплекса, как и для всех последующих, характерно наличие гломеропорфировых сростаний. Последующие магмопроявления комплекса представлены экструзиями и экструзивными массивами, небольшими вулканами кислого состава.

Наиболее крупный экструзивный массив Паужетской депрессии — экструзия Плоская, обнажающаяся в западной части Камбального хребта (резургентного поднятия в юго-западной части Паужетской депрессии). Площадь, занятая этим экструзивным массивом, составляет не менее 6 км². С внедрением первой фазы экструзивного массива — крупнопорфировых андезито-дацитов — связаны два эксплозивных импульса, образовавших крупные взрывные воронки и выбросивших пеплово-пемзовую пирокластику. Эти выбросы, возможно, дали основную массу туфового материала среднепаужетской и верхнепаужетской подсвет — локально распространенных в западной части Паужетской депрессии туфогенно-осадочных образований мощностью до 200 м. Среди пепловых и пемзовых туфов этих подсвет часто наблюдаются прослои песчаников и гравелитов, иногда отчетливо слоистых, мощностью до 3—5 м. Наиболее мощный прослой песчаника (до 10 м) отделяет туфобреккии седьмого комплекса от туфов восьмого комплекса. Эти песчаники вскрыты скважинами и обнажены по ручьям Светлому и Трудному в северо-западной части Камбального хребта. Песчаники содержат до 50—70% зерен слабо окатанного либо не окатанного кварца. При отсутствии в районе и ближайшем его окружении иных кварцсодержащих пород, кроме спекшихся туфов, это недвусмысленно указывает на то, что источником кварца песчаников могли быть только спекшиесе туфы. Совершенно очевидно, что кварц поступал в депрессию с ее бортов, где эродировались спекшиесе туфы. Прослои и линзы песчаников среди туфов свидетельствуют о многоактнос-

ти эксплозивных пеплово-пемзовых извержений. Помимо эксплозий, предшествовавших внедрению массива экструзии Плоской, внедрение других небольших экструзивных тел также сопровождалось извержением некоторого объема пирокластики. Наблюдениями установлено значительное количество пепловых даек мощностью до 1—3 до 7—10 см, секущих породы седьмого и восьмого комплексов в юго-западной части Паужетской депрессии. Это прямо свидетельствует о множестве импульсов извержений кислой пирокластики и ареальном-площадном характере этих извержений. Залегание осадочно-пирокластических образований комплекса близко к горизонтальному. Господствуют запад-северо-западные азимуты падений и углы падений в 5—10—15°. Только в приразломных зонах пластичные туфы комплекса образуют иногда флексуры с углами падения до 50—60°. Состав пирокластики среднепаужетской подсвиты (т.е. первого эксплозивного импульса) соответствует андезито-дацитам, верхнепаужетской подсвиты (второго эксплозивного импульса) — дацитам.

Вслед за грандиозными эксплозиями, давшими основной объем пирокластики восьмого комплекса, и выжиманием андезито-дацитовых куполов первой фазы массива экструзии Плоской образовались многочисленные купола дацитового—риолито-дацитового состава второй фазы. Характерно растекание вязкой кислой лавы куполов, последняя порция которой образовала лавовый поток. Во время формирования восьмого комплекса, помимо экструзивного массива Плоской, внедрилось значительное число небольших экструзий простого строения.

В это же время на территории нынешнего Камбального хребта возникли небольшие лавовые кислые вулканы. В северной части Камбального хребта андезито-дацитовыми лавами, стекавшими по склону поднятия на север, была покрыта площадь в 5—6 км² при сохранившейся мощности, не превышающей 200—250 м. Несколько крупнее был южный вулкан, состав лав которого варьирует от андезитов в основании разреза до андезито-дацитов и дацитов. Площадь этого сооружения составляла до 12—15 км², сохранившиеся мощности достигают 300—350 м. В околержеловой части вулкана отмечены дайки и некки андезито-дацитового состава. Аналогичным образом представлены кислые магмопроявления восьмого комплекса в районе Кошелевского вулканического массива. Небольшой, преимущественно андезито-дацитовый вулкан Валентин (назван А.И. Серезжниковым), площадью 12—15 км² и высотой 400—500 м вырос во взрывной кальдере вулкана Древнекошелевского. В непосредственной близости от кислого вулкана и в его кратере были выжаты некки и экструзии андезито-дацитовой вязкой лавы. Синхронность образования вулкана и экструзий устанавливается четко: экструзии секут низы вулкана и перекрываются в то же время последними порциями его лав. Наиболее крупная экструзия — Фумарольная — имеет поперечник основания около полутора километров.

Таким образом, в ходе извержения кислых вулканитов восьмого комплекса можно выделить три этапа: извержение андезитовых лав, эксплозии и выжимание экструзий андезито-дацитового состава и, наконец, выжимание экструзий и излияния лав андезито-дацитозого—дацитового состава. Эта последовательность прослежена для кислых вулканитов Паужетской депрессии. В эволюции вулкана Валентин Кошелевского вулканического массива прослеживается аналогичная гомодромная тенденция. Для всех кислых вулканитов этого комплекса характерны ромбические пироксены, роговая обманка, гламеропорфиновые сростки плагиоклаза, пироксена, реже оливина.

Одновременно с кислой ветвью магматизма и в пространственной связи с кислым вулканизмом в юго-западной части Паужетской депрессии и на

сопредельной территории, а также в пределах Кошелевского вулканического массива проявлена ветвь основного магматизма. Здесь были сформированы довольно крупные стратовулканы с поперечником основания до 8—12 км и высотой конуса до 1,5 км, с пирокластикой и лавами двупироксеновых базальтов. Отметим, что лавы вулкана Черные скалы, выросшего в пределах депрессии, содержат значительное количество ксенолитов пелловых туфов паужетской свиты.

Наконец, третья (обособленная) группа магмопроявлений восьмого комплекса — это цепь крупных вулканов преимущественно базальтового—андезито-базальтового состава, трассирующих линию регионального (Камчатского) северо-северо-восточного направления. В их числе вулканы Желтовский, Ильинский, Камбальный. Нарушенность пород комплекса выражена преимущественно зонами трещиноватости северо-северо-восточного и запад-северо-западного направлений, активной деформацией пород в пределах Паужетской депрессии и кольцевыми околоэкструзивными разломами.

Восьмой комплекс изобилует крупными массивами метасоматитов. Они связаны с магмопроявлениями, расположенными в пределах Паужетской депрессии и Кошелевского вулканического массива или тяготеющими к ним. С вулканическими постройками—магмопроявлениями основного состава — связаны массивы околожерловой фумарольной аргиллизации с поперечником до 1—1,5 км. Громадные массивы метасоматитов приурочены к магмопроявлениям кислого состава — экструзиям и вулканам. Изучение метасоматитов южного кислого вулкана Камбального хребта позволило выделить две их группы. Первая группа — массив аргиллизитов площадью 6—7 км², формирование которого предвзяло и непосредственно предшествовало возникновению кислого вулкана. Массив аргиллизитов, представленных согласно определениям на дериватографе Орион (ВНР), выполненным А.В. Мясниковым (Институт вулканологии ДВНЦ, АН СССР), монтмориллонитом с пиритом, перекрывается лавами кислого вулкана. Это — группа ранних метасоматитов — предшественников кислого вулканизма. По лавам кислого вулкана развиты метасоматиты линзовидной формы, протяженностью до 500—800 м и поперечником до 150—200 м (см. рис. 9, рис. 10). Эти тела представлены опалитом с кварцем и монтмориллонитом. Внешняя (аргиллизитовая) фация поздних, наложенных на кислые лавы метасоматитов представлена монтмориллонитом, каолинитом, опалом, реже гидрослюдой, алунитом, пиритом. По периферии по исходной породе развиты хлорит и кальцит. Мощность внешней фации достигает 200—300 м; изменения составляют 70—90% объема породы. Аналогично построены меньшие по масштабам массивы метасоматитов на северном кислом вулкане и в пределах массива экструзии Плоской, где основная масса метасоматитов контролируется зонами трещиноватости северо-северо-восточного простирания; некоторые тела небольшого объема приурочены к зонам контактов разных фаз экструзии Плоской. Метасоматиты аналогичного состава в пределах Кошелевского вулканического массива представляют собой сложное штокверковое образование, развитое по сетке трещин северо-восточного, северо-западного направлений. Эти опаловые метасоматиты, захватывая почти весь объем кратерных некков и экструзий (в их числе экструзию фумарольную), сливаются в единые очень крупные массивы с внешней аргиллизитовой фацией, достигающей мощности 500—600 м. Глубины образования всех описанных метасоматитов околоповерхностные.

Время формирования восьмого комплекса определено спорово-пыльцевым и диатомовым методами (И.А. Егорова, Е.Г. Лупкина, Институт 40

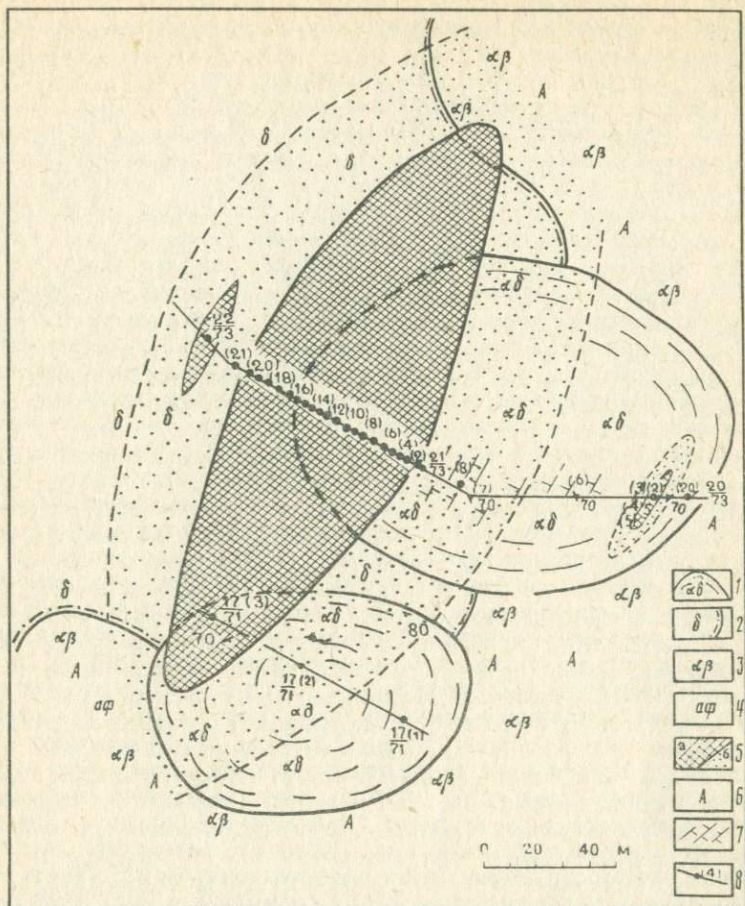


Рис. 10. Схематичный план главного тела вторичных (метасоматических) кварцитов Южно-Камбальной экзрузии Белые Скалы

1 — экзрузии андезито-дацитов; 2 — лавы дацитов стратовулкана кислого состава; 3 — подстилающие лавы андезито-базальтов; 4 — современные фумарольно-сульфатарные аргиллизиты; 5 — метасоматические монокварциты и опалиты (α), аргиллизиты — внешняя фация метасоматических кварцитов (β); 6 — аргиллизиты, предшествовавшие возникновению вулкана кислого состава; 7 — трещиноватость; 8 — профили опробования и точки отбора петрохимических проб

вулканологии) по образцам, отобраным Н.Н. Кожемякой и И.А. Егоровой. Согласно этим определениям, время формирования комплекса лежит в пределах верхов среднего плейстоцена — верхнего плейстоцена, на основании чего мы индексируем его как позднеплейстоценовое. Формирование восьмого комплекса проходило в наземных условиях, при этом в пределах Паужетской депрессии существовали пресноводные озера. Здесь и в районе Кошелевского вулканического массива была сосредоточена магматическая деятельность: формировались крупные, в ряде случаев многофазные, кислые экзрузии и вулканы. Синхронно на этих же площадях образовывались стратовулканы основного состава. Фумарольно-гидротермальная деятельность отличалась высокой активностью.

Девятый комплекс. Это экструзивно-пирокластический и вулканический комплекс. Выделение его в значительной мере условно, так как его формируют магмопроявления, продолжающие развитие экструзий Камбального хребта, Кошелевского вулканического массива и стратовулканов регионального трассирования — Желтовского, Ильинского, Камбального. Характерные особенности комплекса определяют экструзивно-вулканический массив Дикий Гребень, сформировавшийся в центральной части Паужетской депрессии, и ареальные излияния базальтовых лав. Все образования комплекса выражены в современном (голоценовом) рельефе.

Магматическая активность на Камбальном хребте, унаследованная от предшествующего комплекса, выражена небольшими эксплозиями с извержением кислой пемзовой пироклаستيки, заполнившей низовья и приустьевую часть руч. Трудного, и излияниями небольшого объема риолито-дацитовых лав (см. рис. 3, 5, и, 9). На Восточно-Кошелевском и Камбальном вулканах активность также затухала — излились последние терминальные потоки андезито-базальтовых—базальтовых лав. В автономном режиме бурно развивались вулканы Желтовский и Ильинский, на которых после формирования конусов последовали кальдерообразующие взрывы (повторенные впоследствии) и извержения андезитовой—андезито-дацитовой пемзовой пироклаستيки. Последним актом было возрождение конусов вулканов в ходе преимущественно лавовых андезито-базальтовых — базальтовых терминальных извержений. В пределах отчетливо морфологически выраженной Паужетской депрессии, в ее центре, у северо-восточного подножия резургентного поднятия Камбального хребта возник сложный многоактный экструзивно-вулканический массив Дикий Гребень. Первым актом его рождения были эксплозии с извержением преимущественно дацитовых пемз. Истоки пемзовых потоков, судя по рельефу пемзовых полей, находились в районе Дикого Гребня и оз. Курильского. Далее последовали формирование андезитового—андезито-дацитового вулкана Неприятного, новые эксплозии у его подножия, выжимание многочисленных экструзивных куполов андезито-дацитового—дацитового—риолито-дацитового состава и терминальное излияние андезитовых—андезито-дацитовых лав. Массив Дикий Гребень детально изучался Н.В. Огородовым, О.Н. Волинцом, А.В. Колосковым, Э.И. Пополитовым [170]. Объем вулкаников массива оценивается ими в 15 км^3 , а с учетом пироклаستيки — в 20 км^3 . Вкрапленники в породах представлены плагиоклазом, кварцем, амфиболом, моноклинным и ромбическим пироксенами, магнетитом. Нередко встречается оливин. Обычны гломеропорфировые сростки, по составу соответствующие базальту или андезиту, состоящие из плагиоклаза, амфибола, пироксена, кварца, оливина. Столь экзотический минералогический состав пород массива авторы объясняют смешением кислой и базальтовой магм.

Ареальные базальты в виде небольших трещинных излияний и лавовых конусов обнаруживаются на всей площади Паужетского ц.з.а., как в пределах депрессии, так и на ее бортах. По составу базальты высокоглинозистые низкокалиевые, пироксеновые с редким оливином.

Во время формирования девятого комплекса подновлялись зоны региональной трещиноватости северо-восточного—северо-западного простирания, субмеридионального—субширотного планов и локальная трещиноватость, оконтуривающая депрессию. В юго-западной части Паужетской депрессии продолжал формироваться резургентный купол. Диаметр его по меридиану составил 10—12 км, превышение центральной части над периферией по кровле спекшихся туфов и туфобрекчий седьмого комплекса составило не менее 400 м. Если учесть, что активная резургенция началась после

формирования спекшихся туфов—туфобрекчий седьмого комплекса, т.е. не более 250 тыс. лет тому назад, темп роста купола составил не менее 16 см за столетие. Одновременно с ростом купола крайняя западная часть Паужетской депрессии продолжала проседать. Маркирующая поверхность— кровля спекшихся туфов—туфобрекчий седьмого комплекса — погружена близ западного борта депрессии до отметки — 200 м. Уклон поверхности купола при абсолютных высотах, равных 900 м на куполе и — 200 м в депрессии, т.е. при разности высот в 1100 м и расстоянии между этими пунктами в 10 км, составляет 5—10°. Это отражается в углах залегания пород в массиве купола. Однако деформации при куполообразовании носили не только пластический характер — на склонах купола, особенно в северо-западной его части хорошо прослеживается целый каскад небольших вертикальных смещений с амплитудой от первых метров до десятков метров. Если говорить о природе куполообразования, то следует наиболее вероятными признать либо подъем магматического столба, либо рост объема пород в глубинных недрах купола при трансформации их состава за счет привноса петрогенных элементов.

Одновременно с резургентным куполообразованием северо-восточнее купола формировалась сложная по генезису, изометричная депрессия, западная часть которой оказалась перекрытой вулканитами Дикого Гребня, а восточная — комбинация тектонического проседания и воронок взрыва — стала чашей Курилского озера [98].

Метасоматоз-аргиллизация на современных fumarольных полях достигает значительного масштаба. Площади, захваченные современными изменениями, составляют много сотен квадратных метров, степень измененности близка к 100%. Такие мощные поля изменений известны в районе Нижне- и Верхнекошелевских парогидротерм, Северо- и Южнокамбалных паровых флюй.

Аргиллизиты этих полей изменений изучались С.И. Набоко и Е.М. Фильковой [166]. В интервале глубин до 2,5 м, сверху вниз ими установлена смена зоны выветривания с каолинитом и лимонитом, каолинитом и пиритом, ниже каолинитом, монтмориллонитом и пиритом, далее монтмориллонитом и пиритом, монтмориллонитом и морденитом. Иной характер изменений связан с парогидротермами Паужетского месторождения. С.И. Набоко [165] детально изучила и описала метасоматические изменения, связанные с деятельностью современных парогидротерм. Ею отмечен слабый метаморфизм пород на флангах современного месторождения парогидротерм, выразившийся в развитии хлоритоподобного минерала. В пределах основного поля месторождения максимальные изменения — окварцевание и развитие кварцево-слюдистого с пиритом метасоматита — фиксируют зоны разломов (с. 61). В центральной части месторождения в интервале глубин, не выходящих за пределы седьмого комплекса, т.е. там, где собственные изменения комплекса незначительны и нет сомнений в принадлежности новообразований ко времени формирования девятого комплекса, максимум изменений отмечен по наиболее обводненным породам — агломератовым туфобрекчиям. Отмечено изменение характера метасоматитов с глубиной. По скважине 1-р аргиллизация — развитие каолинита с монтмориллонитом и пиритом — охватывает интервал от поверхности до глубины нескольких метров. Максимум развития адуляра наблюдается в интервале глубин 50—100 м. Появление альбита отмечено с глубины 165 м. Глубины развития адуляра и появления альбита по разным скважинам варьируют, но тенденция развития калиевого метасоматоза в верхних, а натрового — в нижних горизонтах месторождения парогидротерм остается неизменной. Калиевый метасоматоз-адуляризация, по мнению С.И. Набоко, связан с процессом вскипания в приповерхностных

условиях высокотемпературных вод с высоким содержанием калия. Отмечается прямая зависимость температуры вод, содержания в них калия и кремнекислоты. Отмечен мозаичный пестрый состав поровых вод месторождения, щелочной характер трещинных вод и кислый—сульфатный—приповерхностных. Новообразования ниже зоны преимущественной адюляризации, представленные альбитом, хлоритом, кальцитом, пиритом, имеют характер низкотемпературной пропилитизации. Помимо указанных минералов, на месторождении парогидротерм развиваются цеолиты, из которых определен кальциевый ломонтит, затем сфен, анкерит, апатит, халцедон, гипс, гидрослюда, кварц, рутил, опал.

В.Л. Русиновым [191], изучавшим керны скважин, в качестве новообразованного минерала отмечен пренит, подчеркнут кластический характер зерен эпидота, встречающихся иногда на малой глубине в туфах и агломератовых туфобрекчиях. Минералообразование на современных месторождениях парогидротерм, помимо названных исследователей, изучали Л.М. Лебедев [131, 132], Г.А. Карпов, А.П. Розникова, С.И. Набоко и др. [167]. Список новообразованных минералов ими значительно расширен. Г.А. Карповым [107] в геотермальных скважинах на Паужетском месторождении проводились экспериментальные исследования по минералообразованию и устойчивости минералов. Им сделан вывод: "Слабоминерализованные, преимущественно натриево-хлоридные и натриево-сульфатные глубинные растворы современных гидротермальных систем являются реагентами, производящими существенное химическое перерождение пород и вторичное минералообразование, типичное для низко-среднетемпературной пропилитизации" (с. 147). К ведущим процессам минералообразования отнесены аргиллизация (т.е. образование каолинита и монтмориллонита), адюляризация, альбитизация, карбонатизация, окварцевание и цеолитизация. В условиях микротрещин и пор происходит выщелачивание кремнезема, щелочей, иногда кальция и сопряженные с ним переотложение и кристаллизация вторичных гидротермальных минералов. Вне зоны трещин и пор, т.е. в зоне действия диффузионных процессов, фронт изменений имеет четкую границу и скорость продвижения этой границы — 1—2,5 мм в год (с. 147). При экспериментах в скважинах в естественных хлоридно-натриевых растворах в качестве новообразований были получены халцедон, кварц (глубина 30—320 м), кальцит (с глубины 30 м), адюляр (на глубине 30 м), альбит (с глубины 160 м), ломонтит, анальцит, вайрацит, шабазит, гидрослюда, пирит (на глубине 160 м), монтмориллонит (на глубинах 160 и 320 м), х-кристобалит, морденит (на глубине 320 м), гематит, гидрогетит, брукит. Пренит и эпидот при экспериментальном минералообразовании не обнаружены.

Возраст девятого комплекса определен радиоуглеродным методом [83]. Выполненные Л.Д. Сулержицким (Радиоуглеродная лаборатория ГИН) определения показали возраст от 7980 ± 90 до 9500 ± 40 лет. Следовательно, время формирования девятого комплекса — голоцен.

Формирование девятого комплекса происходило в наземной обстановке, в условиях расчлененного рельефа с хорошо проработанной долинной сетью преимущественно центробежного направления относительно аккумулятивно-тектонического купола. Только долина р. Озерной вторгается в пределы депрессии, пересекая ее борт в северо-западном секторе. Морфологически отчетливо выраженная депрессия — структура обрушения — площадью около 600 км^2 и радиальные речные долины на внешних бортах структуры-купола стали ложем для кислых пемзово-пирокластических потоков, предшествовавших выжиманию кислых экструзий массива Дикий Гребень в центральной части депрессии. Одновременно происходили ареаль-

ные-трещинные излияния базальтов, образовавших потоки и лавовые конусы на всей площади Паужетского ц.э.а. Третья форма магмопроявлений была связана с продолжением (завершением) активности Кошелевского вулканического массива — излиянием терминальных базальтовых—андезито-базальтовых лав — и бурной деятельностью Желтовского, Ильинского, Камбального вулканов, связанных с региональной линией разломов камчатского (северо-северо-восточного) простириания. Деятельность этих вулканов проявилась в чередовании лавовых—лаво-пирокластических извержений и мощных эксплозий.

Время формирования девятого комплекса было временем высокой активности фумарольно-сульфатарной деятельности, сформировавшей поля аргиллизации в юго-западной части Паужетской депрессии и в пределах Кошелевского вулканического массива. Одновременно современная низко-среднетемпературная пропилизация происходила в недрах современных парогидротерм — в долине р. Паужетки на северо-западном склоне Камбального хребта и на западном склоне Кошелевского вулканического массива — на Нижнекошелевских термальных источниках.

Отчетливо проявилась региональная тектоника — подновлением зон трещиноватости северо-северо-восточного и запад-северо-западного простирианий и локальная — продолжением формирования резургентного купола в юго-западной части депрессии.

Особенности геологического строения и развития

Приведенное покомплексное описание Паужетской вулканической системы вскрывает ряд особенностей ее строения. Выявление их неслучайного характера представляется нам вехой — этапом на пути выявления закономерностей строения и развития центров эндогенной активности — вулканических систем.

К таким особенностям относится прежде всего средоточие вулканической активности преимущественно в центральной части Паужетской вулканической системы, где геофизическими методами установлено увеличение мощности верхней — вулканогенной (лаво-пирокластической) части неогенового разреза Паужетского ц.э.а., соответствующей комплексам со второго по девятый. При этом обращают на себя внимание две тенденции локализации магмопроявлений. Первая — уменьшение количества вулканов основного состава (уменьшение их плотности) или их отсутствие в самом центре вулканической системы (комплексы 1, 2, 5, 6 — см. рис. 5, а, б, д, е). Вторая — средоточие в центральной части Паужетской вулканической системы кислого вулканизма, эксплозивных форм вулканизма и массивов метасоматически измененных пород (комплексы 3, 7—9 — см. рис. 5, в, ж, з, и). Особенность развития Паужетской вулканической системы заключается прежде всего в смене морского режима наземным (см. рис. 2).

На палеовулканогеологических схемах (см. рис. 5) нетрудно заметить, что процесс подъема территории имел пульсирующий характер и был реализован в два приема. Формирование комплексов 1, 2, 3 проходило на фоне отступления моря. Четвертый комплекс формировался на фоне трансгрессии, вслед за которой вновь последовал подъем территории (комплексы 5—9). Этой особенностью — поступательным и ритмическим характером — отличаются не только тектонические, но и другие процессы, определяющие особенности вулканической системы: магматические и метасоматические. Изучение комплексов показало, что в развитии вулканизма, в течение указанных выше ритмов базальтоидный вулканизм, представленный разрозненными, преимущественно лавовыми, вулканами (1 и 5 комплексы),

сменяется лаво-пирокластическими стратовулканами с "размытым" составом вулканитов от андезито-базальтов до андезито-дацитов, плотно заселяющими территорию, кроме самой центральной части (2 и 6 комплексы), и, наконец, контрастным по составу вулканизмом, представленным локализованными экструзивно-лавовыми и эксплозивными проявлениями кислого и базальтоидного вулканизма, контролируемого разрывными нарушениями (комплексы 3, 7—9).

На этапе перехода от ритма к ритму состав вулканитов становится чрезвычайно пестрым — от андезито-базальтов до риолито-дацитов, формы проявления вулканизма — разнообразными. Это щитообразные, преимущественно лавовые, вулканы, экструзивные выжимания, сопряженная с ними пирокластика (4 комплекс — см. рис. 5, з).

Эксплозивные формы вулканизма, как показало изучение геологических комплексов, активизируются к концу ритмов (комплексы 3, 7—9). Характерна тенденция преимущественного развития метасоматитов в середине, в меньшей степени в конце ритмов и в прямой связи с интенсивностью проявления экструзивных форм вулканизма (см. рис. 2). Повторяемость от ритма к ритму определенной последовательности состояний (т.е. стадий развития) и соответствие каждому состоянию определенным комплексам (т.е. определенного вещественного содержания) позволяют предположить неслучайный характер этих состояний и сделать вывод о стадийности развития Паужетского центра эндогенной активности. Как видно на рис. 2, длительность соответствующих однозначных состояний с течением времени сокращается (ср. комплексы 1 и 5, 2 и 6, 3 и объединенные 7 и 8), т.е. наблюдается акселерация всех процессов — ускорение их темпа от более древнего ритма к молодому.

Из приведенного выше описания комплексов следует, что имеют место массовые проявления метасоматитов трех классов: аргиллизитов, вторичных кварцитов-опалитов, пропилитов. Аргиллизация, как самостоятельный тип метасоматических изменений, представлена крупными массивами измененных пород, синхронных с вулканизмом. Вторичные кварциты-опалиты полифацциальны, зональны по строению, представляют собой глубокое перерождение исходных пород, наложенное на уже сформированные геологические объекты. Пропилиты возникают при перерождении пород, связанном с интрузивными процессами.

В ы в о д ы

1. На площади Паужетской вулканической системы отчетливо проявлена тенденция возрастания интенсивности (удельной плотности) вулканизма кислого состава, эксплозивных и экструзивных форм вулканизма, метасоматических перерождений пород, локальных тектонических движений (куполообразования, обрушений, резургенции) в ее центральной части.

2. Развитие Паужетской вулканической системы происходило направленно, ритмично и стадийно, причем темп развития во времени возрастал.

3. На начальных стадиях ритмов всецело господствовал магматизм основного состава. На средних — появился кислый магматизм, интенсивность которого возрастала к конечным стадиям ритмов.

4. Магматизм кислого и основного состава на последних стадиях ритмов проявлялся сопряженно во времени и пространстве.

5. Эксплозивность, интенсивность экструзивного магматизма, интенсивность метасоматоза возрастали на средних и конечных стадиях ритмов развития Паужетской вулканической системы.

6. В рамках каждой стадии в пределах Паужетской вулканической

системы установлены метасоматиты одного, двух или трех классов: аргиллизиты, синхронные вулканизму, вторичные кварциты-опалиты, сформированные позже вмещающих их геологических объектов, пропилиты, связанные с интрузивными процессами.

НАЛАЧЕВСКИЙ ЦЕНТР ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ

Налачевский ц.з.а. расположен на юго-востоке Камчатского полуострова (см. рис. 1). Это довольно крупная — диаметром 40—50 км — вулканическая система, отчетливо выраженная фациально и структурно-морфологически. В ее развитии можно выделить два ритма, состоящие из четырех стадий. В пределах Налачевской вулканической системы выделяется ряд автономных центров. Заложение системы относится к среднему миоцену, современная активность проявлена слабо. Центральный элемент системы выражен слабо.

Результаты предшествующих работ

Первые геологические работы по описываемому району были проведены в 1931, 1933 и 1936 гг. Б.И. Пийпом [175]. В составе геологического разреза района им выделены порфирировая, андезито-пирокластическая толща и четвертичные вулканические образования. Порфирировая толща представлена лавами двупироксеновых андезитов, содержащих иногда роговую обманку и биотит, клинопироксеновыми оливинсодержащими андезито-базальтами и литифицированными агломератовыми туфами. По породам развиты хлорит, кальцит, эпидот, кварц, серпентин, серицит. Отмечены локальные каолинизация, алунитизация, окварцевание пород. Толща интродуцирована кварцевыми диоритами и секущими (пластовыми) диоритовыми порфиритами, смята в складки и денудирована. На размытой поверхности порфирировой толщи горизонтально залегает андезито-пирокластическая толща, нижняя часть которой представлена туфобрекчиями и туфами, верхняя — лавами кайнотипных пироксеновых андезитов, плагиоклазовых базальтов, оливинсодержащих андезитов, андезито-базальтов, базальтов. В составе толщи отмечены дайки андезита, некки и дайки пироксенового и оливинсодержащего долерита. Возраст порфирировой толщи на основании региональных сопоставлений определен Б.И. Пийпом как меловой—палеогеновый, андезито-пирокластической толщи — как неогеновый. К четвертичным вулканическим образованиям отнесены морфологически отчетливо выраженные стратовулканы Дзендзур и Вершинский, вулканические купола, некки, шлаковые конусы.

В 1962—1963 гг. на этой территории С.Е. Апрельковым (КТГУ) была проведена геологическая съемка. В 1964 г. значительная часть территории также была покрыта геологической съемкой, проведенной Ю.И. Харченко (КТГУ). Интерпретация результатов геологической съемки была дана С.Е. Апрельковым [10].

В основании разреза описаны дислоцированные интенсивно гидротермально измененные пироксеновые, роговообманковые, роговообманково-биотитовые андезиты, их туфы, туфобрекчии, туфолавы и игнимбриты общей мощностью свыше 1000 м, отнесенные к регионально выделяемой паратунской свите нижнемиоценового возраста. В приводораздельной части хр. Ивулк и в бассейне р. Таловой отмечено прорывание Паратунской свиты интрузиями диоритов—кварцевых диоритов. Эта часть разреза соответствует порфирировой толще Б.И. Пийпа. Выше по разрезу следуют вулканогенные образования алнейской серии, представленной лавами базальто-

вого и андезитового состава, туфами, туфобрекчиями, слабо дислоцированными и слабо измененными, общей мощностью 800 м. От паратунской свиты алнейская серия отделена несогласием и размывом. В основании разреза алнейской серии отмечена кора выветривания, представленная разрушенными породами паратунской свиты. Возраст алнейской серии на основании сопоставлений с флористически охарактеризованными осадочными образованиями верховьев Правой Камчатки и Средней Авачи определен как позднеогеновый. На расчлененной эрозии поверхности алнейской серии лежит толща оливиновых базальтов и андезитов древнечетвертичного возраста; мощность ее оценена в 400 м. Образования, отнесенные к алнейской серии и древнечетвертичной толще, соответствуют нижней и верхней частям андезито-пирокластической толщи Б.И. Пийпа. В объеме этих стратиграфических подразделений в описываемом районе С.Е. Априлковым реконструированы два древних вулкана: Кетхойский, диаметром около 50 км с центром, расположенным в междуречье Правого—Левого Кетхоя, Желтой и Шумной, и Пиначевский, диаметром не более 30 км, центр которого расположен северо-западной вулкана Ааг. Отмечены зоны изменений, связанные с деятельностью этих вулканов. На водоразделе рек Вершинская и Кетхой зоны изменений представлены кварц-алунитовыми, кварц-галлуазитовыми, алунит-галлуазитовыми, каолинит-галлуазитовыми, монокварцевыми метасоматитами, общая площадь которых достигает 10 км². Отдельные выходы монокварцитов отмечены в верховьях рек Желтой и Вершинской. Массив измененных пород площадью около 4 км², представленный алунит-галлуазитовыми и галлуазит-монтмориллонитовыми разностями, отмечен на правом берегу р. Шумной. Небольшие зоны изменений описаны в верховьях р. Дремучей, где среди пропилизированных туфобрекчий отмечены пятна каолинит-галлуазитовых пород с алунитом и гипсовые прожилки. Далее С.Е. Априлковым детально описаны четвертичные вулканы Вершинский, Арик и Ааг, Купол.

В 1963, 1965, 1967 и 1976 гг. на этой территории были проведены работы экспедицией Института вулканологии, которыми руководил Ю.П. Масуренков. В разное время в работах участвовали А.А. Алискеров, О.Н. Вольнец, В.А. Ермаков, И.А. Егорова, А.В. Колосков, О.Н. Егоров. Работы сотрудников Института вулканологии завершились рядом публикаций. В.А. Ермаковым [90] на основании палеомагнитных определений было показано, что время формирования большей части разреза алнейской серии лежит выше рубежа в 2,5 млн. лет. Однако в качестве возможной нижней возрастной границы части алнейской серии не исключался более молодой рубеж, отвечающий эпизоду Олдувей в 1,9 млн. лет. Возраст нижней границы плагиобазальтов был определен несколько древнее 0,7 млн. лет. На основании спорово-пыльцевых определений возраст древней морены, захороненной под лавами вулкана Купол, был определен как средневерхнечетвертичный. При этом было отмечено, что древние стратовулканы и в их числе вулкан Купол несут следы одной из двух фаз верхнечетвертичного оледенения. В.А. Ермаковым был отмечен ареальный характер излияний платобазальтов.

На основании изучения Налачевского центра эндогенной активности О.Н. Егоровым [84], Ю.П. Масуренковым и его соавторами [158] была сформулирована задача комплексного изучения и системного подхода к аналогичным геологическим объектам — вулканическим системам.

О.Н. Вольнцом [50] показано концентрически-зональное строение молодых экструзий кислого состава — Южно-Купольной (вулкан Купол) и Виконта (вулканический массив Дзэндзур). Зональность имеет текстурно-структурное выражение, а также отражена в составе пород: от перифе-

рии к центру экструзий увеличивается содержание алюминия, железа, уменьшается содержание кремнезема и воды. Процессом, обусловившим зональность, признана эманационная дифференциация, осложненная дифференциацией в потоке, ликвацией и смешением.

В.А. Ермаковым и его соавторами [91] детально описана Дзэндзурско-Жупановская группа вулканов, ограничивающая территорию наших исследований с севера. Отмечено преобладание андезитов в составе пород вулкана при диапазоне дифференциации от базальтов до риолитов. Ход дифференциации гомодромный в средне-позднечетвертичное время и антидромный в голоцене.

А.В. Колосковым [55, 189] детально изучалась петрография и петрохимия Кетхойского интрузивного массива. Массив отнесен к близповерхностным интрузивным образованиям центрального типа. Установлено увеличение в зоне эндоконтакта содержания кремния, алюминия, щелочей, воды, степени окисленности железа, основности плагиоклаза.

Ю.П. Масуренков [157] исследовал закономерности строения и динамики развития Налачевской купольно-кольцевой структуры. Им было показано, что ряд структурных элементов имеет в ее пределах концентрическое строение. Системы разломов, распределение вулканогенных и осадочно-вулканогенных фаций подчеркивают изометричный характер объекта. Анализ рельефа подошвы и поверхности синхронных плиоцен-среднеплейстоценовых вулканических образований отчетливо выявил купольное строение объекта. Анализ поверхности мелового фундамента показал, что она имеет характер концентрически вложенных друг в друга кольцевого вала, кольцевой депрессии и, наконец, центрального купола. Анализ динамики развития купольно-кольцевой Налачевской структуры обнаружил последовательное формирование крупного купола, погружение его центральной части и рост внутреннего купола. Средние по вулканитам содержания кремнезема и калий-натровые отношения характеризуются концентрическим характером распределения в пределах Налачевской купольно-кольцевой структуры. Природа купольно-кольцевой структуры, по мнению автора, заключена в локализованном эндогенном потоке, а сама структура и ее корни рассматриваются как элементарное звено вулканического пояса. Для некоторых временных интервалов сделана реконструкция эруптивных вулканических центров. В качестве основы для опознания палеовулканов выделен комплекс признаков, к которым отнесены: кратерно-жерловые фации и вторичные изменения по ним, периклинальное залегание лаво-пирокластических образований, преобладание вулканических фаций над вулканотерригенными, увеличение мощности лаво-пирокластических образований, развитие экструзий и наличие радиальных даек.

Автором приведены калий-аргоновые даты интрузивных и вулканогенных пород, лежащих ниже алнейской серии Налачевского ц.з.а. Возраст их, по определениям М.М. Аракеянца (Лаборатория абсолютного возраста ИГЭМ), составляет $4-4,5 \pm 1,5$ млн. лет.

М.В. Федоровым [221], изучавшим вулканы Ааг—Арик, было показано, что лавы этих вулканов принадлежат, вероятно, двум магмам.

А.А. Алискеровым [8] была сделана сравнительная оценка перспектив рудоносности рудопоявлений жильного и метасоматического типа и описана стадийность формирования жил.

Помимо указанных работ, в пределах Налачевского ц.з.а. были проведены электроразведочные работы (КТГУ), сейсмо- и гравитационное профилирование (С.Т. Балеста, М.И. Зубин, А.А. Таракановский — Институт вулканологии), сейсмологические наблюдения (А.И. Фарберов, В.И. Горельчик — Институт вулканологии), на предмет выявления современных

метасоматических изменений на термальных полях изучались керны скважин (С.И. Набоко — Институт вулканологии). Многочисленные исследования были посвящены изучению гидрохимии, физико-химии терм Нalачевского центра эндогенной активности (Г.И. Арсанова, Е.А. Вакин, Г.Н. Ковалев, Л.А. Комкова, Ю.П. Масуренков — Институт вулканологии).

Вулканогенные комплексы и палеовулканические реконструкции

Наши исследования Нalачевской вулканической системы проводились в 1963, 1965—1967 гг. в составе экспедиции Института вулканологии, руководимой Ю.П. Масуренковым, и были дополнены наблюдениями в 1978 и 1979 гг. В 1979 г. работы велись в контакте с геологами партии, возглавляемой Э.А. Химченко (КТГУ). Территория исследований на севере ограничена вулканом Дзэндзур, на юге — вулканами Ааг—Арик, на западе — р. Левоу Авачей, на востоке — средним течением р. Нalачевой.

В пределах миоцен-плиоцен-плейстоценового разреза указанного района нами выделено четыре комплекса, описание которых приведено ниже.

Первый (нижний) комплекс. По содержанию и объему соответствует порфиритовой толще Б.И. Пийпа, представлен лаво-пирокластическими

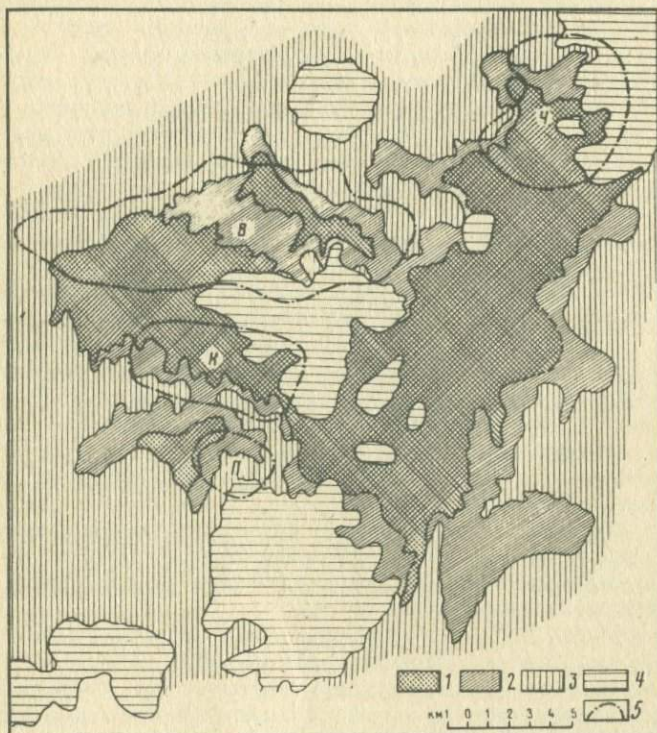


Рис. 11. Схема выходов на дневную поверхность геологических комплексов Нalачевского центра эндогенной активности

1 — средний-верхний миоцен; 2 — верхний миоцен — нижний плиоцен; 3 — верхний плиоцен — нижний плейстоцен; 4 — средний-верхний плейстоцен — голоцен; 5 — контуры участков детальных работ: Вершинного (В), Чаявого (Ч), Кетхойского (К), Пиначевского (Л)

Шумная
Пиначева

Левый
Кетхой

Вершинская
Жёлтая
Правый Кетхой

Блондинка
Таловая
Чаявая

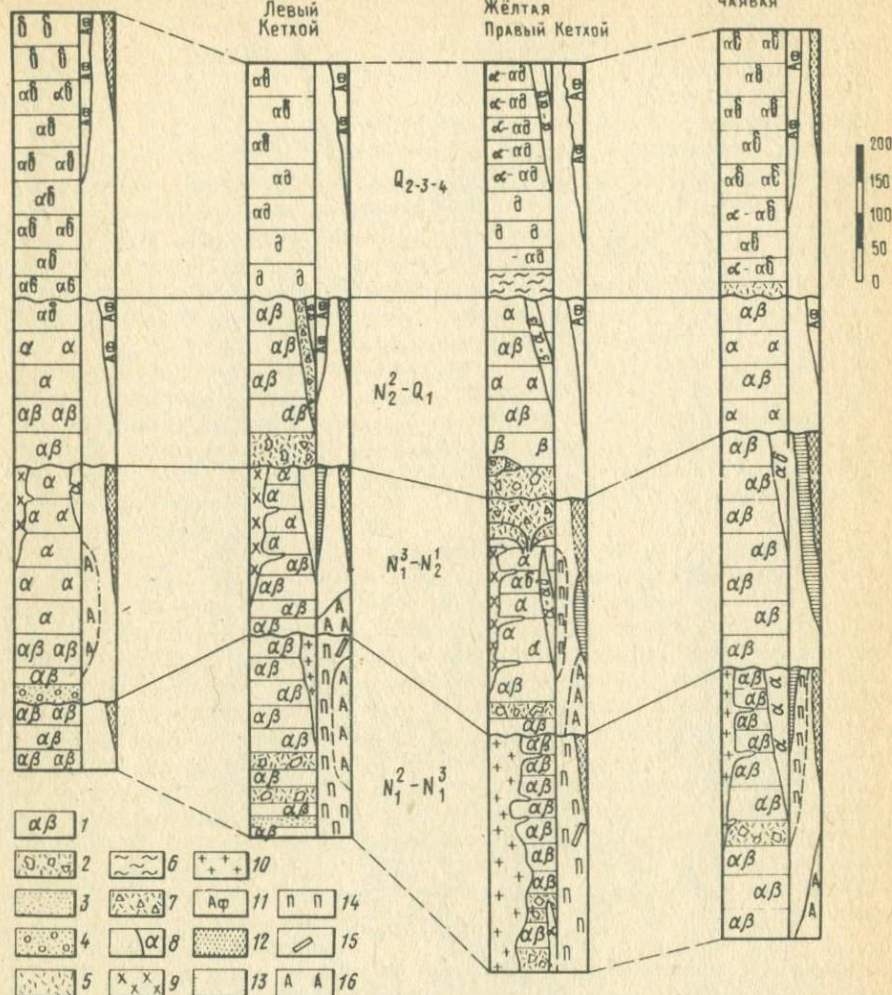
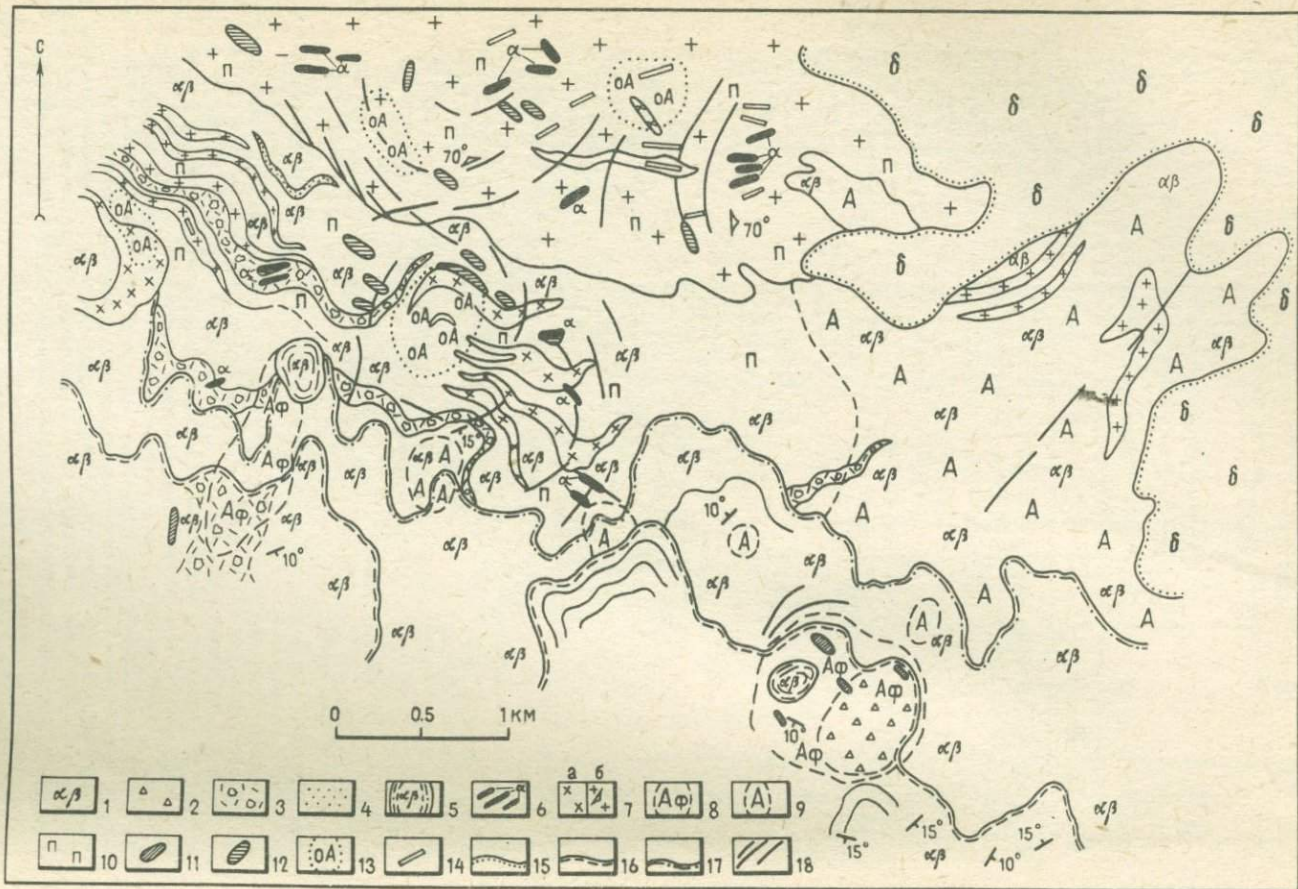


Рис. 12. Схема корреляции разрезов участков детальных работ Налачевского центра эндогенной активности

1 — лавы, лавобрекчи андезито-базальтового, андезитового, андезито-дацитового, дацитового состава; 2 — туфобрекчи (агломераты); 3 — туфопесчаники; 4 — конгломераты; 5 — пепловые туфы; 6 — игнимбриты; 7 — эксплозивные брекчи кислого состава; 8 — экзструзии андезитового, андезито-дацитового, штоки (корневые части вулканов) базальтового-андезито-базальтового состава; 9 — интрузии диоритов-диоритовых порфиров позднего миоцена-раннего плиоцена; 10 — интрузии габбро-диоритов-диоритов среднего-позднего миоцена; 11 — фумарольные аргиллизиты; 12 — вторичные (метасоматические) кварциты-опалиты, связанные с экзструзиями, эксплозивными центрами, вулканами кислого состава; 13 — аргиллизит-опалиты, связанные с интрузиями диоритов; 14 — пропилиты; 15 — кварцевые жилы; 16 — поли аргиллизитов, не связанных с конкретными вулканическими постройками



образованиями, распространенными повсеместно, обнаженными по долинам наиболее крупных рек преимущественно в центральной части района (рис. 11). Основание комплекса не было вскрыто ни эрозией, ни бурением, однако, по данным ГСЗ, подошва комплекса и кровля подстилающих комплекс верхнемеловых образований в центральной части района находится на глубине, близкой к нулевой отметке (по Ю.П. Масуренкову) [157]. Разрез комплекса (рис. 12) представлен преимущественно лавами, в меньшей степени туфобрекчиями и туфами андезито-базальтового, андезитового состава. Наиболее представительный фрагмент разреза общей мощностью до 500 м описан в районе слияния рек Правый и Левый Кетхой. Снизу вверх разрез представлен порфиритами — лавами оливин-пироксеновых базальтов — андезито-базальтов видимой мощностью до 25–30 м, выше следуют туфобрекчии мощностью до 25–35 м, лавы пироксеновых андезито-базальтов — 20–30 м, туфы (туфопесчаники) — 15–20 м, туфобрекчии — 20–25 м, лавы пироксеновых андезито-базальтов — 20–25 м, лавы мегаплагииофировых андезито-базальтов — 15–20 м и далее лавы пироксеновых андезито-базальтов — андезитов мощностью не менее 300–400 м. Дислоцированы породы слабо. Углы падения, как правило, составляют 10–15°, редко достигая 30–40° (рис. 13, см. вкл.). Преобладающие простирания северо-восточные. Разрывные дислокации и зоны трещиноватости преимущественно северо-западного, северо-восточного, субширотного направления.

Отмечены дуговые зоны трещиноватости, связанные с интрузивным и экструзивным магматизмом. Характерной чертой комплекса является повсеместно проявленный интрузивный магматизм, представленный небольшими, как правило, не превышающими 2X4, 2X6 км массивами, состав которых варьирует в пределах габбро-диоритов—диоритов—кварцевых диоритов—гранодиоритов. Интрузивные массивы изобилуют апофизами — преимущественно силами мощностью от первых метров до десятков и первой сотни метров, инъецированных во вмещающие породы на расстояние в несколько километров (рис. 14). В апофизах и эндоконтактах интрузивных массивов преобладают мелкозернистые порфирировидные разновидности пород. Центральные зоны мощных апофиз и массивов сложены, как правило, полнокристаллическими средне-неравномернозернистыми породами, среди которых нередки участки с гранофировой структурой. Минералогический состав интрузивов представлен плагиоклазом, пироксеном, калишпатом, кварцем, реже амфиболом, биотитом, магнетитом, акцессорными — апатитом, сфеном, цирконом.

Общая позиция интрузивных массивов — расположение их по эллиптической линии в центре Налачевской структуры (рис. 15, а) — поз-

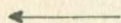
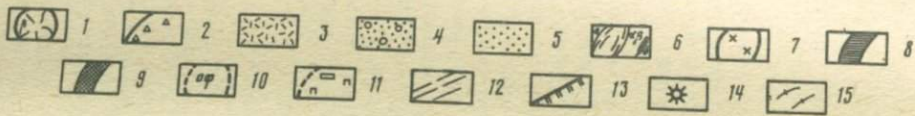
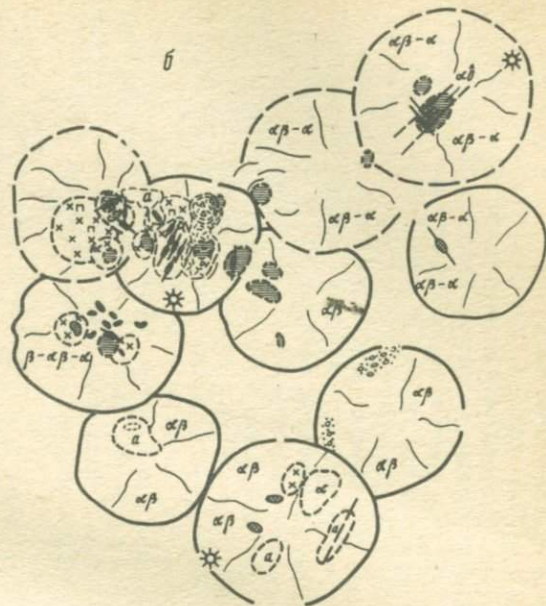
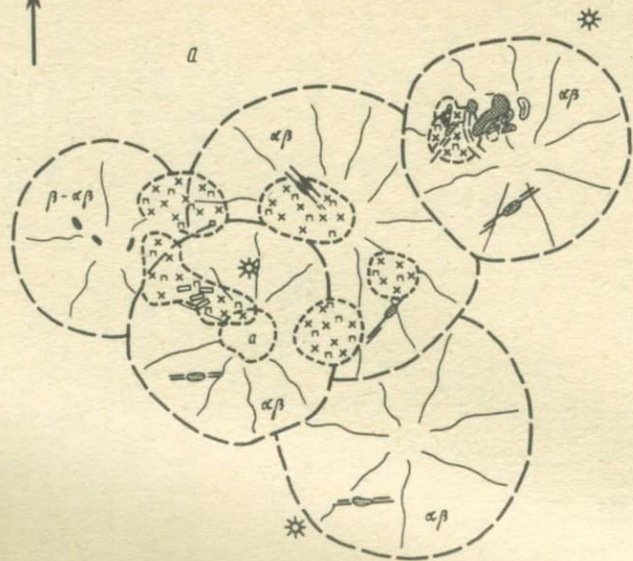


Рис. 14. Схематическая геологическая карта Кетхойского участка Налачевского центра эндогенной активности

1 — лавы, лавобрекчии андезито-базальтового, дацитового состава; 2 — кратерно-жерловые брекчии; 3 — туфобрекчии (агломераты); 4 — туфопесчаники; 5 — штоки (корневые части потоков) андезито-базальта; 6 — дайки андезита; 7 — интрузии, силлы диорита, диоритового порфирита; а — позднемиоценового—раннеплиоценового возраста, б — средне-позднемиоценового возраста; 8 — fumarольные аргиллизиты; 9 — поля аргиллизитов; 10 — пропилиты; 11 — опалиты позднего плиоцена—раннего плейстоцена; 12 — вторичные (метасоматические) кварциты-опалиты позднего миоцена—раннего плиоцена; 13 — опалиты-аргиллизиты позднего миоцена—раннего плиоцена; 14 — кварцевые жилы; 15 — подошва средне-верхнеплейстоценового комплекса (вулкан Купол); 16 — подошва позднеплиоценового—раннеплейстоценового комплекса; 17 — подошва позднемиоценового—раннеплиоценового комплекса; 18 — тектонические нарушения и трещины

Г
↑



0 4 8 км

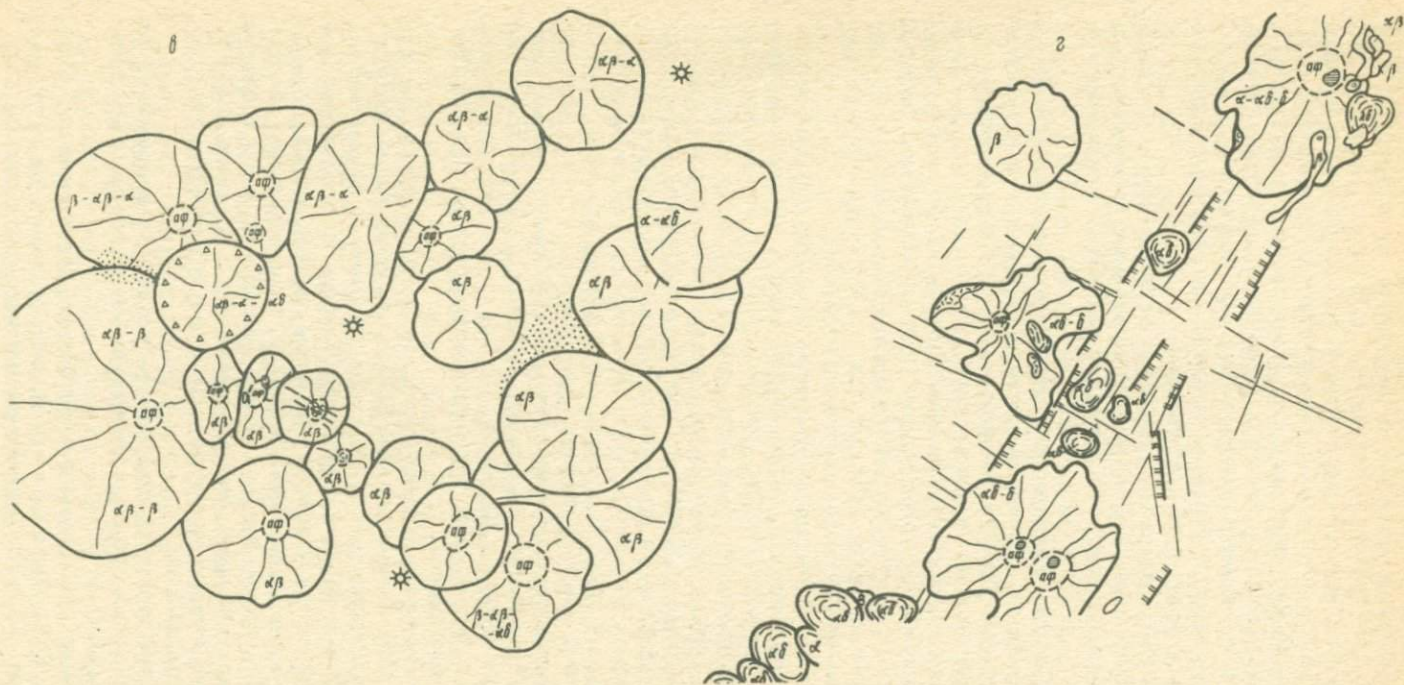


Рис. 15. Развитие Налчавского центра эндогенной активности, палеовулканические схемы (комплексы)

а — средний-поздний миоцен, б — поздний миоцен—ранний плиоцен, в — поздний плиоцен—ранний плейстоцен, г — средний-поздний плейстоцен—голоцен. 1 — стратовулканы, моногенные вулканы базальтового, андезито-базальтового, андезитового, андезито-дацитового, дацитового состава; 2 — резургентный материал в составе пирокластиков; 3 — кислая пирокластика (пемловые, пемзовые туфы, игнимбриты); 4 — конгломераты; 5 — водно-осадочные образования; 6 — экструзии, некки андезито-базальтового, андезито-дацитового, риолито-дацитового состава (а), дайки кислого состава (б); 7 — интрузии диоритов, диоритовых порфиритов; 8 — опалит-аргиллизиты; 9 — вторичные (метасоматические) кварциты; 10 — аргиллизиты, фумарольная аргиллизация (аф); 11 — пропилиты, вскрытые эрозией (п), кварцевые жилы; 12 — тектонические нарушения и зоны трещиноватости; 13 — морфологически выраженные уступы рифтообразных структур; 14 — кратеры современных вулканов; 15 — вскрытые эрозией экструзивные тела (и их корни) андезитового—андезито-дацитового состава.

воляет предположить единую корневую область. Структурно интрузивы контролируются, вероятно, системой зон нарушений запад-северо-западного и северо-северо-восточного направлений. Глубина эрозионного среза интрузий, судя по положению их среди вмещающих синхронных вулканитов и вероятной близости меловых пород, составляет не менее 1—1,5 км.

Помимо системы интрузивных массивов, обнажающихся в центре структуры по рекам Кетхой, Желтая, Налачева, Лавинная на периферии структуры, в северо-восточной ее части известен небольшой обособленный массив диоритов правобережья р. Шайбной, который связан, вероятно, с периферийным магматическим центром — сателлитом.

Вторым интрузивным элементом комплекса являются дайки роговообманковых и пироксеновых андезитов, контролируемые линейными зонами нарушений (по р. Кетхой) либо дуговыми разломами (верхние притоки р. Шайбной).

Метасоматиты нижнего комплекса представлены значительными (площадью от 0,5—1 до 5 км²) полями аргиллизитов, в пределах которых объемы изменений достигают 30—40%, а степень метасоматических изменений — 50—70%. Наиболее значительное поле аргиллизитов в верховьях р. Левый Кетхой связано, вероятно, с фумарольной деятельностью палеовулкана соответствующего времени. Более мелкие поля аргиллизитов в бассейне р. Шайбной тяготеют к центрам кислого магматизма, проявившегося в виде дуговых даек андезитов. Минералогически эти метасоматиты представлены преимущественно монтмориллонитами и каолинитами.

Опалит-аргиллизиты и вторичные кварциты образуют системы небольших — мощностью от десятков сантиметров до первых метров, протяженностью до первых десятков метров — линзовидных тел, контролируемых зонами трещиноватости северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний. Такие метасоматиты встречаются в верховьях рек Вершинской, Пиначевской, Шумной, Шайбной. В бассейне р. Шайбной описаны вторичные кварциты, образующие крупный массив, площадь которого превосходит 1 км², а размах обнаженной части по вертикали (прослеженный по фрагментам) достигает 100—150 м. Массив этот связан, вероятно, с вулканическим либо экструзией кислого состава. Восстановить состав и характер исходных пород не представляется возможным, но массив вторичных кварцитов опоясан дуговыми (субкольцевыми) дайками андезитового состава и дуговыми зонами трещин и разломов, что дает основание предполагать интрузирование магматического тела андезитового состава, впоследствии метасоматически измененного.

Метасоматические изменения по объему и степени переработки, как правило, составляют 100%. Основным новообразованным минералом является кварц; постоянно присутствуют рутил, пирит, во внешних фациях метасоматитов преобладают каолинит и гидрослюда. Глубины формирования этих метасоматитов составляют, вероятно, не более тысячи метров. Породы комплекса повсеместно пропилитизированы. Новообразованные минералы — кварц, хлорит, эпидот, кальцит, пирит — составляют 3—5—7% объема породы, но вблизи интрузий новообразования могут достигать 20—30%. В непосредственной связи с интрузиями находятся и кварцевые жилы, мощность которых достигает 0,5 м.

Возраст комплекса определен условно как средне-верхнемиоценовый на основании датирования интрузивных образований вышележащего комплекса нижним плиоценом.

Палеовулканическая реконструкция обстановки формирования комплекса затруднительна из-за его фрагментарности, и выделение вулканических аппаратов очень условно. Безусловным является субареальный харак-

тер обстановки, т.е. существование более или менее обширной территории суши, заселенной вулканами, в период формирования комплекса.

Несомненно, что вулканы имели преимущественно андезито-базальтовый состав лав — лавобрекчий, низкий показатель эксплозивности, по своему строению были близки к щитовым (рис. 16).

Второй комплекс. Представлен преимущественно лавами, в меньшей степени — эксплозивной пирокластикой. Выходы комплекса картировались в верховьях Правого Кетхоя, Вершинской, Лавинного, Пиначевой, Шайбной, где им сложены низкие водораздельные хребты (см. рис. 11). Основанием для выделения комплекса явилось несогласное перекрытие им образований первого комплекса и среди них перекрытие метасоматитов первого комплекса (см. рис. 13, 14, 17). В эксплозивных туфобрекчиях второго комплекса в верховьях р. Вершинской содержатся обломки вторичных кварцитов первого комплекса. Помимо этого, на правых склонах долины рек Шумной и Налачевой в низах разреза второго комплекса были обнаружены ленточные конгломераты с галькой пород первого комплекса. Разрез комплекса представлен переслаивающимися лавами андезито-базальтового, андезитового, андезито-дацитового состава. Очень редко в разрезе встречаются туфобрекчии (агломераты) и крайне редко упомянутые выше ленточные (горнодолинные) конгломераты. Вместе с тем для комплекса обычны распространенные локально кислые туфы и эксплозивные околожерловые туфобрекчии (см. рис. 12). Общая мощность комплекса колеблется от 100 до 400 м.

Характерен для комплекса разрез на левобережье верховьев р. Вершинской (приводится в обобщенном схематизированном виде). Снизу вверх залегают: лавы пироксен-плагиоклазовых андезитов — 30 м, лавы пироксен-плагиоклазовых андезито-дацитов — 20 м, лавы — лавобрекчии плагиоклазовых андезитов — 100 м, лавы пироксен-плагиоклазовых андезитов с гломеропорфирывыми сростками — 30 м, лавы андезито-дацитов с гломеропорфирывыми сростками — 20 м, лавы плагиоклазовых андезитов — 100—150 м.

Тектоническая нарушенность комплекса незначительная. Углы падения пород, как правило, составляют 5—10—15°, редко достигая 30°. Трещинная и разломная тектоника представлена системой линейных зон северо-западного и северо-восточного простираний, реже ортогональной системой субширотных — субмеридиональных нарушений; эксплозивные центры оконтурены, как правило, кольцевыми зонами трещин (см. рис. 13, 15, б). Для комплекса характерна инъецированность силлами пироксеновых диоритовых порфиритов, реже долеритов мощностью от первых метров до многих десятков метров. Протяженность силлов достигает не менее 3—4 км; насыщенность ими разреза — 20—30%. Силлы диоритовых порфиритов инъецируют не только разрез второго комплекса, неоднократно было отмечено межформационное положение силлов и инъецирование ими разреза первого (нижнего) комплекса. При этом в ряде случаев (на левобережье в верховьях руч. Лавинного и по правым нижним его притокам) диоритовые порфириты секут полнокристаллические диориты первого (нижнего) комплекса. Глубины становления силлов составляют первые сотни метров, а их пространственное положение тесно связано с вулканическими постройками соответствующего комплекса.

Столь же тесно с вулканическими постройками комплекса связаны дайки (в ряде случаев небольшие экструзии) пироксеновых (отмечены также роговая обманка и биотит) андезитов — андезито-дацитов. Для характеристики магматизма комплекса следует еще раз отметить эксплозивные центры верховьев р. Вершинской, извергавшие, помимо туфобрекчий, неболь-

Возраст по Гладенковой (1974)	Средняя численность вулканов, млн. лет	Возрастные реперы	Вулканизм			
			Обстановка, характер, формы проявления	Азмераторные потоки	Эксплозии	Экструзии
2-3-4						
Q ₁		Блоро-пльцевой Q ₂₋₃ Палеомезонитный	Контрастный по составу, наземный, локализованный	Развиты значительно	Значительны, ценимбристы	Широко развиты
PQ ₁	2	Спар-пльцевой N ₂ ² Спара-пльцевой N ₂ ²	Несколько поколений стратовулканов от андезито-базальтового до андезито-дацитового состава. Вулканизм наземный, локализованный; завершается излияниями оливиновых базальтов	То же	Значительны	Преимущественно прижерловые штаки
N ₂	4	N-Ar-4-4,5 ± 1,5 млн. лет	Щитовообразные вулканы преимущественно андезито-базальтового состава, наземные. Значительно развита кислая ветвь вулканизма	Не характерны	Проявлены в связи с кислой ветвью вулканизма	Значительно развиты дайки и экструзии андезито-дацитового состава
	6					
	8					
	10		Стратовулканы преимущественно андезито-базальтового состава. Субаквальная обстановка, вулканические острова, значительная локализация вулканизма.	Развиты значительно	Не характерны	Проявлены значительно, крупных размеров
	12		Поздние дайки рогообманковые андезитов			
N ₁	14					
	16					
	18					
	20					
	22					

Интрузивный магматизм	Метасоматиты			Жильные проявления	Тектонический режим
	Аргиллизиты	Пропилиты	Вторичные кварциты-опалиты		
	Широко развиты, преимущественно прижерловые, развиты значительно		Развиты широко, преимущественно в прикратерных частях вулканов. Небольшие околотрецинные тела на вулканах		Рифтогенез
Дайки, штоки, силы, преимущественно диоритового состава (диоритовые порфириды)	Обширные массивы аргиллизитовые	Проявлены в связи с интрузиями	Мощно развиты в связи с кислой ветвью вулканизма		Стабилизация режима
Интрузии габбро-диоритов, их силы	Значительные массивы аргиллизации	То же	Мощные околотрецинные зоны и массивы в связи с экструзиями и интрузиями	В связи с интрузиями	Небольшие погруженные

Рис. 16. Схема развития Налачевского центра эндогенной активности

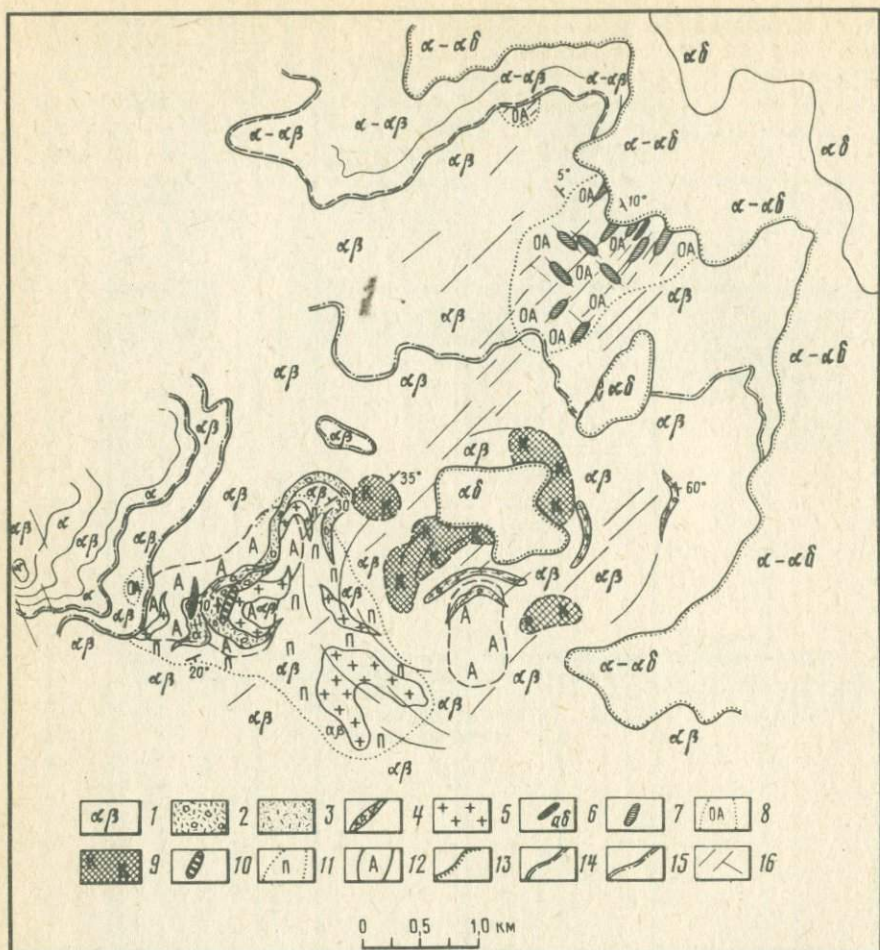


Рис. 17. Схематическая геологическая карта Чаявого участка Налачевского центра эндогенной активности

1 — лавы, лавобрекчии андезито-базальтового, андезитового, андезито-дацитового состава; 2 — туфобрекчии; 3 — спекшиеся туфы; 4 — субвулканические тела (дайки, силлы) андезитового, андезито-дацитового состава; 5 — интрузии диорита; 6 — дайки кислого состава; 7 — аргиллизит-опалиты; 8 — опалит-аргиллизиты; 9 — вторичные (метасоматические) кварциты; 10 — кварцит-опалиты, связанные с интрузиями диорита; 11 — пропилиты; 12 — аргиллизиты; 13 — основание средне-верхнеплейстоценового—голоценового комплекса; 14 — основание верхнеплиоценового—нижнеплейстоценового комплекса; 15 — основание верхнемиоценового—нижнеплиоценового комплекса; 16 — тектонические нарушения и трещиноватость

шие объемы пепловой и пемзовой пирокластики андезито-дацитового — дацитового состава.

Метасоматиты комплекса развиты весьма широко. Представлены аргиллизитами, опалит-аргиллизитами, кварц-опалитами и небольшим количеством пропилитов. Поля аргиллизации, площадь которых достигает 3—5 км², широко развиты в верховьях рек Шумной, Пиначевой, Правого Кетхоя и, особенно, в междуречье Лавинного и Вершинской. Изменения достигают

60—70% объема породы, а интенсивность изменений (процент новообразованных минералов) — 80—100%. В составе аргиллизитов определен каолинит, постоянно присутствует тонкая вкрапленность пирита.

Аргиллизиты ассоциированы с другими метасоматитами — опалит-аргиллизитами и кварцит-опалитами и тяготеют, как правило, к центральным частям вулканических построек. По времени формирования аргиллизация в основной массе проявляется ранее ассоциированных с ней метасоматитов, так как связана с фумарольными процессами, синхронными формированию вулканических построек. В ряде случаев аргиллизиты секутся телами диоритовых порфиров — очевидно, более поздними геологическими образованиями в теле вулканических построек. Более локализованные опалит-аргиллизиты (опал, каолинит, алунит) наложены на все геологические тела построек вулканов, включая диоритовые порфиры и дайки андезитов, что заставляет отнести их к метасоматическим образованиям, формирующимся на завершающих этапах жизни вулканов. Гидрослюдистые опалит-аргиллизиты характерны для эксплозивных центров комплекса; отличаются нечеткостью, размазанностью контуров — широким ореолом изменений, слабо проявленных по периферии метасоматических тел. Наиболее поздние метасоматиты комплекса — кварцит-опалиты в отличие от полей-массивов аргиллизации и опалит-аргиллизации образуют секущие линзообразные тела мощностью до нескольких метров, реже первых десятков метров, протяженностью до первых сотен метров, контролируемые разрывными нарушениями. Внутренняя фация этих метасоматитов представлена кварц-опаловым агрегатом, во внешней зоне развиваются кварц, каолинит, гидрослюда. Сообщества (серии) таких тел занимают иногда площади до 0,5 км². Глубины формирования метасоматитов комплекса составляют сотни метров. В связи с интрузиями диоритовых порфиров и дайками андезитов очень локально проявлена низкотемпературная пропилитизация (хлорит, карбонаты, пирит). Возраст диоритовых порфиров левобережья р. Левый Кетхой по калий-аргоновым определениям, выполненным М.М. Аракелянцем (Лаборатория абсолютного возраста ИГЕМ), — $4-4,5 \pm 1,5$ млн. лет [157]. Поскольку указанное определение относится к геологическим образованиям, венчающим формирование комплекса, а дата падает на нижний плиоцен (или рубеж нижнего и верхнего плиоцена), временем формирования комплекса мы принимаем верхний миоцен—нижний плиоцен.

Формировался комплекс в наземной обстановке. Леночные (долинные) конгломераты, встреченные в разрезах комплекса, характер подошвы комплекса указывают на то, что формирование его проходило в условиях расчлененного гористого рельефа (следовательно, в условиях подъема территории). Достаточно уверенно читаемые периклиналы позволяют реконструировать небольшие значительно раздифференцированные по составу вулканы, отличавшиеся повышенной фумарольной активностью. Эксплозивность не была характерна для вулканов комплекса, но вне связи с кратерами вулканов существовали эксплозивные центры с продуктами извержений кислого состава. В расположении вулканов, возможно, была проявлена тенденция концентричности.

Третий комплекс представлен лаво-пирокластическими образованиями руин вулканов, реконструкция которых представляет, как правило, известную трудность, хотя в ряде случаев останцы вулканов наиболее молодого поколения в пределах комплекса угадываются без особого труда. Выходы комплекса в районе повсеместны на периферии, в центре представлены реликтами — эрозийными останцами.

Комплекс отделен от предыдущего отчетливым несогласием и ложится на размытую поверхность, сформированную на породах второго и первого

комплексов (см. рис. 11, 13). Обобщенный разрез вулканов комплекса представлен переслаивающимися лавами, лаво-брекчиями пироксеновых андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов. Дифференциация носила отчетливо гомодромный характер. Помимо лавовых вулканов, как правило имеющих небольшие размеры, обычны вулканы, изобилующие пирокластикой — мощными (до 100 м) агломератами, составляющими их основание. Высота вулканов достигала, вероятно, не менее 1000 м. Мощностью сохранившейся части разреза комплекса колеблется в пределах 100—400 м. Руины вулканических построек сохранили в ряде случаев жерловые брекчии и некки. Комплекс сечется дайками и силлами оливиновых, оливин-пироксеновых базальтов, андезито-базальтов, представляющими, возможно, подводящие каналы лаво-шлаковых конусов, потоки которых в ряде случаев сохранились в верхах разреза комплекса. В долине р. Кетхой и по ее притокам вскрыты смешанные озерно-пирокластические образования подножий вулканов. Складчатых деформаций комплекс не претерпел. Наблюдаемые углы падения соответствуют первичному залеганию лав. Судя по эродированности комплекса, в центральной части района имело место локальное куполообразование. В концентрическом и линейном северо-западном, северо-восточном расположении вулканов отражены, вероятно, разрывные линейные и субкольцевые структуры (см. рис. 15, е).

Метасоматиты комплекса представлены жерлово-фумарольными монтмориллонит-каолинитовыми (иногда с алунитом) аргиллизитами, в ряде случаев отчетливо связанными с жерловыми брекчиями и некками (см. рис. 14), и околотрещинными опалитами позднего формирования. Поля аргиллизитов многочисленны и в ряде случаев крупные — до 2—3 км² (верховья р. Шумной). В пределах массивов объемы собственно измененных пород составляют 20—40%, интенсивность изменений (процент новообразованных минералов) достигает 60—80%.

Типичное метасоматическое тело опалитов описано на левобережье верховьев Левого Кетхоя. Простирается вертикального линзообразного тела опалитов западное—северо-западное, протяженность около 400 м, мощность порядка 55 м. Центральная часть тела (рис. 18) сложена опалитами (мощностью 10—15 м), далее следуют опалиты с гипсом и алунитом (20—25 м), по периферии метасоматического тела развиты гидрослюдь, глинистые минералы, алунит, пирит, составляющие на расстоянии 5—20 м от опалитов до 80—100% объема породы, а с удалением постепенно уступающие место первично-магматическим минералам и микролитовой основной массе вмещающих андезито-базальтов. Общий объем опалитовых метасоматитов третьего комплекса незначителен. Все метасоматиты комплекса характеризуются близповерхностным формированием.

Возраст комплекса определен рядом методов. Выше уже приводились палеомагнитные определения В.А. Ермакова [90], согласно которым большая часть разреза комплекса моложе 2,5 млн. лет и часть разреза моложе 0,7 млн. лет. По сообщению Э.А. Химченко, в 1980 г. петрофизической лабораторией КТГУ были выполнены палеомагнитные определения по образцам, отобраным на левобережье в среднем течении руч. Лавинного. Породы, отобранные из низов разреза, образовались в промежутке между эпохой Матуяма и эпизодом Каёка эпохи Гуасса (2,80—2,43 млн. лет), что соответствует верхам плиоцена. Породы из верхов разреза образовались в нижней части интервала 1,6—0,95 млн. лет, что соответствует зоплейстоцену.

Спорово-пыльцевые определения, выполненные И.А. Егоровой (Институт вулканологии) по образцам пелитолитов и алевролитов, отобранным В.А. Ермаковым из низов разреза комплекса по правобережью р. Налаче-

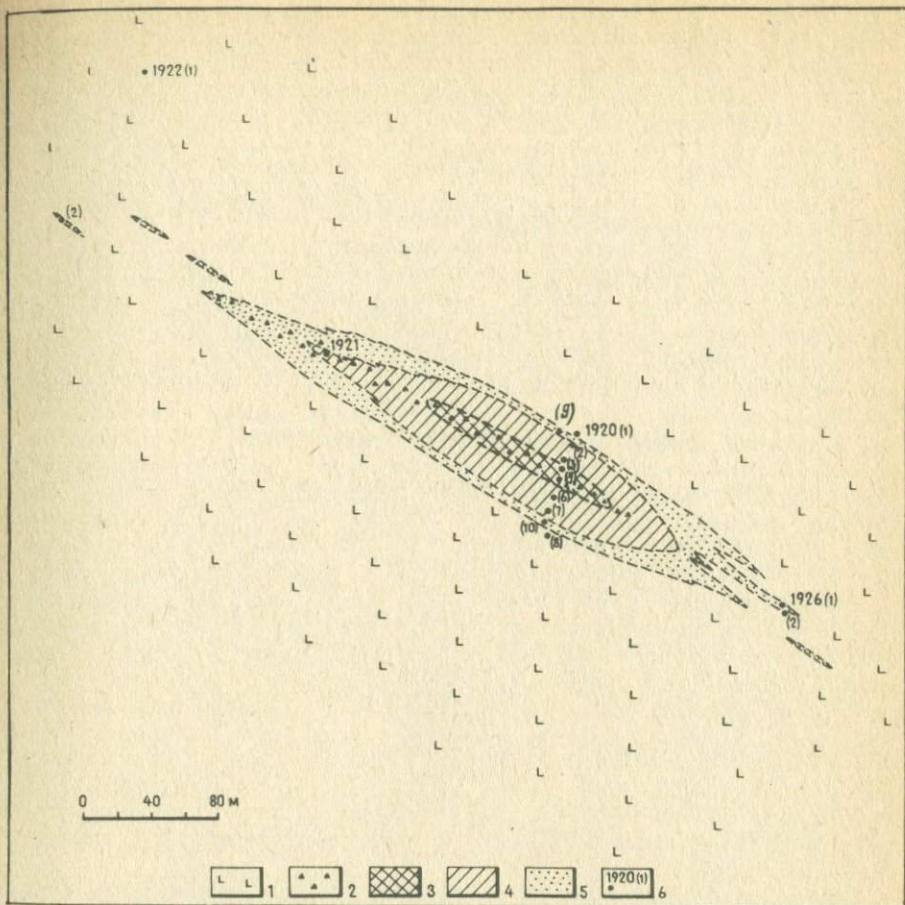


Рис. 18. Схематический план тела аргиллизит-опалитов в верховьях р. Левый Кетхой
 1 — лавы андезито-базальта; 2 — тектоническая брекчия; 3 — опалиты; 4 — аргиллизит-опалиты; 5 — аргиллизиты; 6 — пункты отбора проб

вой, указывают на соответствие времени формирования пород верхам верхнего плиоцена.

По заключению Е.Г. Лупкиной, бедная диатомовая флора, выделенная из образцов, отобранных автором из озерных туфогенно-осадочных отложений по р. Кетхой, указывает на плейстоценовый возраст пород.

Основываясь на приведенных данных, возраст комплекса мы определяем как верхнеплиоценовый — нижнеплейстоценовый.

Формирование комплекса (см. рис. 15, в, 16) происходило в наземной обстановке в условиях общего поднятия и локального куполообразования [157] на значительно расчлененном гористом рельефе. Значительно дифференцированные по составу вулканы нескольких поколений и различного объема в пространственном расположении подчинялись линейному (северо-западному и северо-восточному) и субкольцевому структурному контролю. Становление и развитие вулканов сопровождалось активной фумарольной деятельностью.

Четвертый комплекс. Основанием для его выделения послужило существ-

вание группы магматических образований, заметно отличающейся по степени эродированности от руин вулканов даже последнего поколения третьего комплекса. Представлен четвертый комплекс морфологически отчетливо выраженными слабо эродированными экструзивными образованиями и вулканическими постройками. Выходы комплекса приурочены к широкой полосе регионального характера, пересекающей район в северо-северо-восточном направлении (см. рис. 11, 15,2). Породы комплекса ложатся на расчлененный крутосклонный рельеф, выработанный на породах всех нижележащих комплексов.

Состав вулканитов комплекса весьма пестрый — от пироксеновых и оливиновых базальтов лавовых и шлаковых конусов и небольшого вулкана Вершинского до биотитовых и амфибол-пироксеновых риолитов экструзий. Преобладают экструзии и вулканы с породами кислого состава. В основании разрезов некоторых кислых вулканов обнаружена маломощная кислая пирокластика (спекшиеся туфы Дзэндзура, игнимбриты Купола). Разрез вулканов представлен преимущественно лавами — лавобрекчиями, в меньшей степени туфобрекчиями (агломератами) оливинсодержащих пироксен-плагноклазовых андезито-базальтов, пироксен-плагноклазовых андезитов, амфибол-пироксеновых андезито-дацитов и дацитов. Отчетливой тенденции дифференциации вулканы комплекса не обнаруживают. Однако более поздний экструзивный магматизм представлен более кислыми породами: пироксен-амфиболовыми андезито-дацитами, дацитами, амфибол-биотитовыми, биотитовыми риолито-дацитами, риолитами. Лавы и экструзивные породы массива вулкана Купол, занимающего центральное положение в районе, в целом имеют более кислый состав по сравнению с лавами и экструзивными породами синхронных и аналогичных вулканических массивов Арика—Аага и Дзэндзура, занимающих периферийное положение. Средняя мощность вулканитов комплекса составляет 350—400 м, высота вулканических построек достигает 1,5 км. Породы комплекса практически не подвергались деформации, но в период формирования комплекса подновлялись ортогональные системы трещиноватости субширотного—субмеридионального и запад-северо-западного — северо-северо-восточного планов.

Следует отметить структуру рифтообразного погружения северо-северо-восточного простирания, пересекающего всю территорию Налачевско-го центра эндогенной активности. Ширина морфоструктуры обрушения 6—8 км, протяженность не менее 30 км, амплитуда опускания — десятки — до первой сотни метров. Морфоструктура обрушения лежит в пределах региональной зоны разломов общекамчатского направления, морфологически выраженной на разных участках по-разному: безамплитудной трещиноватостью, односторонними сбросами, рифтообразными обрушениями.

Метасоматиты комплекса представлены обширными (до 4 км²) полями монтмориллонит-каолинит-гипс-алунитовой аргиллизации околожерловых зон вулканов Дзэндзур, Ааг—Арик и Купол. Процессом метасоматической перестройки захвачено от 5—10% (вулкан Купол), до 20—30% (Арик—Ааг, Дзэндзур) объема постройки, причем степень переработки (процент новообразований) в околожерловых зонах Арика—Аага и Дзэндзура достигает 100%. В пределах полей-массивов околожерловых изменений по трещинам развиваются жилообразные (линзообразные) метасоматиты мощностью до нескольких сантиметров опал-монтмориллонит-каолинит-гипс-алунитового состава.

Время формирования пролювиально-пирокластических отложений Дзэндзура на основании спорово-пыльцевого датирования [91] определено как начало позднего плейстоцена; возраст морены, захороненной в осно-

вании вулкана Купол, по спорово-пыльцевым определениям [90] — средний—верхний плейстоцен. Ряд геологических образований комплекса — экструзии дацито-риолитов, шлаковые конусы базальтов не несут следов верхнечетвертичного оледенения, на основании чего их возраст следует считать голоценовым.

На основании изложенного возраст комплекса мы полагаем средне-верхнечетвертичным — голоценовым.

Формирование комплекса проходило в обстановке расчлененного рельефа в условиях тафrogenеза. Преобладающая форма магмопроявления — лавовые вулканы, экструзии кислого состава, подчиненная — небольшие вулканы, шлаковые и лавовые конусы базальтового состава. Формирование кислых вулканов сопровождалось энергичной фумарольной деятельностью. Вне вулканов, преимущественно в центре территории, длительное время существуют термальные источники. Эксплозивность комплекса невысокая.

Особенности геологического строения и развития

Концентричность выходов геологических комплексов Налачевского ц.з.а. (см. рис. 11) очевидна и связана с его куполовидной структурой. В какой-то мере концентричность выражена в расположении вулканических построек позднемиоценового — раннеплиоценового и позднеплиоценового — раннеплейстоценового возраста и безусловно подчеркнута расположением средне-верхнемиоценовых интрузий (см. рис. 15, а—в). При сопоставлении комплексов Паужетской (которую можно принять за эталон) и Налачевской вулканических систем обнаруживается аналогия первого комплекса Налачевской системы со вторым комплексом Паужетской, второго комплекса Налачевской системы — с четвертым комплексом Паужетской, третьего комплекса Налачевской системы — с шестым комплексом Паужетской и четвертого комплекса Налачевской системы — с седьмым, восьмым и девятым комплексами Паужетской системы. Аналогия в смене состояний, т.е. ходе развития вулканических систем, указывает на неслучайный, закономерный характер такого развития и, вероятно, единую природу изученных вулканических систем.

Если в качестве эталона развития центра эндогенной активности принять схему развития Паужетской вулканической системы, то развитие Налачевской системы можно считать аналогичным, но неполно выраженным. В Налачевском центре эндогенной активности представлены те комплексы, аналоги которых в Паужетском центре представляют особенно значимо. Выпавшие комплексы представлены в Паужетском центре фрагментарно и малыми объемами вулканитов. Поэтому вполне возможно, что причиной выпадения комплексов может быть их плохая геологическая выраженность.

В ы в о д ы

1. Предшествующими и нашими наблюдениями установлены куполовидная структура и концентричность строения Налачевской вулканической системы, выразившаяся в центрально симметричном расположении вулканических построек и интрузивов ряда геологических комплексов. Предыдущими исследователями показана многоактность куполообразовательного процесса.

2. Развитие Налачевской вулканической системы протекало аналогично развитию Паужетской вулканической системы, что свидетельствует о закономерном характере такого развития вулканических систем и, вероятно, единой их природе. Выпадение отдельных геологических комплексов в раз-

резе Налачевского ц.э.а. является, видимо, следствием их плохой геологической выраженности.

3. Магмопроявления первых трех комплексов Налачевской вулканической системы представлены породами с широким диапазоном составов — от базальтов—андезито-базальтов до андезито-дацитов—дацитов, не образующими контрастных ассоциаций. Контрастной по составам ассоциацией пород представлены магмопроявления четвертого комплекса, причем составы кислых магматических пород достигают класса риолитов. В четвертом комплексе также значительно, по сравнению с первыми тремя, возрастают объемы кислых магматических пород.

4. В пределах Налачевского ц.э.а. развиты метасоматиты трех выделенных ранее классов. Аргиллизиты и вторичные кварциты-опалиты локализованы преимущественно в околожерловых частях вулканов или в связи с экструзиями и полями даек кислого состава. Пропилитизация наблюдается в достаточно эродированных комплексах, преимущественно в связи с интрузивными магмопроявлениями.

КОРЯКСКО-БЫСТРИНСКИЙ (ЮЖНО-БЫСТРИНСКИЙ) ЦЕНТР ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ

Корякско-Быстринский ц.э.а. расположен в юго-восточной части Камчатского полуострова (см. рис. 1). Это относительно небольшая (диаметр ее не превышает 30—40 км) вулканическая система, заложившаяся в позднем олигоцене, стадийно развивающаяся до раннего плиоцена и прошедшая за этот период один законченный ритм, после чего развитие ее оказалось прерванным. В настоящее время Корякско-Быстринская вулканическая система утратила структурно-морфологическое выражение и восстанавливается только по геологическим (литолого-фациальным) признакам.

Результаты предшествующих работ

Ранние работы, в той или иной степени касающиеся геологического строения интересующей нас территории, имели региональный описательный характер [199, 208], в частности затрагивали соотношения структур северо-восточного и северо-западного плана [47, 187, 213, 214, 215, 219].

В 60-е годы начались исследования геологического строения Южно-Быстринского хребта. На основании определений фауны, собранной В.Н. Синельниковой, возраст туфогенно-осадочных образований бассейна правых притоков р. Корякской — рек Поперечной и Ольховой — датирован Ю.Б. Гладенковым [64] как нижне-среднеплиоценовый. Это датирование противоречило выводам о среднемиоценовом возрасте туфогенно-осадочных образований, сделанным ранее В.Н. Бондаренко и С.Е. Апрельковым (проводившими на площади, интересующей нас, геологическую съемку). Последующий пересмотр биостратиграфических реперов на основе фораминиферовой глобальной стратиграфической шкалы позволил Ю.Б. Гладенкову [65] изменить датировку неогеновых фаунистических комплексов Камчатки в сторону увеличения их возраста. Заметим, забегая несколько вперед, что последующие геологические работы, методы абсолютного датирования подтвердили первоначальную точку зрения С.Е. Апрелькова и В.Н. Бондаренко о среднемиоценовом возрасте туфогенно-осадочных образований.

В 1958—1963 гг. на территории, захватывающей интересующую нас площадь, проводила исследования группа сотрудников ИГЕМ АН СССР под руководством М.А. Фаворской. Результаты этих работ были изложены

в монографии [219]. В процессе изучения геологического строения района, охватывающего значительно большую территорию, чем площадь Корякско-Быстринского ц.э.а., авторами описан ряд естественных комплексов, основой выделения которых послужили в первую очередь особенности тектонической и палеогеографической обстановки периодов их формирования. Комплекс понимался авторами как ассоциация вулканических, осадочных, интрузивных и метасоматических образований.

Авторами были описаны четыре комплекса.

1. Верхнеолигоцен—нижнемиоценовый вулканогенно-осадочный, представленный авгитовыми порфиритами базальтового — андезито-базальтового состава, туфопесчаниками и пелитами. Породы комплекса эпидотизированы, хлоритизированы, карбонатизированы и альбитизированы. На площади ц. э. а выходы комплекса указаны в долине р. Тахколоч.

2. Нижне-среднемиоценовый вулканогенно-осадочный комплекс, представленный плагиоклазовыми андезитами, эффузивными и субэффузивными альбитофирами, туфами кварцевых порфиров, туфопесчаниками кислого состава, алевропелитами, конгломератами. Интрузивная фация комплекса представлена пироксен-роговообманковыми диоритами и диоритовыми порфиритами. Породы комплекса хлоритизированы, эпидотизированы, альбитизированы, карбонатизированы, серпентинизированы и окварцованы. Описаны кварц-каолиновые метасоматические зоны, секущие все породы комплекса, кроме перекрывающих их агломератов. Распространен комплекс повсеместно.

3. Алнейский осадочно-вулканогенный комплекс. Возраст комплекса среднемиоценовый—древнечетвертичный. В основании комплекса выделены роговообманковые и роговообманково-пироксеновые андезиты, формирующие лавовые покровы, порфириты андезито-базальтового состава, аллювиальные конгломераты, содержащие гальку кварцевых диорит-порфиритов, туфопесчаников, гидротермально-измененных роговообманковых андезитов. Выше по разрезу указаны туфогенно-осадочные образования, охарактеризованные фауной среднего миоцена. В их составе туфо-алевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, содержащие обломочный материал, характер которого позволяет предполагать его появление в результате размыва нижележащих эффузивов нижне-среднемиоценового комплекса.

Породы нижней части алнейского комплекса эпидотизированы, хлоритизированы, карбонатизированы, альбитизированы, окварцованы. Отмечены новообразования лейкоксена, пренита, халцедона, цеолитов. По породам нижней части комплекса в связи с тектоническими нарушениями юго-западного простираания развиты вторичные кварциты с внешней пропилитовой фацией. Отмечен нечеткий характер границ между зонами. Эта группа пород алнейского комплекса описана на территории, лежащей к юго-востоку от интересующей нас площади. Средняя и верхняя части комплекса представлены оливиновыми базальтами, пироксеновыми базальтами и андезито-базальтами, плагиоклазовыми и гиперстеновыми андезито-базальтами, пироксеновыми андезитами, агломератами, содержащими обломки и гальку порфиритов и алевропелитов верхнеолигоцен—нижнемиоценового комплекса, роговообманковых андезитов из низов алнейского комплекса и, естественно, включающими обломки собственных базальтоидов, образующих лавовые прослои. По туфовому цементу развиваются хлорит, карбонат, цеолиты, халцедон, отмечен эпидот. Породы этой части комплекса развиты в районе повсеместно. Далее по разрезу следуют покровы, некты, туфы риолитового и дацитового состава. Вкрапленники риолитов представлены кварцем, плагиоклазом от андезина до лабрадора,

биотитом, отмечены гломеропорфировые сростки плагиоклаза и биотита. По кислым породам комплекса установлено развитие вторичного кварца, биотита, хлорита. Особенно сильно изменены некки, выполняющие жерла. По породам некков и экструзий развиваются эпидот, гидрослюды, сфен, альбит, карбонаты. Описанные кислые породы отмечены авторами в юго-восточной части района, вне пределов площади, изученной нами.

4. Наконец, комплекс средне-верхнечетвертичных вулканических и осадочных образований, к которым авторы отнесли двупироксеновые андезиты, голоценовые андезито-базальты, оливиновые базальты. Породы комплекса замещены хлоритом и карбонатом. Развита комплекс вне пределов территории, изученной нами.

Учитывая характер деформированности пород комплексов, авторы выделили два структурных этажа. Нижний этаж, к которому отнесены породы первого — олигоцен-нижнемиоценового эффузивно-осадочного комплекса, отличается складчатостью с углами падения на крыльях до 20—30° и северо-западным простираем ее в пределах территории ц.з.а. Верхний структурный этаж включает в основном алнейский комплекс в объеме и понимании авторов. Породам этого этажа свойственна меньшая деформированность, более пологие углы падения. Послеалнейский комплекс, по мнению авторов, несет черты структурной перестройки, что связано с проявлением нового вулканического цикла Восточно-Камчатского вулканического пояса. Возраст комплексов установлен авторами на основании фаунистических определений, абсолютного датирования и спорово-пыльцевых определений. Все пункты датирования лежат за пределами территории, интересующей нас.

В 1957—59 гг. на площади, захватывающей территорию наших исследований, проводил работы К.В. Прохоров [182], изучавший третичные гранитоиды. Вопреки установленным С.Е. Априлковым и В.Н. Бондаренко двум возрастным группам интрузивов — раннемиоценовой и среднемиоценовой, К.В. Прохоров относит все гранитоиды к одной раннемиоценовой возрастной группе. Гранитоиды Южно-Быстринского хребта, прорывающие фаунистически охарактеризованные среднемиоценовые образования, отнесены К.В. Прохоровым к плиоценовому времени. Основанием для этого послужили определения фауны, датированной ниже-среднеплиоценовым возрастом, сделанные Ю.Б. Гладенковым (см. выше).

Автором описана куполовидная форма интрузии горы Глиняной, обнажающейся на востоке исследованного нами района. В составе интрузии отмечены преимущественно кварцевые диориты — диориты и кварцевые диорит-порфиристы. Как и в других небольших интрузиях, здесь отмечена слабая дифференцированность пород, преимущественно средней их состав и гипабиссальный уровень становления. В порфиритах отмечены порфировые выделения плагиоклаза, роговой обманки, двух пироксенов, кварца, титаномагнетита. В среднем течении р. Левая Гаванка описаны кварцевые диориты, рвущие биотит-роговообманковые граниты. Автором отмечена комагматичность интрузий и синхронных им эффузивов. Причиной многообразия пород является ассимиляция. По формационной принадлежности гранитоиды Камчатки отнесены автором к андезито-диоритовой группе геосинклинальных магматических формаций. По составу титаномагнетитов установлена принадлежность гранитоидов к базальтоидному ряду. Вместе с тем отмечено пониженное содержание в эффузивах и гранитоидах хрома, никеля, бария и повышенное — итрия и свинца. Вторичные минералы гранитоидов представлены альбитом, эпидотом (или клиноцоизитом), хлоритом (пеннинном), лейкокситом, кальцитом, серицитом и кварцем.

Основной вклад в изучение геологического строения района сделан геологами КТГУ. В 50—60-х годах на площади, захватывающей территорию наших работ, геологическую съемку проводили С.Е. Апрельков (в восточной части района) и В.Н. Бондаренко (в его западной части). Впервые для Юго-Восточной Камчатки ими было установлено распространение региональных стратиграфических единиц: вилочинской свиты, фиксирующей режим открытого морского бассейна с подводными вулканическими излияниями; паратунской свиты, сформированной в условиях вулканической островной гряды; березовской свиты с осадочной морской и кислой вулканической фациями, переходной к режиму наземного вулканизма. Датированы свиты соответственно верхним олигоценом—нижним миоценом, нижним миоценом и средним миоценом. К алнейской серии отнесены наземные вулканы пестрого состава. Выделены платобазальты нижнего плейстоцена, вулканические сооружения и их руины среднего-верхнего плейстоцена. Гранитоидные интрузии разделены на две возрастные группы — нижнемиоценовую и среднемиоценовую. Показано, что интрузивно-эффузивная и метасоматическая ассоциация каждой возрастной группы имеет свою металлогеническую специализацию [11]. В 1973—1974 гг. на площади, захватывающей южную часть территории наших работ, Н.Ф. Данилеско, Э.Н. Химченко и другими была проведена геологическая съемка. Работы подтвердили правильность стратиграфической схемы С.Е. Апрелькова и В.Н. Бондаренко и детализировали стратиграфическую колонку. Подтверждена была правильность выделения двух групп миоценовых гранитоидов. Выполнено и приведено значительное количество калий-аргоновых определений абсолютного возраста интрузивных и эффузивных пород. Данные определений абсолютного возраста, сообщенные Н.Ф. Данилеско и Э.А. Химченко, использованы в работе. Определения выполнены в Лаборатории абсолютного возраста ДВГУ (г. Хабаровск).

Осадочно-вулканогенные комплексы и палеовулканические реконструкции

Наши исследования Корьякско-Быстринской вулканической системы проводились в 1964—1966 гг. и были дополнены рядом наблюдений в 1979 г. Ниже приводятся результаты этих работ.

Описываемая территория расположена между р. Корьякской на севере и р. Быстрой на юге. На западе ее ограничивает депрессия Начикинского озера и верховья р. Плотниковой, на востоке — р. Гаванка.

Наиболее древние геологические образования на этой территории — верхнемеловые геосинклинальные аспидные сланцы, алевролиты, песчаники, диабазы, составляющие основание миоцен-плиоценового разреза. В миоцен-плиоценовом разрезе в пределах указанной территории нами выделены четыре комплекса.

Первый (нижний) комплекс. Этот комплекс представлен лаво-пирокластической вулканической и вулканогенно-осадочной фациями. На площади работ комплекс развит повсеместно. Наиболее обнажены породы комплекса в северо-восточной и юго-западной частях района. В центральной части района породы комплекса обнажаются только в глубоких врезках долин. Состав пород по простиранью очень не выдержан: смена лаво-пирокластических фаций вулканогенно-осадочными происходит на расстоянии первых километров при локальном развитии каждой из фациальных групп на площади в 100—200—300 км². Лаво-пирокластический разрез развит преимущественно в северо-восточной, северной и юго-западной частях района. На крайнем юго-западе и северо-западе лаво-пирокласти-

ческая толща сменяется вулканогенно-осадочной. Особенно значительно осадочные фации развиты к востоку от центральной части района.

Разрез комплекса на северо-востоке района представлен монотонными лавами пироксеновых андезитов-базальтов с редкими прослоями туфобрекчий. Видимая мощность разреза составляет здесь 700–800 м.

Разрез комплекса на юго-западе района отличается несколько более кислым составом лав: наряду с андезито-базальтами в разрезе, особенно в верхней его части, встречаются пироксеновые андезиты. В схематизированном виде видимая часть разреза по правобережью р. Тахколоч и прилегающей территории выглядит следующим образом. Снизу обнажаются туфобрекчий — 30 м, лавы андезито-базальтов — пироксеновых андезитов — 50 м, туфогравелиты, туфопесчаники с прослоями лав андезито-базальтов — 70 м, туфоаргиллиты — 50 м, лавы пироксеновых андезитов-базальтов — андезитов с прослоями туфопесчаника — 250 м, туфоаргиллиты — 50 м, лавы пироксеновых андезитов — андезито-базальтов — 200 м. Общая видимая мощность разреза составляет 700 м. В юго-западном направлении мощности лав в разрезе сокращаются, возрастает мощность туфопесчаников и туфоаргиллитов.

Вулканогенно-осадочный разрез к востоку от центральной части района представлен снизу 300-метровой толщей переслаивающихся туфобрекчий и лав андезито-базальтового состава и венчается слоистыми туфоаргиллитами, туфопесчаниками, гравелитами с прослоями туфобрекчий, общей мощностью 400 м.

Породы комплекса смяты в пологие складки, имеющие на юго-западе северо-западное простирание и углы падения на крыльях до 25–30°. В северо-восточной части района углы падения на крыльях складок обычно не превосходят 15–20°, а простирание складок имеет субширотное направление (рис. 19, см. вкл.). Для комплекса специфичны трещиноватость и разрывные нарушения субмеридионального простирания.

Интрузивный магматизм комплекса представлен небольшими массивами, дайками, крупными sillами габбро-диорита, диорита, кварцевого диорита, гранодиорита, адамеллита, гранита, диоритового порфирифта. Глубины формирования интрузивов, учитывая их положение в разрезах вулканов того же комплекса, составляют, вероятно, 1–2 км. Наиболее крупный интрузивный массив — интрузия горы Глиняной — обнажается в восточной части изученной территории. Представлен он серией крупных пластовых тел, преимущественно диоритового состава.

Метасоматиты комплекса представлены околожерловыми аргиллизитами, образующими поля площадью до 1 км². На юге изученной территории такое поле закартировано в околожерловой части андезитового палеовулкана. Среднетемпературные пропилиты характеризуются новообразованными альбитом, эпидотом, хлоритом, кальцитом, кварцем, породы тяготеют к интрузивным массивам комплекса. Особенно значительные изменения проявились в породах интрузии горы Глиняной и вмещающих ее эффузивных породах. Общая интенсивность и масштабы метасоматических изменений комплекса невелики. В связи с интрузиями отмечены также кварц-карбонатные жилы мощностью до 20–30 см, протяженностью по восстанию и простиранию до первых десятков метров. Околожилные изменения ограничены слабой гематитизацией. Глубина формирования аргиллизитов составляла, вероятно, не более нескольких сотен метров, пропилитов и жильных тел — не более 1–2 км.

Возраст комплекса, согласно калий-аргоновым определениям (по Н.Ф. Данилеско и Э.А. Химченко), составляет 18–19 и, возможно, достигает 23 млн. лет (рис. 20), что соответствует нижнему миоцену, воз-

можно — верхам олигоцена. Описываемый комплекс по содержанию эквивалентен паратунской и вилючинской свитам (по С.Е. Апрелькову, В.Н. Бондаренко и др.) и первому комплексу (по М.А. Фаворской). По нашим наблюдениям на Юго-Восточной Камчатке, по р. Тахколоч, в южной части района установлены соотношения латерального замещения пород паратунской свиты породами вилючинской при преимущественно более высоком и согласном стратиграфическом положении паратунской свиты. Определение фауны, собранной в бассейнах рек Малой и Большой Саранной, позволило Н.К. Архангельскому сделать заключение о сопоставимости вилючинской свиты с низами ваямпольской серии, а паратунской свиты — с амакинской и гакхинской свитами из низов ваямпольской серии Западной Камчатки [219]. Возраст указанных стратиграфических подразделений по современным представлениям заключен в пределах олигоцена [106]. Учитывая данные палеонтологических определений и определений абсолютного возраста, нижний комплекс Быстринско-Корякского ц.з.а. мы относим к верхнему (?) олигоцену — нижнему миоцену.

Палеовулканическая обстановка времени формирования комплекса представлена на рис. 21, а. На площади, охваченной нашими исследованиями, в верхнем (?) олигоцене — нижнем миоцене существовала группа островов-стратовулканов, расположенных в форме полукольца диаметром 20—25 км. Жерлово-фумарольная деятельность на вулканах была умеренной, причем наибольшей интенсивности она достигала на вулканах андезитового состава и была значительно ослаблена на вулканах более основного, андезито-базальтового состава.

Второй комплекс. Это вулканогенно-осадочный комплекс с хорошо проявленными экструзивной и интрузивной фациями. Выходы комплекса известны в районе повсеместно, но лучше всего породы комплекса сохранились в центральной и северо-западной его части, в синклинальном прогибе, имеющем северо-западное простирание. Основанием для выделения комплекса послужило прежде всего несогласное перекрытие деформированных и эродированных образований первого комплекса (см. рис. 19) конгломератами, гравелитами, туфопесчаниками, туфобрекчиями и лавами второго комплекса. Породы второго комплекса перекрывают разнообразнейшие породы первого, в том числе и диориты интрузии горы Глиняной. В конгломератах, залегающих в основании разреза второго комплекса в приводораздельной части бассейнов рек Тополовой и Быстрой, содержится галька диоритов и пропилитизированных эффузивов первого комплекса. Второй комплекс эквивалентен березовской свите С.Е. Апрелькова и В.Н. Бондаренко и второму комплексу М.А. Фаворской.

Представлен второй комплекс фациально разнородными образованиями: преимущественно осадочными (осадочно-вулканогенными) в центральной части и преимущественно вулканогенными (лаво-пирокластическими) на периферии участка. Разрез комплекса в центральной части района представлен грубо ритмично переслаивающимися конгломератами, гравелитами, туфопесчаниками с прослоями туфобрекчий и лав андезитового, андезито-базальтового состава. Общая сохранившаяся мощность разреза составляет здесь 500—600 м. По р. Поперечной описан 350-метровый фрагмент разреза, состоящий из двух грубых ритмов, в основании которых лежат туфобрекчии мощностью 50—100 м, сменяющиеся вверх по разрезу гравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами. Мощность таких пачек около 100 м. Разрез на водоразделе рек Тополовой и Быстрой снизу вверх представлен: конгломератами — 50—70 м, туфопесчаниками — 30—50 м, лавами андезитового—андезито-абазальтового состава — 40—60 м, туфопесчаниками — 40—50 м, туфоаргиллитами — 30—40 м, лавами андезито-

Возраст по Гла-денкову (1974 г.)	Возрастные реперы	Комплексы	Вулканизм			Интрузивный магматизм	Метасоматиты			Жильные проявления	Тектонический режим	
			Обстановка, характер, формы проявления	Агломерат-вые потоки	Эксплозии		Экструзии	Ареиллиты	Проилиты			Вторичные кис-сы - опилиты
Q												
PQ												
2												
N ₂												
4			Отдельные стратовулканы, преимущественно андезита-базальтового состава, наземные, на расчлененном рельефе	Сильно развиты, особенно на начальных этапах жизни вулканов	Отсутствуют	Не отмечены	Не отмечены	Кратерно-фумарольная ареиллизация, синхронная вулканизму	Не отмечены	Не отмечены	Общее поднятие, рифтогенез	
6	K-Ar 6,0 млн. л.											
8			Крупные щитовые базальт-андезитовые - андезитовые - андезит-дацитовые наземные вулканы на расчлененном рельефе	Не характерны	Не характерны	То же	То же	Кратерно-фумарольная ареиллизация, синхронная вулканизму	То же	Поздние кварц-карбонатные метасоматиты секущего типа	То же	Общее поднятие, начало заложения рифтов
10	K-Ar 9,7 ± 0,1 млн. лет 9,65 ± 0,1											
	10,2 ± 0,1 10,46 ± 0,05 10,7 ± 0,3 11,25 ± 0,05											
12												

N ₁	12,95 ± 0,15 13,0	Стратовулканы, лавовые вулканы основного и кислого состава, локализованные в отдельных пунктах: как наземные, так и подводные. Островная архипелаг	Сильно развиты	Отмечены проявления эксплозивности с внедрением экструзий	Наряду с вулканами локализованы в отдельных пунктах	Интрузии диоритового, гранодиоритового, реже гранитного состава, гранит-аллиты. Массивы площадью до 6-8 км ²	Широко развиты ареиллиты, преимущественно кислым вулканическим, синхронные вулканизму (жерло-фумарольные)	Широко развиты в связи с интрузиями, сопровождаются другими метасоматитами	Поздние (наложенные) аплиты - кварциты, связанные с интрузиями и вулканами кислого состава	Кварц-карбонатная штолверковая проработка, связанная синхронными интрузивными метасоматическими образованиями	Начало общего поднятия
	14										
	16 млн. л. 16,65 ± 0,35	Стратовулканы андезито-базальтового, андезитового состава. Обстановка субкваторная - вулканические острова	То же	Проявлены значительные	Отмечены, малых размеров	Массивы габбро-диоритового состава сопровождающиеся силлами	Развита синхронная вулканизму жерло-фумарольная ареиллизация	Широко развиты в связи с интрузиями	Не отмечены	Кварц-карбонатные жилы в связи с интрузиями	Общее незначительное погружение
16	18 млн. л. 19 млн. л.										
	20										
	22										
P ₃	24										

Рис. 20. Схема развития Корьякско-Быстринского центра эндогенной активности

базальтов — 20–30 м, туфопесчаниками — 20–30 м, лавами андезито-базальтового состава — 15–20 м, туфобрекчиями — 20–25 м, туфопесчаниками — 30–50 м. Мощность разреза составляет 350–400 м.

Иной характер имеют разрезы комплекса на периферии участка, где преобладают лавы. В северо-восточной части участка разрез комплекса представлен монотонными лавами андезито-дацитового состава, мощность которых составляет не менее 200–300 м. На северо-западе района разрез также представлен лавами андезитового—андезито-дацитового состава мощностью 150–350 м. Лавовый разрез содержит прослои туфопесчаников—туфоалевролитов мощностью, не превышающей первые десятки метров. Разрез комплекса на юге района отличается развитием обоих элементов — осадочного и лавового. Мощность грубослоистых гравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов составляет 300–400 м, лавы мощностью 150–250 м имеют состав андезитов и андезито-базальтов.

Породы второго комплекса деформированы с той же интенсивностью, что и породы первого комплекса, причем в центральной части района степень деформаций заметно выше, чем на периферии, где залегание пород часто отвечает их первичному положению. Простираение мелкой складчатости, как показывают замеры, преимущественно субширотное и северо-западное. Углы падения на крыльях складок составляют 10–25, до 30°. Вблизи интрузий залегание пород, как правило, сильно нарушено, углы падения достигают 50–55°. Северо-восточное простираение и крутые углы падения породы комплекса приобретают вблизи зон разрывных нарушений северо-восточного плана (см. рис. 19).

Помимо этих разрывных нарушений и сопряженных с ними нарушений северо-западного плана, прослеживаются дуговые разломы, оконтуривающие центральную часть района.

Магматизм комплекса представлен лавами пироксеновых андезито-базальтов, встреченных в разрезах комплекса в центральной, южной и северо-западной частях района. Повсеместно в разрезах комплекса встречаются лавы андезитового—андезито-дацитового состава. Для этих лав обычны вкрапленники плагиоклаза, роговой обманки, пироксена, кварца. Нередок акцессорный апатит. В южной части района встречены лавы роговообманковых андезитов.

Характерная черта комплекса — развитие даек и экструзий, местами крупных размеров, преимущественно андезито-дацитового—дацитового состава. Породы содержат редкие, небольшие по размеру вкрапленники плагиоклаза (олигоклаза), кварца, роговой обманки. Отмечены акцессорные апатит и циркон. Наиболее крупные (поперечником до 2 км) экструзии закартированы на северо-востоке центральной части района в бассейне р. Тополовой и ее притоков (см. рис. 19, 21, б). Внедрению этих экструзий предшествовали эксплозии и образование локально распространенных спекшихся туфов (туфобрекчий). Внедрение экструзий сопровождалось внедрением роя субколыцевых даек того же состава. Подобные дайки в северо-восточной и южной частях района образуют рои, контролируемые зонами нарушений и трещиноватости северо-восточного и северо-западного простираения. Дайки, как правило, вертикальные, мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, протяженностью до нескольких сотен метров.

Интрузивный магматизм комплекса представлен небольшими массивами, площадью до 4–6 км², и сопровождающими их секущими дайками и пластовыми внедрениями. На изученной территории известны три интрузивных массива: интрузии диоритов р. Тахколоч на юге участка, интрузия кварцевых диоритов р. Корякской на северо-западе центральной части

участка и интрузии гранодиорит-порфиров горы Скалистой в центральной части участка. В пределах массива р. Тахколоч выделяются три субфазы: первая — эндоконтактовая и пластовых внедрений — представлена мелкозернистым пироксеновым диоритом, секущие взаимоотношения с нею обнаруживает вторая субфаза, составляющая основную массу интрузивного массива. Это средне-неравномернозернистый, иногда порфириформный диорит, минералогический состав которого представлен плагиоклазом, роговой обманкой, пироксеном, иногда — кварцем, биотитом, акцессорными — апатитом, цирконом. Третья субфаза образует небольшие тела в массе диорита, представлена биотитсодержащим аплитовидным гранитом.

Массив р. Корякской сложен среднезернистыми, местами порфириформными кварцевыми диоритами, минералогический состав которых близок минералогическому составу диоритов р. Тахколоч: преобладают плагиоклаз, роговая обманка, пироксен, кварц, встречается биотит.

Интрузивный массив горы Скалистой представлен гранодиорит-порфирами. Внедрение массива в слоистые образования второго комплекса вызвало значительные механические деформации: породы на контакте иногда поставлены "на голову". В эндоконтактовой зоне гранодиорит-порфиры преимущественно мелкозернистые порфириформные, в центральной части массива — среднеравномернозернистые, порфириформные. Минералогический состав породы: плагиоклаз, кварц, роговая обманка, в основной массе — калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, акцессорные — апатит, циркон.

Глубины становления массивов, судя по положению их относительно разреза комплекса, составляют сотни метров и, вероятно, не превосходят тысячи метров.

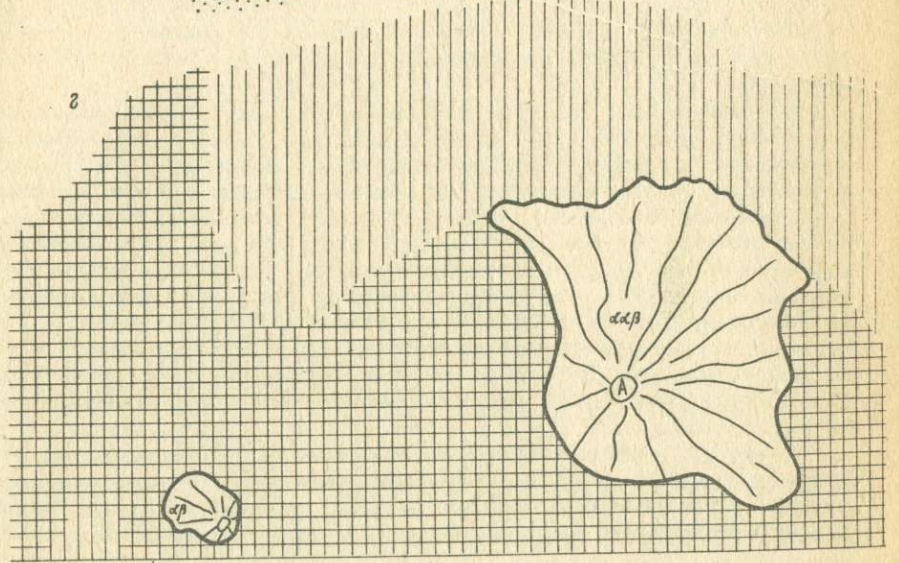
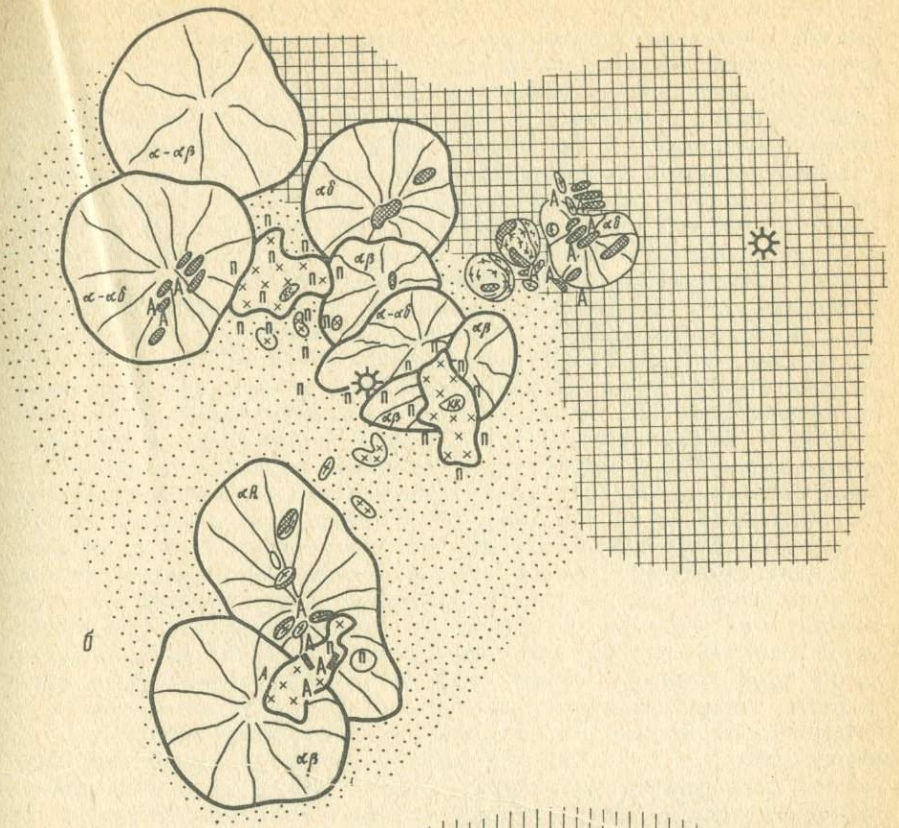
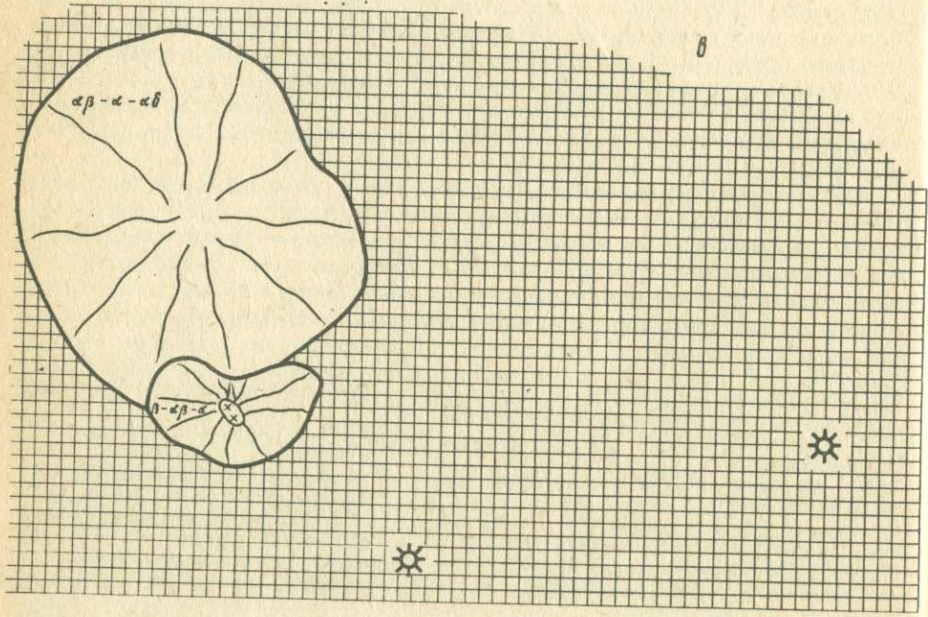
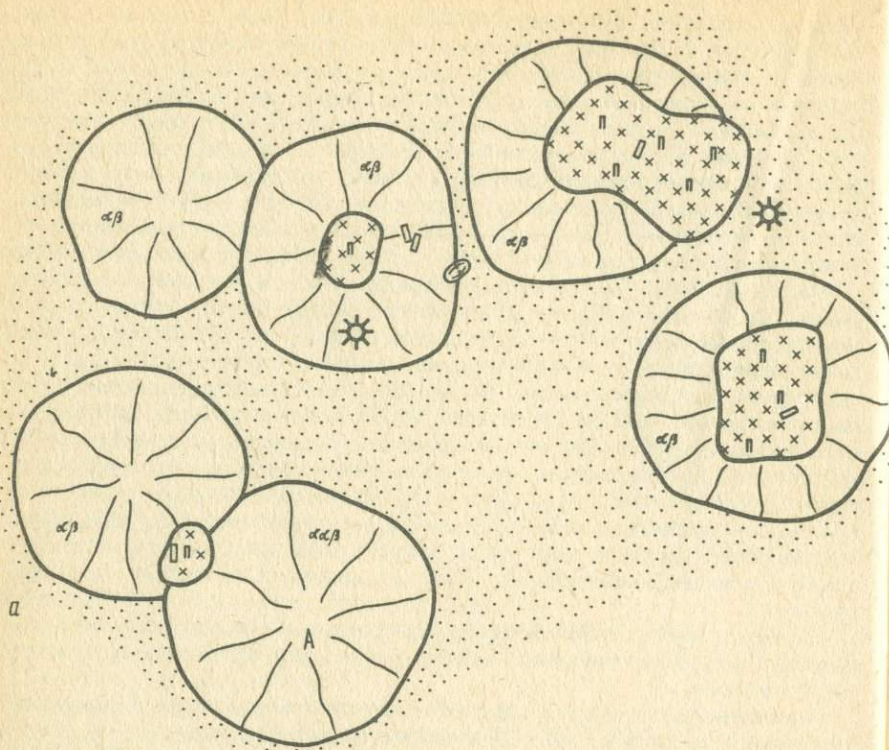
Метасоматиты комплекса проявлены чрезвычайно мощно. Прежде всего это крупные массивы аргиллизированных пород, развитых на южных отрогах горы Глиняной, в северо-восточной части района, к северу от горы Вачкажеч, на юге района и в районе горы Горелой, на северо-западе района. Наиболее крупный из этих массивов расположен в южных отрогах горы Глиняной. Он занимает площадь до 6 км² и развит по вертикали по крайней мере на 300—400 м, состоит из отдельных разрозненных блоков площадью до 0,5 км². В пределах блоков изменения составляют по объему 20—30%.

Развиты аргиллизиты как по породам второго комплекса, так и по подстилающим их образованиям первого комплекса, причем часть метасоматитов, развиваясь по первому комплексу, не проникает в породы второго, перекрывается ими. Очевидно, что это свидетельствует о начале развития метасоматитов, опережающем излияния лав второго комплекса. Аргиллизиты предшествуют магматическим породам, а затем развиваются и по

Рис. 21. Развитие Корякско-Быстринского центра эндогенной активности (палеовулканические схемы, соответствующие комплексам)

a — ранний миоцен, *б* — средний миоцен, *в* — поздний миоцен, *г* — поздний миоцен — ранний плиоцен

1 — стратовулканы, моногенные вулканы базальтового, андезито-базальтового, андезитового, андезито-дацитового состава; 2 — экструзии и дайки андезитового, андезито-дацитового состава; 3 — игнимбриты; 4 — интрузии, дайки, силлы диоритов, гранодиорит-порфиров вскрытые эрозией; кварц-карбонатные жилы; 5 — эрозионно-аккумулятивный рельеф: *a* — горы, *б* — эрозионно-тектонические долины; *б* — водно-осадочные образования; 7 — вторичные (метасоматические) кварциты-опалиты; 8 — кварц-карбонатные (кк) и кварц-серицитовые (кс) жильно-метасоматические образования; 9 — аргиллизиты; 10 — пропилиты, вскрытые эрозией; 11 — кварцевые жилы, вскрытые эрозией; 12 — кратеры раннеплиоценовых вулканов



8 9 10 11 12 0 4 8 KM

магматическим породам второго комплекса. Поэтому такие метасоматиты мы называем предшественниками, т.е. предшествующими и сопровождающими магмопроявления комплекса. Аргиллизиты района горы Вачкажеч по преимуществу сопровождают вулканизм второго комплекса, предшествуют и частично сопровождают внедрение диоритовой интрузии. Масштабы аргиллизации здесь заметно меньше, чем в районе горы Глиняной. Также невелики масштабы аргиллизации района горы Горелой, которые в основной массе скорее предшествуют вулканизму второго комплекса, чем сопровождают его. Относительно структурной приуроченности аргиллизитов можно только предполагать, что поля этих метасоматитов тяготеют к местам пересечений зон трещиноватости разных планов.

Второй класс метасоматитов, развитых по породам второго комплекса, — отчетливо наложенные на них кварциты, представленные в большинстве случаев линзовидными телами размером от сантиметров до 50—70 м мощностью и от первых метров до первых сотен метров по простиранию и падению (рис. 22), контролируемые линейными или субкольцевыми зонами трещиноватости. Местами эти тела сливаются в массивы, либо образуют рои. Рои (системы) таких тел общей мощностью до нескольких десятков метров по падению контролируемых их зон трещиноватости прослеживаются на несколько сотен метров (рис. 23). Как правило, метасоматические тела этого класса построены симметрично: их центральную часть составляют кварциты, опалиты, аргиллизит-опалиты, сменяющиеся к периферии аргиллизитами, за которыми следует внешняя зона пиритизации и хлоритизации. Основными минералами центральных зон метасоматических тел являются кварц (до 90—95%), опал, халцедон, тридимит, рутил (доли процента), серицит (до 3—5% новообразований). Зоны аргиллизации метасоматических тел сложены преимущественно каолином, гидрослюдами, опалом, кварцем, пиритом. Степень измененности исходных пород составляет 50—100%. На периферии метасоматических тел развиваются новообразованные хлорит, кальцит, кварц, пирит, гидрослюда, редко — эпидот, каолин. Содержание новообразованных минералов на ближней периферии метасоматических тел может достигать 60—80%, постепенно уменьшаясь с удалением от центральных частей тел метасоматитов.

Если относительно массивов аргиллизации можно говорить о предпочтительном развитии их в районах дайковых, экструзивных, вулканических проявлений андезитового, андезито-дацитового, дацитового, т.е. кислого вулканизма, где они сформированы мощной фумарольной или жерлово-фумарольной деятельностью, то связь с кислым магматизмом метасоматических секущих тел опалитов-кварцитов представляется совершенно очевидной (см. рис. 19, 21, б). Метасоматиты этого класса развиваются в непосредственной связи и по породам вулканов, экструзий и даек андезитового—андезито-дацитового—дацитового состава второго комплекса. Особенно мощно развиты они к северо-востоку от центральной части района на водоразделе рек Быстрой и Тополовой, в меньших масштабах — на северо-западе района в окрестностях горы Горелой и на юге района в бассейне р. Тахколоч.

Помимо пропилитовых ассоциаций, возникающих на периферии кварцопалитовых метасоматических тел, среднетемпературная пропилитизация, представленная новообразованиями эпидота, хлорита, кальцита, кварца, пирита, сопровождает интрузии диоритов, гранодиорит-порфиров, экструзии и дайки андезито-дацитов. Масштабы пропилитизации значительные: пропилитизация развивается на расстоянии нескольких километров от интрузий гранодиорит-порфиров. Интенсивность пропилитизации невысо-

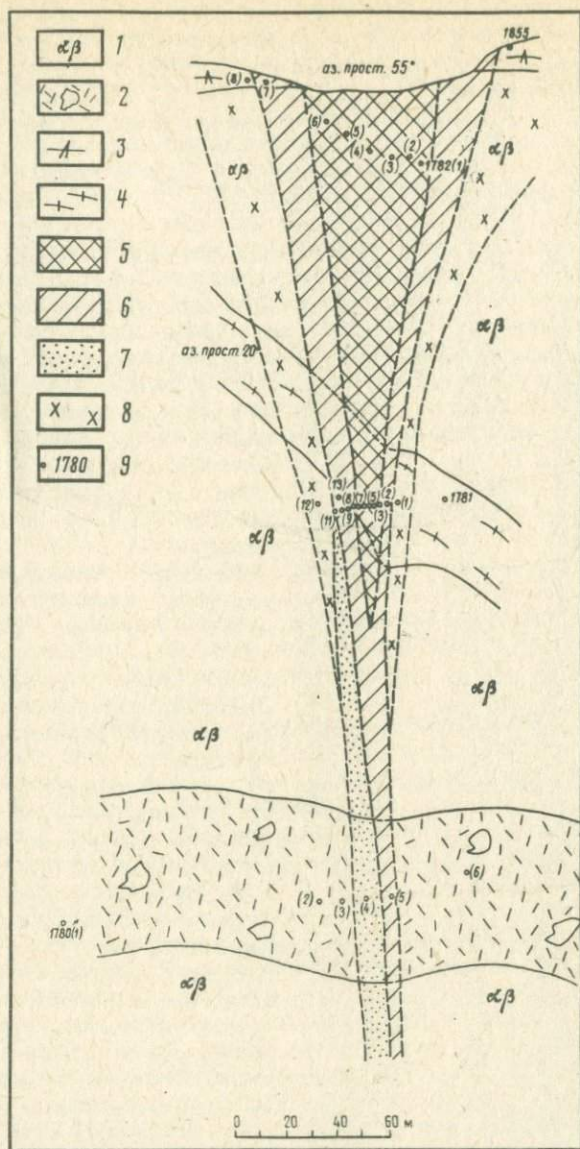


Рис. 22. Разрез зоны метасоматических кварцитов в верхьях правого притока р. Корякской

1 — лавы андезито-базальта; 2 — туфобрекчи; 3 — sill диорита; 4 — дайка андезито-дацита; 5 — кварциты; 6 — опалиты; 7 — аргиллизиты; 8 — хлоритизация; 9 — пункты отбора проб

кая, новообразованные минералы составляют, как правило, не более 10–15% объема породы.

В связи с интрузиями гранодиорит-порфиров по породам интрузивных массивов развиваются кварц-карбонатные жильные штокверки и сопровождающие их кварц-карбонатные и кварц-серицитовые метасоматичес-

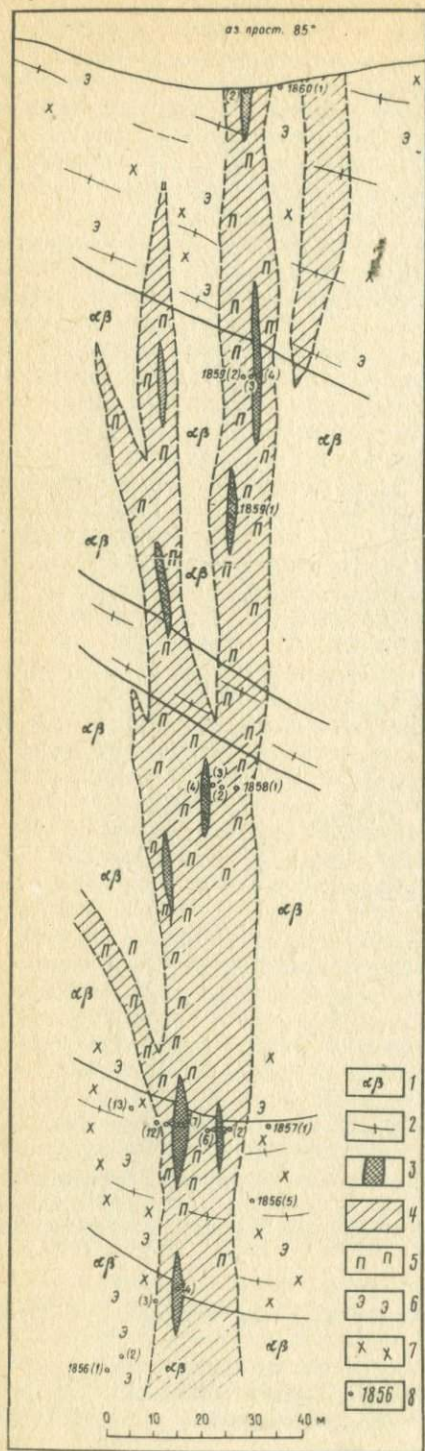


Рис. 23. Разрез зоны метасоматических кварцитов в верховьях правого притока р. Корьянской

1 — лавы андезито-базальта; 2 — силлы диорита; 3 — вторичные (метасоматические) кварциты; 4 — аргиллизиты; 5 — вкрапленность пирита; 6 — эпидотизация; 7 — хлоритизация; 8 — пункты отбора проб

кие изменения. Размеры жильных образований небольшие: мощность жил редко превосходит 5—10 см, а протяженность по простиранию и падению первые метры.

Глубины формирования всех вышеописанных жильных и метасоматических образований, судя по возможным глубинам эрозийного среза, составляют сотни метров и вряд ли бывают больше тысячи метров.

Возраст комплекса определен на основании калий-аргонового датирования и фаунистических определений. Определения фауны из разрезов бассейнов рек Поперечная и Ольховая, выполненные Ю.Б. Гладенковым [64], позволили А.И. Чеლებაевой и А.Е. Шанцеру [106] сопоставить эти разрезы с верхами пахачинской серии, датированными нижним—средним миоценом. Цифры абсолютного возраста (по Н.Ф. Данилеско и Э.А. Химченко) легли в интервале от 12,9 до 16,6 млн. лет, что соответствует среднему (верхам нижнего?) миоцену (см. рис. 20, 24, см. вкл.).

Изучение разрезов комплекса позволило охарактеризовать палеовулканическую обстановку среднемиоценового времени на территории, изученной нами. В северо-восточной части территории была суша. Близ береговой линии возникли небольшой вулкан и ряд экзструзий кислого состава (см. рис. 21, б). Юго-западная и северо-западная части территории покрылись морем, в прибрежной части которого возникли острова-вулканы андезито-базальтового и андезитового состава, а в центральной части района — залив ла-

гуна, соответствующая, вероятно, участку локального погружения. В пределах участка погружения образовались небольшие вулканы основного и кислого состава. Вулканизм среднего миоцена сопровождался мощной фумарольной деятельностью, сосредоточенной в пределах вулканических построек и вблизи экструзий кислого состава. Общая тектоническая обстановка характеризовалась началом общего воздымания территории, появлением, помимо гряды островов-вулканов, значительных участков суши, возможно некоторой контрастностью направления вертикальных движений соседствующих участков.

Третий комплекс. Это вулканогенный, преимущественно лавовый комплекс, выходы которого известны только в северо-западной части района. Основанием для его выделения послужили отличие петрографического состава его пород от пород второго комплекса и перекрытие лавами третьего комплекса расчлененного рельефа, выработанного по породам второго и первого комплексов. Представлен третий комплекс лавами, лавобрекчиями базальтового, андезито-базальтового, андезито-дацитового, андезито-дацитового состава, среди которых преобладают пироксеновые андезито-базальты и андезиты.

Мощность комплекса на изученной нами территории составляет 200—300 м, северо-западнее, где в основном развит этот комплекс, его мощность достигает 600—800 м. Преобладающая тенденция смены пород в разрезах — гомодромная. Залегание пород, вероятно, первичное, ненарушенное (см. рис. 19).

Метасоматиты комплекса развиты слабо. Отмечены кратерно-фумарольные аргиллизиты небольших масштабов и интенсивности, захватывающие площади до 200—300 м, и кварц-карбонатные метасоматиты, также небольших масштабов и малой интенсивности.

Возраст комплекса по калий-аргоновым определениям (по Н.Ф. Данилеско и Э.А. Химченко) составляет 9,1—11,25 млн. лет, что соответствует верхнему миоцену (см. рис. 20, 24). Эквивалентен третий комплекс низам аллея (по С.Е. Апрелькову, В.Н. Бондаренко).

Палеовулканическая (палеогеографическая) обстановка в верхнем миоцене в пределах изученной территории представляется в следующем виде.

На всей площади господствует суша. На фоне общего воздымания территории начинается формирование эрозионно-тектонического рельефа, по общему орографическому плану приближающегося к современному. На северо-западе территории формируется группа вулканов крупных размеров (см. рис. 21, в), преимущественно лавовых, дифференцированных по составу от андезито-базальтов (базальтов) до андезитов (андезито-дацитов). Фумарольная деятельность на вулканах не отличалась значительными масштабами и интенсивностью. Тектоническая обстановка была, вероятно, спокойной.

Четвертый комплекс. Это исключительно вулканогенный лаво-пирокластический комплекс, представленный руинами морфологически отчетливо выраженного крупного вулкана, расположенного на северо-востоке изученной территории (гора Седло) и небольшого лавового конуса в центральной части района (см. рис. 19).

Обе вулканические постройки сформировались на сильно расчлененном горном рельефе современного плана и отличаются морфологической выразительностью. На этом основании они отнесены к наиболее молодому в районе геологическому комплексу.

Сложен лавовый конус монотонными лавами пироксеновых андезитов, мощность которых не превосходит 300—350 м.

Разрез вулкана Седло представлен переслаивающимися лавами пироксеновых андезитов (мощностью до 50—70 м) и агломератовыми брекчиями (туфобрекчиями) мощностью до 30—50 м. В низах разреза вулкана преобладают пироксеновые андезито-базальты. В основании разреза лежат пироксеновые туфы, мощная пирокластика (туфобрекчии) и маломощные ленточные конгломераты, содержащие гальку пород первого, второго и третьего комплексов. Тенденция эволюции магматизма отчетливо гомодромная.

Общая мощность разреза вулкана достигает 500 м (см. рис. 24). Залегание пород комплекса первичное, не нарушенное. Метасоматиты комплекса представлены небольшими площадками жерлово-фумарольной аргиллизации на вулкане Седло. Возраст комплекса на основании калий-аргонового определения по образцу андезита лавового конуса составляет 6 млн. лет (по Н.Ф. Данилеско и Э.А. Химченко), что соответствует позднему миоцену—раннему плиоцену. Ему эквивалентен алней С.Е. Апрелькова и В.Н. Бондаренко.

Изученная территория на границе миоцена и плиоцена представляла собой сушу с сильно расчлененным горным рельефом. На севере и западе района сформировались депрессии (см. рис. 21, з). В центральной и северо-восточной частях района возникли описанные выше вулканы. Фумарольная деятельность отличалась малой интенсивностью. Тектонический режим был, вероятно, напряженным, так как депрессии на западе и северо-востоке района имели тектоническую природу.

Особенности геологического строения и развития

В строении Корякско-Быстринского ц.э. отчетливо проявлена центральная симметрия. В нижнемиоценовое время вулканические постройки имели субкольцевое расположение, группируясь вокруг центральной части вулканической системы, причем сама она была свободна от вулканов. В среднем миоцене магматизм кислого состава и метасоматоз сосредоточились преимущественно в центральной части вулканической системы. Здесь же в настоящее время отчетливо устанавливается структурная мульда диаметром не менее 15 км (см. рис. 19, 12, а, б).

В развитии Корякско-Быстринского ц.э. прежде всего видна тенденция общего подъема территории и перехода от морского режима к режиму гористой суши. Эта направленность отмечена нами при рассмотрении особенностей развития Паужетского ц.э. Продолжая эту параллель, следует обратить внимание на идентичность первого комплекса Корякско-Быстринского ц.э. первому и второму комплексам Паужетского центра. Второй комплекс Корякско-Быстринского ц.э. представляется гипертрофированным аналогом третьего комплекса Паужетского центра. Аналогичны также третий комплекс Корякско-Быстринского и четвертый комплекс Паужетского ц.э.

Четвертый комплекс Корякско-Быстринского ц.э. представляется аналогом пятого и шестого комплексов Паужетского центра, формирующимся на фоне затухания вулканической активности. Таким образом, несмотря на слияние (или выпадение) некоторых стадий развития Корякско-Быстринского ц.э., очевидна однотипность хода развития Корякско-Быстринской и Паужетской вулканических систем, т.е. соответствие наблюдаемой системы эталону.

При этом мы можем говорить о соответствии первого и второго (вместе) комплексов Корякско-Быстринского ц.э. первому ритму развития Паужетского центра и последующем (при переходе ко второму

ритму) свертывании вулканической активности Корякско-Быстринского центра.

Развитие магматизма Корякско-Быстринской вулканической системы также шло по схеме, аналогичной с Паужетской системой: от слабо дифференцированного андезито-базальтового—андезитового магматизма, проявленного по кольцу близ центра вулканической системы, к контрастному с локализацией наиболее кислых — андезито-дацитовых — дацитовых магмопроявлений преимущественно в центре вулканической системы, далее (при падении интенсивности магматизма) — к пестрому по составу и, наконец, вновь к слабо дифференцированному — андезито-базальтовому — андезитовому.

Метасоматиты были максимально развиты в связи с контрастным магматизмом и пространственно ассоциировались с магмопроявлениями кислого состава.

Как и для описанных ранее Паужетской и Налачевской вулканических систем, для Корякско-Быстринской системы установлены проявления трех классов метасоматитов: пространственно сближенных массивов аргиллизитов и секущих тел вторичных кварцитов-опалитов; пропилитов, сопровождающих интрузивный магматизм.

В ы в о д ы

1. В Корякско-Быстринской вулканической системе структуры расположены концентрично.

2. Развитие Корякско-Быстринской вулканической системы протекало направленно от морской к субконтинентальной обстановке. Несмотря на неполную представительность картины развития Корякско-Быстринской вулканической системы (выпадение или слияние стадий), устанавливается идентичность ряда комплексов и аналогия схемы развития Корякско-Быстринской и эталонной Паужетской вулканических систем.

3. Отличительной особенностью развития Корякско-Быстринского ц.з.а., помимо неполной представительности, является прерванность активности — раннее затухание вулканической активности.

4. Развитие магматизма Корякско-Быстринской вулканической системы шло по аналогичной с Паужетской системой схеме: от слабо дифференцированного андезито-базальтового — андезитового к контрастному, далее (на фоне падения интенсивности магматизма) к пестрому по составу и, наконец, вновь к слабо дифференцированному — андезито-базальтовому — андезитовому.

5. Метасоматиты Корякско-Быстринского ц.з.а., как и двух описанных ранее центров, представлены массивами аргиллизитов и секущими телами вторичных кварцитов-опалитов, максимально развитыми в связи с контрастным магматизмом и пространственно ассоциированными с магмопроявлениями кислого состава и пропилитами, сопровождающими интрузивный магматизм.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ
ЦЕНТРОВ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ

Изучение геологического строения и развития Паужетского, Налачевского и Корякско-Быстринского центров эндогенной активности позволило установить ряд свойств, присущих каждой из этих вулканических систем.

СТРОЕНИЕ ЦЕНТРОВ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ

При всем многообразии структурно-морфологического выражения центров эндогенной активности (купол с кальдерообразной структурой проседания и резургентным поднятием Камбального хребта Паужетской вулка-

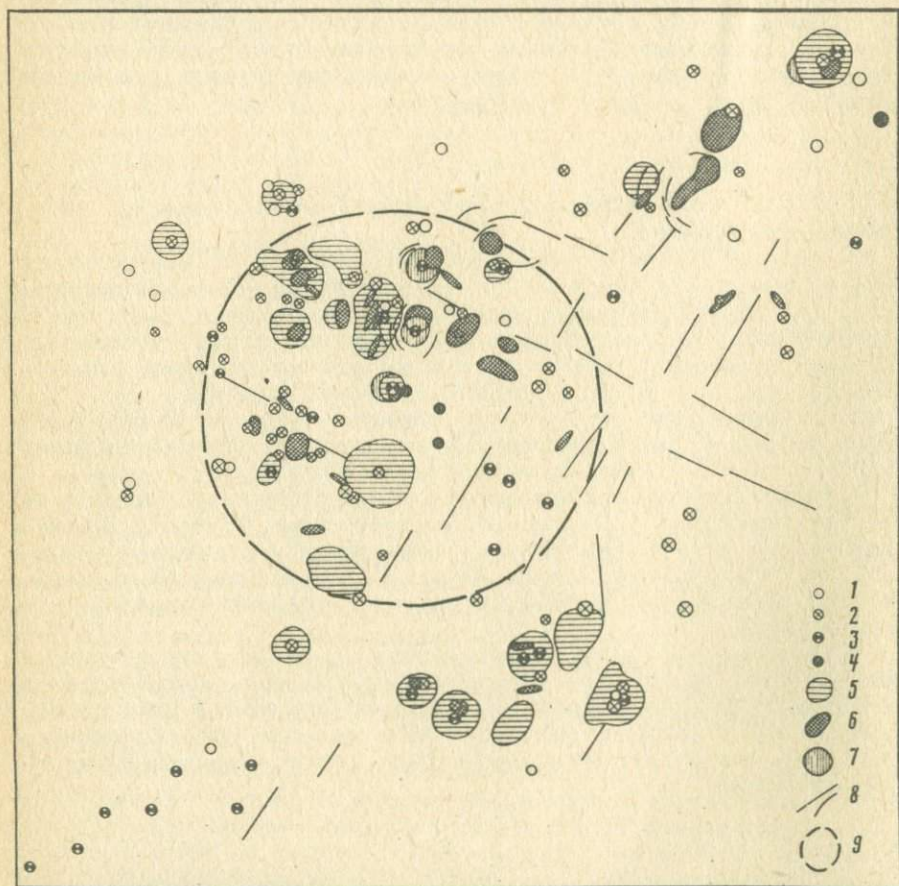


Рис. 26. Схема расположения эруптивных центров и полей метасоматитов Налачевского центра эндогенной активности

1 — магмопроявления базальтового состава; 2 — то же, андезитового состава; 3 — то же, дацитового состава; 4 — то же, риолитового состава; 5 — поля аргиллизитов; 6 — вторичные кварциты-опалиты; 7 — эксплозивные центры; 8 — линейные и кольцевые зоны трещиноватости и разломы; 9 — структурно выраженный центр Налачевской вулканической системы

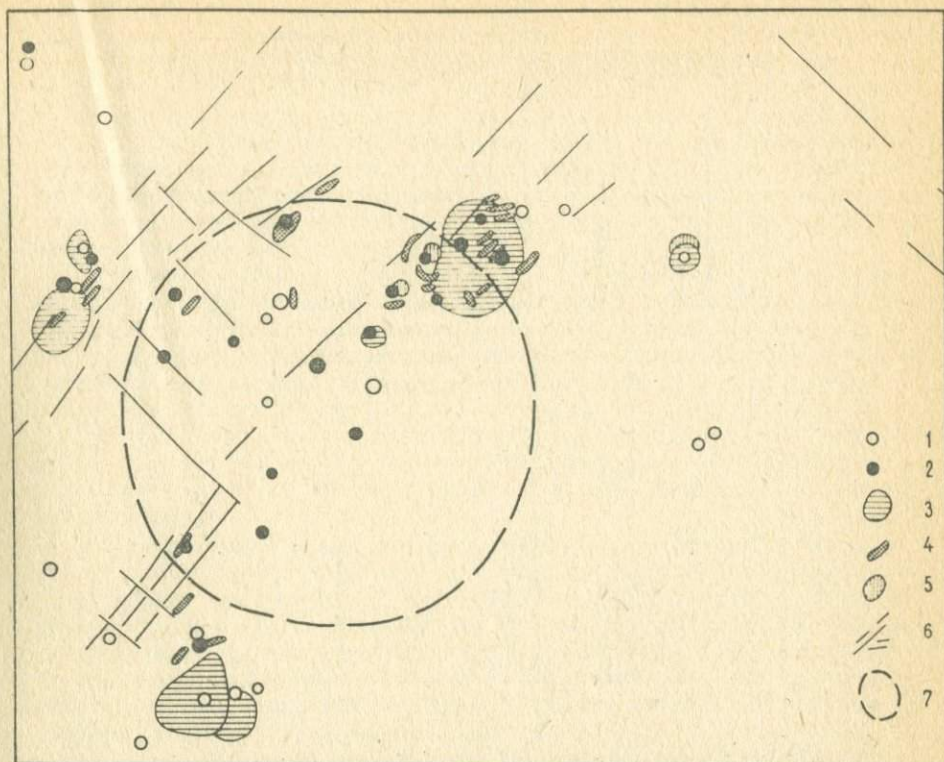


Рис. 27. Схема расположения эруптивных центров и полей метасоматитов Корякско-Быстринского центра эндогенной активности

1 — базальты и андезиты; 2 — дациты и риолиты; 3 — поля аргиллизитов; 4 — массивы метасоматических кварцитов и опалитов; 5 — взрывные центры; 6 — разрывные нарушения; 7 — примерный контур центрального структурного элемента — мульды

нической структуры, мульдообразное проседание Корякско-Быстринской вулканической системы, купольно-кольцевая структура Налачевской вулканической системы) общей чертой их строения является концентричность при более или менее отчетливо проявленном центральном элементе.

Концентричность строения вулканических систем подчеркивается субкольцевыми разломами, субкольцевым расположением вулканических аппаратов и интрузий. Эта концентричность отчетливо выражена в концентрации в их центральных частях (выделенных по структурному либо морфологическому признаку) магмопроявлений, особенно кислого состава, полей и зон метасоматитов, взрывных центров (рис. 25—см. вкл., 26, 27).

Под магмопроявлением подразумевается геологическое магматическое тело или совокупность тел, соответствующих обособленному акту магматической активности (интрузивная или экструзивная фаза, этап жизни вулкана, серия даек). Количественная оценка неоднородности распределения магмопроявлений на площадях вулканических систем показала более высокую плотность (количество магмопроявлений, отнесенное к единице площади — 100 км^2) всех магмопроявлений в центральных частях

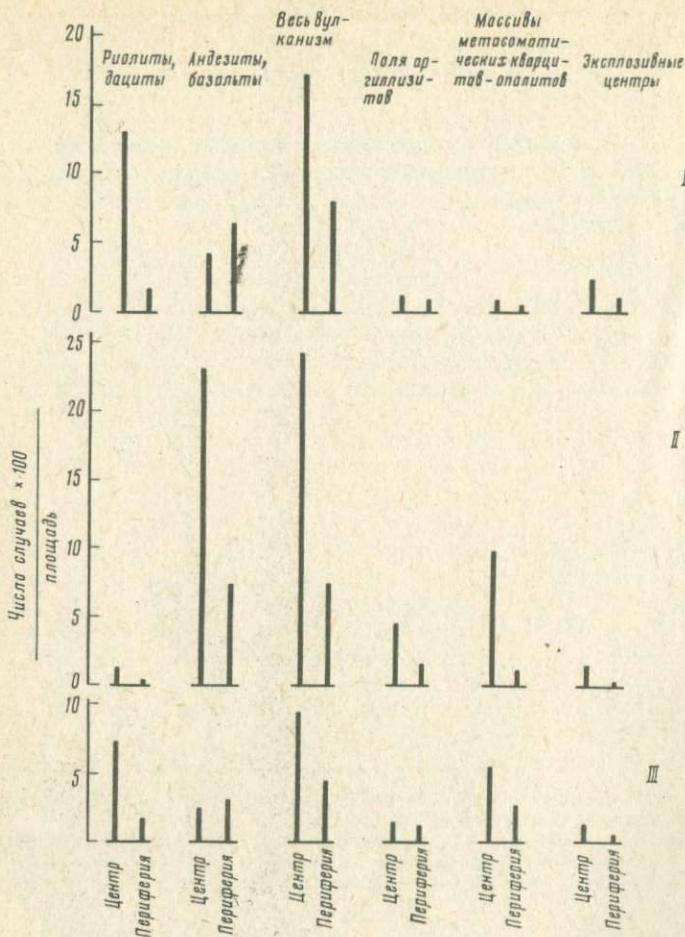


Рис. 28. Плотность центров извержения, в т.ч. эксплозивных центров, центров интрузивного метасоматизма, полей метасоматитов
Системы: I — Паужетская; II — Налачевская; III — Корякско-Быстринская

вулканических систем независимо от их состава. На этих участках повышена активность магмообразований кислого состава, их плотность здесь заметно выше, чем на периферии. Плотность полей аргиллизитов, массивов метасоматических (вторичных) кварцитов-опалитов, эксплозивных центров в центральных частях вулканических систем также, как правило, выше, чем на периферии (см. рис. 28, I—III).

Нами было проведено статистическое сравнение некоторых петрохимических признаков магматических пород центральных и периферийных частей изученных вулканических систем (рис. 29).

Как следует из графиков, процентные валовые содержания SiO_2 , отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO}$, как правило, статистически значимо не различимы при сопоставлении магматических пород центральных и периферийных магмопроявлений внутри естественных региональных породных групп

(см. гл. IV), т.е. базальтов—андезито-базальтов, андезитов, дацитов, риолито-дацитов — риолитов. При сопоставлении этих же признаков во всем объеме магматических проявлений, независимо от их принадлежности к породным группам, обнаруживается статистически значимое различие петрохимических характеристик магмопроявлений центральных и периферийных частей вулканических систем. Это обусловлено, очевидно, большей представительностью в центральных частях вулканических систем групп пород кислого состава, что подтверждается графиками процентных соотношений между общим количеством магмопроявлений и количеством магмопроявлений кислого состава в центрах и на периферии вулканических систем (рис. 30).

Куполообразование и резургенция куполообразования, более высокая магматическая активность в центральных частях вулканических систем, чем на их периферии, выраженная в увеличении плотности магмопроявлений и мощности вулканического разреза, установленного для Паужетской вулканической системы геофизическими методами [83], более высокая активность палеогазогидротерм, сформировавших поля метасоматитов в центральных частях вулканических систем, — все это является прямым свидетельством повышенной плотности эндогенной энергии в центральных частях вулканических систем, сравнительно с плотностью этого потока на их периферии.

Если обратиться к опыту изучения вулканических поясов, можно убедиться в чрезвычайно широком развитии в их пределах локализованных структурных, магматических, метасоматических образований. Широкое развитие рудоносных магматических комплексов центрального типа от протерозоя до кайнозоя показано Е.В. Свешниковой [197], подчеркнута приуроченность этих комплексов к отдельным частям щитов, приподнятым участкам платформ, стабильным глыбам складчатых областей и, особенно, зонам активизации этих структур.

Э. Уиссер [216] показал широкое развитие рудоконтролирующих купольных структур в Северо-Американских Кордильерах — окраинном вулканическом поясе. Наряду с купольными структурами им были описаны "полукуполы" — купольные структуры, асимметрично деформированные последующими тектоническими движениями.

Широкое развитие кольцевых магматических структур в вулканических поясах было показано А.В. Авдеевым [4] и Л.Н. Шарпенко [240].

С.Н. Иванов [99] подчеркнул широкое распространение в колчеданных районах мира "вулканических брахиантиклиналей" — своеобразных локальных структур сложного происхождения, с которыми связаны резко дифференцированные эффузивы, метасоматиты и колчеданное оруденение.

В.В. Ярмолюк [251], анализируя структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса, пришел к выводу о широком развитии в его пределах изометричных структур, их разномасштабности и иерархической соподчиненности.

В.Ф. Белый [28, 29] описал и классифицировал изометричные структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, выделил, помимо отрицательных структур оседания, обрушения, кольцевых комплексов, положительные купольные структуры. Изометричные структуры вулканических поясов фундаментально описаны Г.М. Фремдом [229], В.В. Коптевой [114]. Существует обширная литература с описанием частных изометричных структур вулканических поясов [59, 60, 83, 156, 157]. В обобщающих работах, посвященных вопросам классификации подобных изометричных структур, выделяются отрицательные и положительные структуры с более

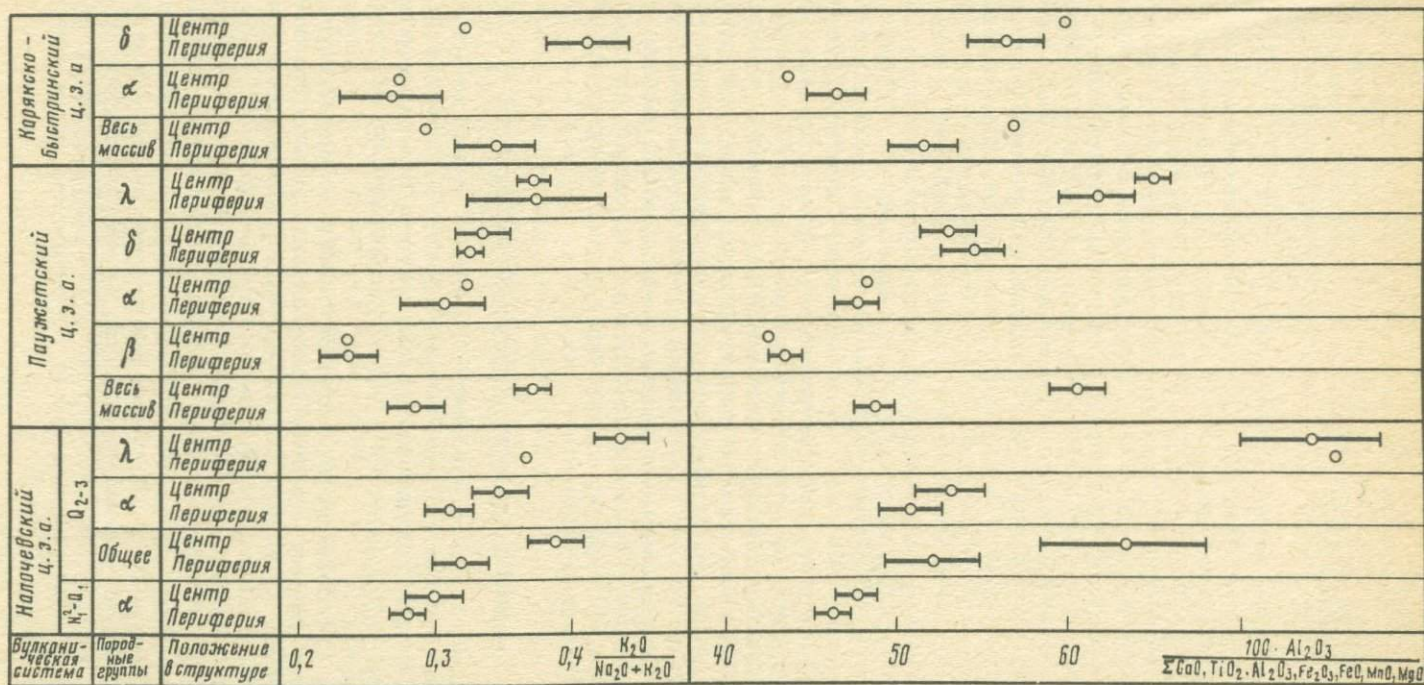


Рис. 29. Сопоставление некоторых статистических петрохимических характеристик центральных и периферийных частей Паужетского, Налачевского и Корякско-Быстринского центров эндогенной активности

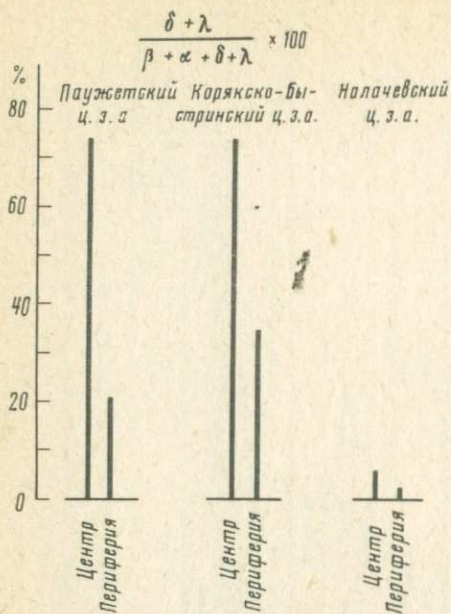


Рис. 30. Относительная плотность магмопроявлений кислого состава — отношение числа магмопроявлений риолитового—дацитового состава к общему числу магмопроявлений в центральных и периферийных частях Паужетского, Налачевского и Корякско-Быстринского центров эндогенной активности

дробным членением их по генетическому признаку [230]. Г.Ф. Яковлев [250], помимо указанных положительных и отрицательных изометрических структур выделяет вулканокорневые структуры. Ю.П. Масуренковым [60, 156, 157] было выдвинуто представление о купольно-кольцевых структурах (вулканических центрах) как геологическом выражении локализованного потока энергии.

Совершенно очевидно, что отмеченные выше особенности строения Паужетской, Корякско-

Быстринской, Налачевской вулканических систем присущи локальным неоднородностям вулканических поясов — центрам эндогенной активности. Как показывают многочисленные описания, общепризнанными особенностями строения таких центров следует считать простые или осложненные положительные структурно-морфологические куполовидные периклиналильные (брахиформные) либо отрицательные мульдообразные центриклиналильные формы, субкольцевые системы разломов, центральные и субкольцевые дифференцированные магматические образования и локализацию, как правило, в связи с такими образованиями метасоматитов и оруденения.

РАЗВИТИЕ ЦЕНТРОВ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ

В предыдущей главе было показано, что развитие Паужетского, Налачевского и Корякско-Быстринского центров эндогенной активности протекало по единой схеме, позволяющей считать, что такой путь развития является закономерностью и причина его, т. е. природа центров эндогенной активности, едина.

Наиболее представительной картиной развития обладает Паужетская вулканическая система, принятая нами в связи с этим за эталон. Ранее были отмечены комплексы-аналоги изученных вулканических систем. На рис. 31 показано соответствие комплексов-аналогов.

Каждый комплекс или их группа отражает определенное состояние вулканической системы — стадию ее развития. Сопоставим постадийное развитие Паужетской вулканической системы, принятой нами за эталон, с развитием Налачевской и Корякско-Быстринской вулканических систем.

Первая начальная стадия — подводный вулканизм базальтового—андезито-базальтового состава при почти полном отсутствии активности палеогазогидротерм — установлена только в Паужетском центре эндогенной активности (см. рис. 2, 5, а, б).

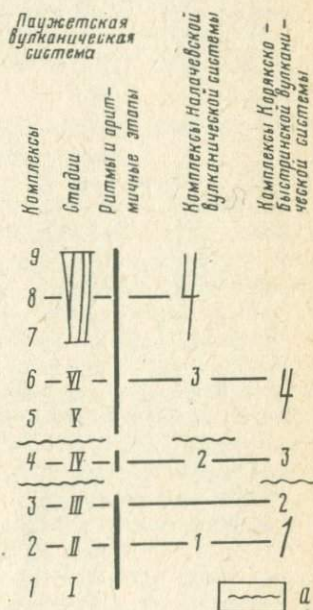
Вторая стадия — острова-стратовулканы андезито-базальтового состава с небольшими экструзиями андезитового, редко андезито-дацитового состава; интрузии габбро-диоритов, диоритов, адамеллитов; значительные поля аргиллизитов, относительно редкие массивы метасоматических кварцитов. Эта стадия проявлена во всех изученных вулканических системах и хорошо идентифицируется (см. рис. 2, 5б, 6, 12, 15а, 16, 20, 21а, 24, 31).

Третья стадия — наземный контрастный по составу вулканизм. Стратовулканы андезито-базальтового состава сосуществуют с андезитовыми, андезито-дацитовыми, дацитовыми, риолито-дацитовыми вулканами небольших размеров. Широко проявлены экструзии и пирокластика кислого состава. Интрузивный магматизм представлен небольшими по размеру многофазными массивами диоритов (мелкозернистые габбро-диориты, среднезернистые диориты, аплиты), дайками, штоками, небольшими массивами гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров. Характерно широкое проявление метасоматических кварцитов-опалитов, пространственно тяготеющих к магмопроявлениям кислого состава. На этой стадии формируются локальные мульдообразные и рифтообразные структуры проседания.

Третья стадия отчетливо проявлена в Корякско-Быстринском и Паужетском центрах эндогенной активности; в Налачевском центре этой стадии возможно соответствуют рои даек роговообманковых андезитов (см. рис. 2, 5в, 6, 16, 20, 21, 24, 31). Комплексы, соответствующие стадиям, последующим после третьей, отделены (см. выше) первой главной границей несогласия. Первый, второй и третий комплексы — единое геологическое тело с близкими по всему разрезу характеристиками метаморфизма и дислокаций. Соответствующие этим комплексам первая, вторая и третья стадии развития вулканических систем составляют единый этап геологического развития. Этап соответствует единому вулканическому импульсу — ритму — с отчетливо проявленной прогрессивной ветвью, апогеем и регрессивной ветвью. Это однозначно выражено в общих объемах вулканитов соответствующих стадий, эквивалентных, очевидно, доле эндогенной энергии, реализованной в каждой стадии. Та же тенденция прогрессивной ветви, апогея и регрессивной ветви отчетливо видна при сравнении таких показателей плотности потока эндогенной энергии, как удельный объем вулканитов (объем вулканитов, отнесенный к единице времени) и удельная площадь полей аргиллизации (площадь аргиллизитов, отнесенная к единице времени) (рис. 32, 1 а—в). Аналогичный этап геологического развития в Налачевском центре эндогенной активности представлен одним комплексом — наземными стратовулканами андезито-базальтового состава. В пределах Корякско-Быстринского центра эндогенной активности первая и вторая стадия слились в одном комплексе, третья стадия выражена гипертрофированно (см.

Рис. 31. Соответствие геологических комплексов Паужетской, Налачевской и Корякско-Быстринской вулканической систем

а — главные границы несогласия



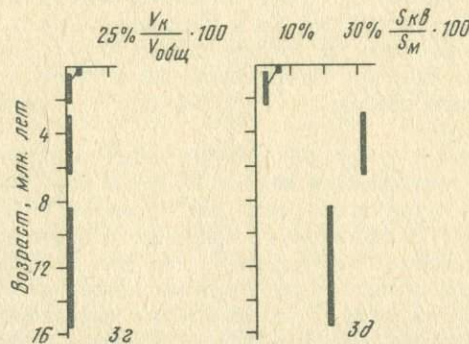
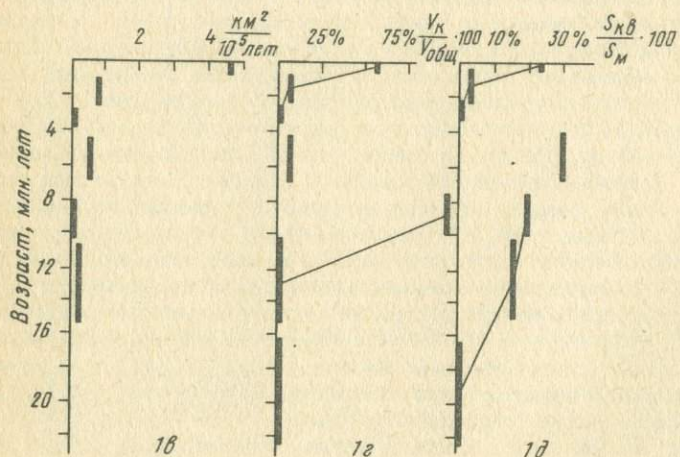
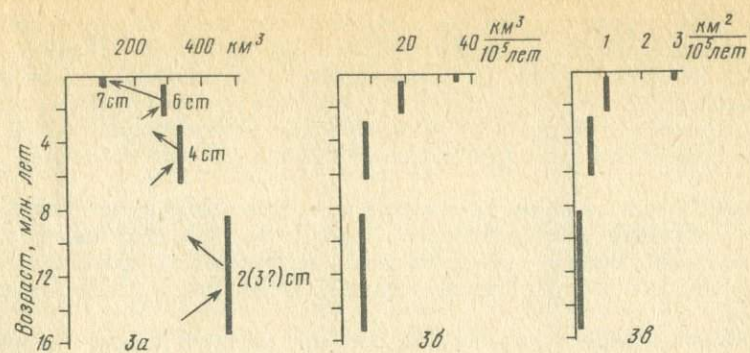
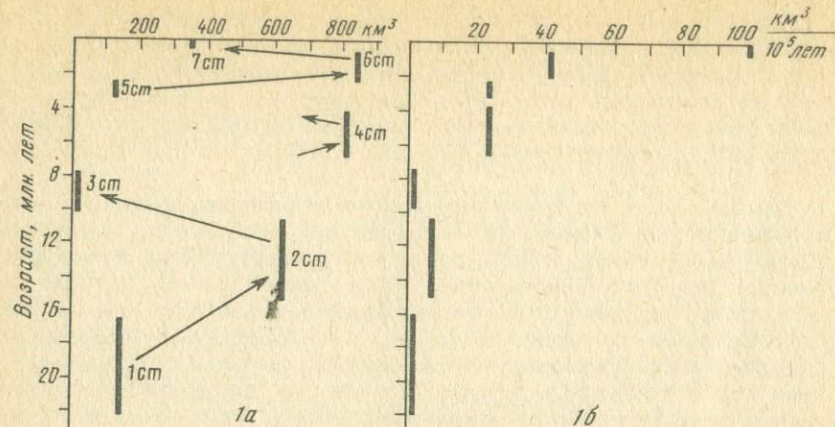


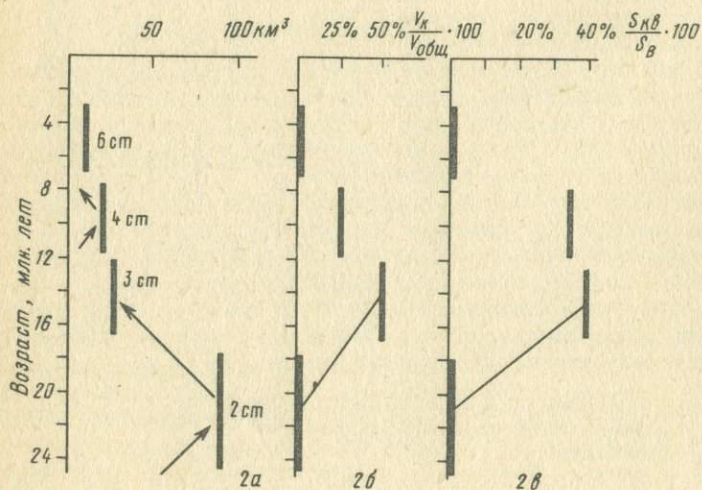
Рис. 32. Связь и ритмы магматических и палеогазогидротермальных проявлений (фиксированных в формировании метасоматитов) для центров эндогенной активности: Паужетского (1), Корякско-Быстринского (2) и Налачевского (3)

а — общие объемы вулканитов; б — объемы вулканитов, отнесенные к единице времени (100 000 лет); в — площадь метасоматически измененных пород, отнесенная к единице времени; г — отношение объемов вулканитов кислого состава к общему объему вулканитов; д — отношение площади метасоматических кварцитов к общей площади метасоматически измененных пород

рис. 31). Таким образом, этап геологического развития может иметь ритмичное либо аритмичное выражение.

Следующая, четвертая стадия представляет собой заверченный этап геологического развития. Четвертая стадия — это наземный вулканизм пестрого состава. Он представлен преимущественно лавовыми вулканами, сложенными чередующимися пластами лав разного состава: андезитобазальтового, андезитового (преобладающий тип), андезитодацитового, дацитового; характеризуется слабо проявленной гомодромной тенденцией дифференциации. Наряду с лавовыми вулканами в конце стадии проявляется пирокластический эксплозивный и экструзивно-дайкивый магматизм кислого андезитодацитового, дацитового состава (см. рис. 5з, 6, 12, 15б, 21в, 24). Интрузивный магматизм на этой стадии имеет характер внедрений, секущих вулканические постройки. Это небольшие массивы, штоки, дайки и силлы диоритовых порфиритов. Для этой стадии характерны значительные поля околожерлово-фумарольной аргиллизации на вулканах и крупные массивы метасоматических кварцитов-опалитов, пространственно-связанных с магмопроявлениями кислого состава.

Четвертая стадия отчетливо и идентично проявлена на всех изученных нами объектах. В четвертой стадии, как в предшествующем ей ритме,



повсеместно проявлен вулканизм основного состава и локально—кислый вулканизм, возникший в конце стадии. В таком их сочетании можно предположить аналогию ритма, не получившего многостадийного выражения, а проявившегося в одном этапе. Вероятно, одноэтапное или многостадийное выражение ритма развития вулканической системы определяется масштабом проявления решающего признака для выделения комплекса (стадии).

Такими определяющими признаками являются состав и характер проявлений вулканизма и сопряженного с ним структурообразования, а для заключительных стадий — масштабность и автономность проявления вулканизма кислого состава, сопровождающегося локальным структурообразованием.

В изученных нами вулканических системах масштаб проявления кислого вулканизма на четвертой стадии оказался недостаточным для формирования обособленных комплексов и выделения самостоятельных стадий. Случайно ли, когда вслед за многостадийным ритмом развития вулканической системы следует одноэтапный ритм (или аритмичный этап), может решить лишь расширение нашего опыта — дальнейшее изучение вулканических систем.

Далее в развитии Паужетского центра эндогенной активности следует новый, отчетливо проявленный многостадийный ритмичный этап. Начальная его стадия — пятая стадия развития Паужетской вулканической системы — протекает в обстановке временного опускания территории и небольшой трансгрессии Тихого океана (см. рис. 2, 3, 5д, 6). Магматические проявления представлены небольшими лавовыми вулканами базальтового состава. Метасоматиты (аргиллизиты) проявлены в виде небольших полей — следов древних фумарол. Эта стадия совсем не проявилась либо слилась с последующей стадией в Корякско-Быстринском и Налачевском центрах эндогенной активности.

Шестая стадия идентично проявлена во всех изученных центрах эндогенной активности и наиболее представительна — в Паужетском и Налачевском центрах (см. рис. 2, 5е, 6, 12, 15е, 16, 20, 21г, 24). На этой стадии отчетливо проявлено локальное куполообразное воздымание центральных частей вулканических систем, сопровождающееся эрозией. В расположении лаво-пирокластических стратовулканов андезито-базальтового состава (с гомодромным направлением дифференциации от базальтов до андезито-дацитов—дацитов) видна определенная закономерность: они приурочены преимущественно к периферии вулканических систем; в центральных частях систем вулканы или отсутствуют, или образуют значительное количество небольших построек. В течение стадии формируется несколько поколений вулканов, деятельность которых завершается нередко эксплозиями с образованием взрывных вершинных кальдер.

В конце стадии образуются андезито-базальты, андезиты, происходят небольшие излияния базальтовых лав. Метасоматиты — жерлово-фумарольные аргиллизиты и небольшие тела метасоматических опалитов — формируются на этой стадии в очень небольших объемах.

Эта стадия соответствует апогею второго ритма, на нее приходится максимум объемов вулканитов (см. рис. 32). В конце ритма (ритмичного этапа) в пределах Паужетского центра эндогенной активности мощно проявлена седьмая заключительная стадия, во время которой сформировались седьмой, восьмой и девятый геологические комплексы. На этой стадии развития Паужетской вулканической системы, помимо эксплозивных, экструзивных, лавовых проявлений, возникают стратовулканы (Камбальный, Ильинский, Желтовский), подчиненные регионально выражен-

ному линейному направлению. Собственный вулканизм Паужетского центра эндогенной активности на этой стадии протекал в наземных условиях, по составу был контрастным. Представлен трещинными базальтами, андезито-базальтами стратовулканов, андезито-дацитами, дацитами, риолито-дацитами небольших вулканов, многочисленными экструзиями того же состава, а на денудированных участках — небольшими некками и кислой пирокластикой, извержение которой происходило в несколько импульсов. На этой стадии широко развиты метасоматиты-аргиллизиты и особенно метасоматические опалиты и кварциты, пространственно тяготеющие к экструзиям и вулканам кислого состава. Во время этой же стадии в пределах Паужетского центра развиваются локальные рифтообразные структуры и изометричная структура обрушения центральной части купола, внутри которой формируется молодой купол (см. рис. 2, 5ж—у). Общий объем материала, извергнутого на этой стадии, заметно меньше объема вулканитов, извергнутых во время предшествующей стадии.

Пятая, шестая и седьмая стадии составляют единый этап геологического развития Паужетского центра эндогенной активности. Геологические комплексы, соответствующие этому этапу, отделены от предшествующих одной из главных границ несогласия (см. рис. 31). Пятая, шестая и седьмая стадии соответствуют прогрессивной ветви, апогею и регрессивной ветви вулканической активности Паужетского центра. При сопоставлении удельных (отнесенных к единице времени) объемов вулканитов обнаруживается их неуклонный рост от стадии к стадии, другими словами, тенденция увеличения темпа стока энергии от начальной к конечной стадии роста. Аналогичную тенденцию обнаруживают метасоматические аргиллизиты. От начальной к конечной стадии ритма возрастает относительная роль вулканизма кислого состава и относительная — на фоне метасоматитов других классов — роль метасоматических кварцитов (см. рис. 32, 1а—д).

Седьмая стадия в пределах Корякско-Быстринского центра эндогенной активности не проявилась. Второй ритм развития, выделенный для Паужетского центра, здесь представлен одним комплексом, соответствующим шестой стадии. В пределах Налачевского центра эндогенной активности седьмая стадия представлена достаточно широко и отличается от аналога Паужетского центра значительно меньшими объемами пирокластики, т. е. меньшей эксплозивностью.

Таким образом, в ходе развития вулканических систем, помимо определенных палеовулканических состояний (стадий), выраженных в разрезе в виде более или менее отчетливо обособленных геологических тел, выделяются этапы геологического развития. Геологическое выражение этапов — это геологические тела, разделенные главными границами несогласия. Их физический смысл — импульсы эндогенной энергии и разделяющие их периоды "покоя". В случаях, когда этап геологического развития представлен достаточно полно, по объемам вулканитов каждой стадии можно выделить начальную (прогрессивную) стадию, апогей и финальную (регрессивную) стадию развития или энергетический импульс-ритм. Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет отметить в качестве однозначно проявленной тенденции повышение к концу ритмов относительной роли вулканитов кислого состава и метасоматических кварцитов (см. рис. 32). В тех случаях, когда этапы геологического развития не имеют ритмичного выражения, геологические соотношения указывают достаточно однозначно на возрастание роли кислого вулканизма и усиление формирования метасоматических кварцитов к концу этапа.

При корреляции идентичных стадий неритмичных и ритмичных этапов развития вулканических систем и сопоставлении их возраста обнаружива-

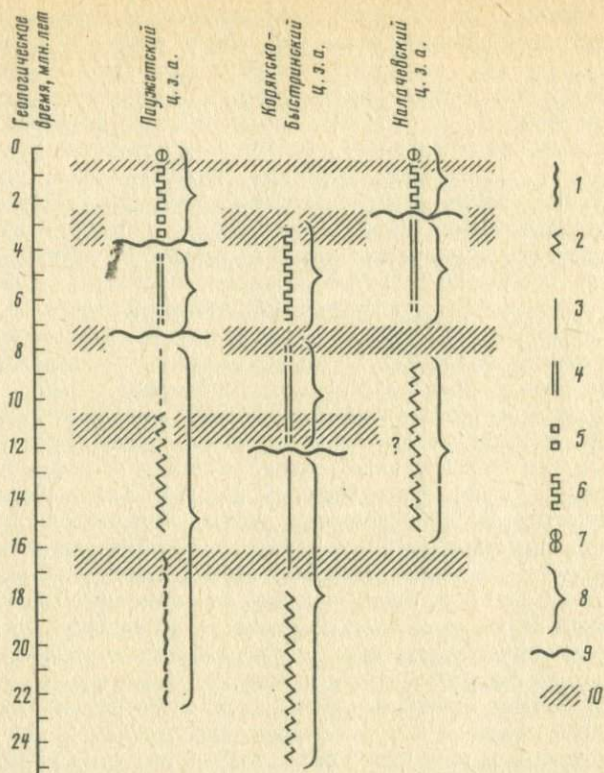


Рис. 33. Асинхронность однотипных состояний — стадий развития Паужетского, Корякско-Быстринского и Налачевского центров эндогенной активности

1 — подводный базальтовый—андезито-базальтовый вулканизм; 2 — острова-вулканы, состав лав от базальтов до андезитов; 3 — контрастный по составу наземный, explosивно-лавовый вулканизм; 4 — пестрый по составу наземный, преимущественно лавовый, вулканизм; 5 — наземный базальтоидный вулканизм; 6 — наземный лаво-пирокластический вулканизм, дифференцированный от андезито-базальтов до андезито-дацитов; 7 — наземный explosивно-лавовый вулканизм, контрастный по составу; 8 — гомодромные ритмы или аритмичные этапы вулканизма; 9 — главные границы несогласий; 10 — фазы тектогенеза

ется их асинхронность, хотя смена состояний соответствует, вероятно, региональным фазам тектогенеза (рис. 33). Это свидетельствует об автономности вулканических систем и в то же время их общей подчиненности (соответствию) темпу регионального развития. Вероятно, развитие Паужетской, Корякско-Быстринской и Налачевской вулканических систем повторяет общие закономерности развития, присущие вулканическим системам. Чтобы убедиться в этом, достаточно обратиться к опыту изучения вулканических центров (вулканических систем) или вулканизма отдельных регионов в целом.

Стадийность или этапность, т. е. последовательность смены определенных состояний вулканических районов, отмечалась в литературе неоднократно [27, 193, 198, 243, 256, 262]. При всем многообразии облика выделяемых этапов основой их выделения остаются состав вулканитов, формы и масштаб проявления вулканизма.

Не вызывает сомнения импульсный или пульсационный характер вул-

канической деятельности и соответствие времени усиления вулканической активности целых регионов периодам их тектонической активности [248, 249].

Наиболее дискуссионный вопрос теории вулканизма — вопрос ритмичности, или цикличности (принимая термин “цикличность” как неудачный, но укоренившийся в геологии синоним ритмичности). Наряду с признанием цикличности вулканизма [45] существует мнение об исключительно направленном развитии вулканизма [138, 146, 147, 228, 229]. Однако вряд ли можно отрицать ритмичность в случае чередования потоков лав основного и кислого состава в пределах одной вулканической постройки, когда природа чередований обусловлена процессами, протекающими в магматическом очаге, питающем вулкан [200].

Циклический характер вулканизма проявляет себя в более крупном масштабе в существовании региональных эпох кислого вулканизма [248, 249]. При этом региональный анализ характера и длительности вулканической активности обнаруживает ускорение темпа вулканических процессов от цикла к циклу. Циклический характер вулканической активности проявляется и в цикличном изменении “производительности” вулканических центров, т. е. изменении объемов вулканитов, отнесенных к единице площади центра и единице времени, составляющего продолжительность элементов цикла [60]. Очевидно, что цикличность “производительности” вулканического центра отражает импульсность потока эндогенной энергии.

Резургентное куполообразование как особый тип структурообразования, связанного с вулканизмом, установлено и изучено Р.Л. Смитом и Р.А. Бейли [260, 261]. Многократное возрождение купола и повторные обрушения — структурообразование, являющееся следствием импульсов (циклов) кислого вулканизма. На основании анализа периодов вулканической деятельности в пределах западной части Тихоокеанского кольца Э.Н. Эрлих и И.В. Мелекесцев [248, 249] установили асинхронность (т. е. автономность) вулканической активности в локальных вулканических центрах, проявляющуюся на фоне ее общих региональных ритмов. Автономность отдельных вулканических центров подчеркивается также одновременным образованием вулканических структур в пределах пояса и различной длительностью происходящих в них вулканических процессов, как это было установлено Г.Н. Логиновой [138] в Центральном Приохотье.

Выводы

1. Основные закономерности строения центров эндогенной активности (вулканических систем) — концентричность и локализация структурных, магматических и метасоматических элементов в центре системы. Общим структурно-морфологическим выражением центра эндогенной активности являются купол, мульдообразное проседание, резургентный купол, многократно повторенное концентричное сочетание купол-мульда. Характерными элементами вулканических систем являются субкольцевые зоны разломов и трещиноватости, субкольцевое и центральное расположение вулканических построек, интрузивных массивов. В центральных частях вулканических систем локализованы поля и массивы метасоматитов, центры эксплозивности, повышена общая концентрация магмопроявлений, повышена относительная концентрация магмопроявлений кислого состава.

Локальное куполообразование, локализация метасоматитов и повышенная концентрация магмопроявлений являются прямым свидетельством локального увеличения плотности потока эндогенной энергии.

2. Развитие центров эндогенной активности протекает по единой схеме.

В ходе развития различные центры проходят через ряд хорошо идентифицируемых состояний (стадий), вещественным выражением которых являются геологические комплексы. Комплексы-стадии центров эндогенной активности могут различаться (обладать индивидуальными чертами) характером структурообразования, составом и характером магматических образований, объемами и характером метасоматических образований, палеовулканической обстановкой. Как правило, геологические комплексы разделены более или менее отчетливо выраженными границами несогласия.

Единый для различных центров эндогенной активности план (схема) развития свидетельствует о закономерном, а не случайном ходе такого развития. Иными словами, закономерно построенные и закономерно развивающиеся центры эндогенной активности обладают чертами систем — являются вулканическими системами.

3. В ходе развития вулканических систем отчетливо выделяется ряд этапов. Элементы геологического разреза, соответствующие этапам развития, образуют отчетливо обособленные геологические тела, разделенные главными границами несогласия. Этапы геологического развития вулканических систем соответствуют импульсам эндогенной энергии.

4. При достаточно полном геологическом выражении этапа развития вулканической системы можно проследить ритмичный характер энергетических импульсов. По объемам вулканитов, соответствующих проявленной энергии, устанавливается начальная стадия этапа (ритма); его апогей и нисходящая стадия — финальная стадия ритма. Стабильным свойством этапов геологического развития является увеличение к их концу относительной роли вулканитов кислого состава и метасоматических кварцитов на фоне метасоматитов других классов.

5. Идентичные стадии и этапы геологического развития смежных вулканических систем могут быть не коррелятными по возрасту, хотя смена состояний подчинена, вероятно, фазам тектогенеза. Это свидетельствует об автономности центров эндогенной активности и в то же время соподчиненности их развития с темпом развития региона.

Глава IV

ПОРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В ЦЕНТРАХ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ

Главная форма проявления эндогенной активности вулканических систем — магматизм, информация о свойствах и природе которого заключена в ассоциациях магматических пород центров эндогенной активности. Очевидно, что петрогенетические построения должны опираться на сравнительный анализ однородных породных групп, т. е. иметь в качестве основы естественную классификацию. Общеизвестна петрохимическая классификация Ф.Ю. Левинсон-Лессинга. Им было показано статистическое разделение классов магматических пород [135], т. е. выделение естественных их групп. Существование естественных породных групп было показано А.Ф. Белоусовым [20, 22]. В.Н. Бондаренко [31] выделил петрохимические семейства магматических пород Камчатки и показал смещение границ семейства базальта Камчатского региона по сравнению со среднемировыми. Поскольку границы породных групп индивидуализированы по регионам, а корректное сопоставление одноименных породных групп возможно лишь при однозначности их границ, перед нами стояла задача отыскания

формализованных границ, наилучшим образом соответствующих индивидуальным границам одноименных породных групп всех трех изученных нами вулканических систем. В качестве источника информации нами использовано около 550 валовых силикатных анализов пород, выполненных преимущественно в центральной химической лаборатории Института вулканологии и химической лаборатории Камчатского территориального геологического управления. Математическая обработка химических анализов была выполнена С.Е. Жариновым и Д.А. Столяренко на ЭВМ Минск-32 по диалоговой системе программ Вулканит, разработанной Ю.А. Горицким и С.Е. Жариновым [69]. Графическая обработка выполнена Т.В. Хименко и К.З. Гребзды. Консультации по методике математической обработки были получены у Ю.А. Горицкого.

ПОРОДНЫЕ ГРУППЫ И ИХ АССОЦИИ В ЦЕНТРАХ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ

В качестве критерия выделения петрохимических классов — породных групп [20] принимается разделение природной совокупности на унимодальные элементарные совокупности, выявляемые по характеру статистического распределения какого-либо одномерного, многомерного или комбинированного петрохимического признака. Разделение смесей, представляющих природные совокупности общих массивов (ассоциаций) магматических пород Паужетского, Налачевского и Корякско-Быстринского центров эндогенной активности, проводилось нами по сглаженным гистограммам распределения первой главной компоненты (ковариационная матрица — без выравнивания весов) десяти петрохимических признаков: содержания SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , пересчитанного на "сухую" силикатную породу (рис. 34).

Параллельно с этим для разделения указанных совокупностей использовались гистограммы распределения содержания кремнезема (рис. 35). Поскольку выборки, характеризующие элементарные совокупности, полученные по гистограммам обоих признаков (значения первой главной компоненты и содержания кремнезема), обнаруживают высокую сходимость,

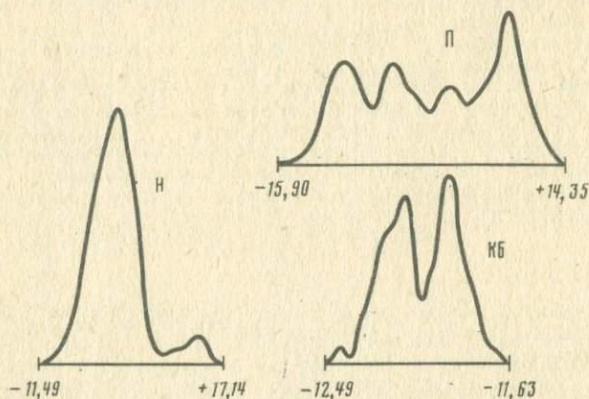


Рис. 34. Сглаженные гистограммы распределения первой главной компоненты (без выравнивания весов) десяти петрохимических признаков совокупности магматических пород Налачевского (Н), Паужетского (П), и Корякско-Быстринского (КБ) центров эндогенной активности (величина вклада петрогенных окислов в первую главную компоненту графически показана на рис. 42)

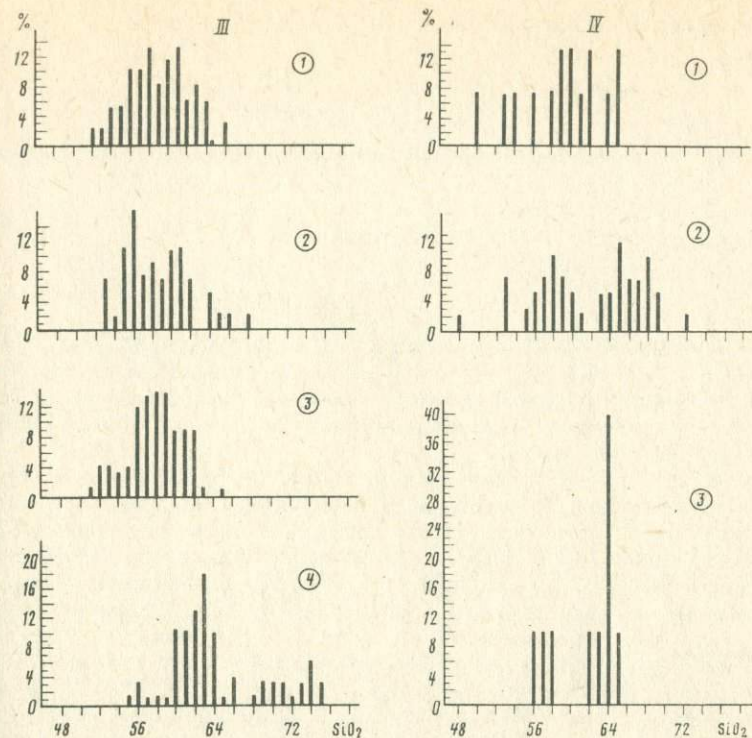
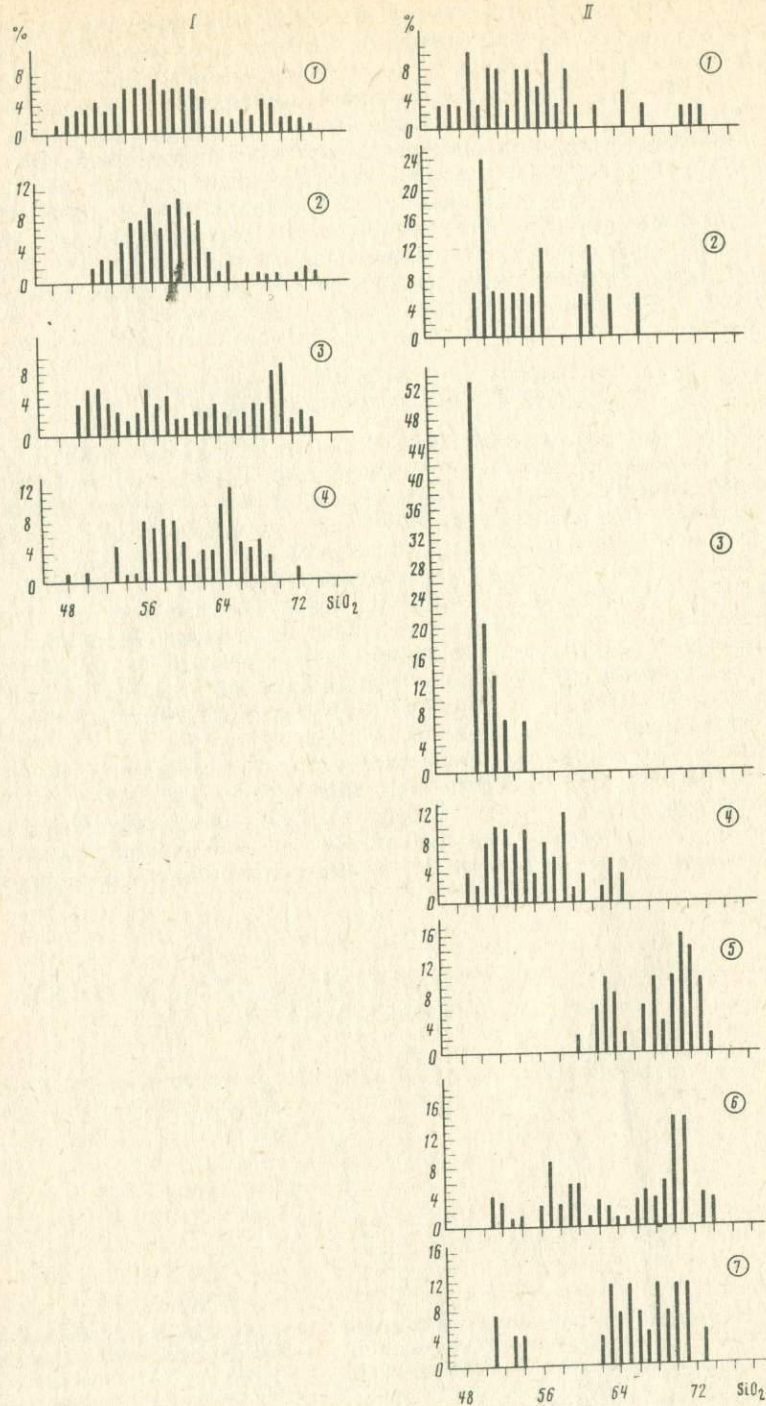


Рис. 35. Гистограммы распределения содержания кремнезема в магматических породах Налачевского, Паужетского и Корякско-Быстринского центров эндогенной активности

I — распределение содержания кремнезема в обобщенных массивах. Цифры в кружках: 1 — всех трех центров; 2 — Налачевского; 3 — Паужетского; 4 — Корякско-Быстринского центров. II — распределение содержания кремнезема в магматических породах Паужетского центра. Цифры в кружках: 1 — первый—третий геологические комплексы — нижний—верхний миоцен; 2 — четвертый комплекс — верхний миоцен—нижний плиоцен; 3 — пятый комплекс — верхний плиоцен (?); 4 — шестой комплекс — верхний плиоцен—нижний плейстоцен; 5 — седьмой комплекс — средний—верхний плейстоцен; 6 — восьмой комплекс — верхний плейстоцен; 7 — девятый комплекс — голоцен. III — распределение содержания кремнезема в магматических породах Налачевского центра. Цифры в кружках: 1 — первый комплекс — средний—верхний миоцен; 2 — второй комплекс — верхний миоцен—нижний плиоцен; 3 — третий комплекс — верхний плиоцен—нижний плейстоцен; 4 — четвертый комплекс — средний—верхний плейстоцен—голоцен. IV — распределение содержания кремнезема в магматических породах Корякско-Быстринского центра: цифры в кружках: 1 — первый комплекс — нижний миоцен; 2 — второй комплекс — средний миоцен; 3 — третий комплекс — верхний миоцен

составляющую 97–99% от объема выборки, все последующие операции разделения смесей, статистического оценивания и сравнения элементарных совокупностей проводились по распределению содержания кремнезема. Основанием для разделения смесей (выделения соседних максимумов на гистограммах) служили: оценка значимости “провала” и последовательная оценка правдоподобия гипотез об унимодальном, бимодальном и т. д. распределении содержания кремнезема в выборке.

Значимость “провалов” оценивалась по формуле, предложенной С.Е. Жа-

риновым (частное сообщение) :

$$x^2 = \frac{n_1^2 + n_2^2}{2Np} - N, \quad (1)$$

где n_1, n_2, n_3 — количество наблюдений в соседних интервалах с равным шагом,

$$p = \frac{1}{\sqrt{\frac{2n_3^2}{n_1^2 + n_2^2} + 2}}, \quad N = n_1 + n_2 + n_3.$$

Формула получена из критерия хи-квадрат в предположении $n_3 \geq n_1 \geq n_2$.

При $x^2 > \chi_{1,\alpha}^2$ где $\chi_{1,\alpha}^2$ — это $(1 - \alpha)$ X 100-процентная точка распределения хи-квадрат с одной степенью свободы, гипотеза об отсутствии "провала" отклоняется с уровнем значимости α , т. е. может быть принята гипотеза о наличии "провала".

Согласно (1), "провал", лежащий в интервале 53–56% содержания кремнезема (разделяющий базальтовую и андезитовую породные группы), на гистограмме распределения этого признака в магматических породах Паужетского центра эндогенной активности, представленных 229 анализами, значим (при $\alpha = 0,1$). "Провал", разделяющий андезитовую и дацитовую породные группы, лежащий в интервале 59–62% содержания кремнезема, может быть признан значимым (при $\alpha = 0,2$). Наконец, "провал", разделяющий дацитовую и риолитовую породные группы, лежащий в интервале 65–68% содержания кремнезема, при $\alpha = 0,2$ значимым признан быть не может. Помимо этого, для генеральной совокупности, из которой извлечена выборка, представленная на рис. 35, 1, 3 (содержание кремнезема в магматических породах Паужетского ц.з.а.), было выполнено оценивание возможности описания моделью смеси нормальных распределений. Была проверена соответствующая гипотеза в предложении равенства дисперсий, составляющих смеси. Все математические расчеты проводились Д.А. Столяренко на ЭВМ Минск-32. Оценка параметров смеси велась по методу максимального правдоподобия [108]. Работы показали, что гипотеза о трех классах принимается при уровне значимости $\alpha = 0,1$ и отклоняется при уровне значимости $\alpha \neq 0,05$; гипотеза о четырех классах при уровне значимости $\alpha = 0,05$ не отклоняется.

Таким образом, совокупность значений содержания SiO_2 в магматических породах Паужетского центра эндогенной активности можно рассматривать как смесь из четырех нормальных распределений с одинаковой дисперсией. Математические ожидания нормальных распределений, составляющих указанную смесь, равны 52,7; 57,5; 62,8; 70,3. Гистограммы распределения содержания кремнезема в магматических породах каждого комплекса Паужетского центра эндогенной активности характеризуются максимумами, близкими к таковым на аналогичной суммарной гистограмме Паужетского центра. Возникает вопрос о возможности представления совокупности пород каждого комплекса смесью тех же распределений. Проверка соответствующей гипотезы была проведена Д.А. Столяренко по модифицированной им методике, описанной С.Р. Рао [184], и показала соответствие максимума содержания кремнезема в магматических породах каждого комплекса заданным математическим ожиданиям. При этом на первой гистограмме, отвечающей первым трем комплексам (число анализов — 31), выделены четыре максимума содержания кремнезема,

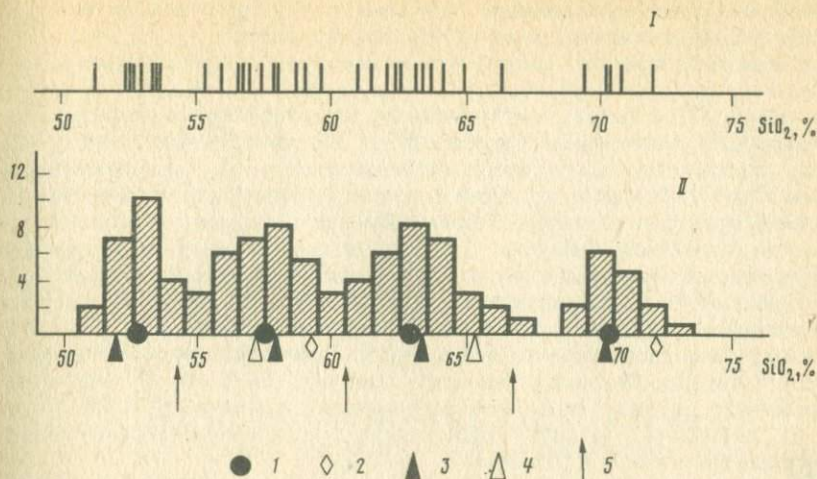


Рис. 36. Распределение локальных максимумов содержания SiO_2 в магматических породах геологических комплексов Паужетского, Налачевского и Корякско-Быстринского центров эндогенной активности (I) и гистограмма частоты распределения локальных максимумов содержания SiO_2 в магматических породах геологических комплексов Паужетского, Налачевского и Корякско-Быстринского центров эндогенной активности (II).

1 — оценка математических ожиданий точек локальных максимумов плотностей распределения содержания SiO_2 в магматических породах Паужетского, Налачевского и Корякско-Быстринского центров эндогенной активности; 2 — среднее содержание SiO_2 по обобщенным (ассоциативным) породным группам Налачевского центра эндогенной активности; 3 — то же, Паужетского центра; 4 — то же, Корякско-Быстринского центра; 5 — формализованные границы "сквозных" породных групп

эквивалентные четырем максимумам общей гистограммы распределения содержания SiO_2 в магматических породах Паужетского центра.

На второй гистограмме, соответствующей четвертому комплексу (16 анализов), обнаруживается три максимума, эквивалентных "общим". Гистограммы шестого, седьмого, восьмого и девятого комплексов (44, 30, 68 и 26 анализов) имеют соответственно два, три, четыре и два максимума, соответствующих "общим".

Соответствие максимумов содержания кремнезема на частных гистограммах четырем максимумам общей гистограммы свидетельствует о правомерности выделения четырех породных групп магматических пород Паужетского центра эндогенной активности, соответствующих этим максимумам: базальтовой (андезито-базальтовой), андезитовой, дацитовой, риолитовой (риолито-дацитовой).

Здесь и далее нами употребляются общепринятые наименования классов пород. Однако следует иметь в виду, что границы содержания кремнезема (ведущий классификационный признак) для подобных групп (классов) местного (регионального) выделения могут смещаться относительно границ, принятых в общих классификациях, построенных на глобальном материале.

В гистограмме распределения содержания кремнезема в магматических породах Налачевского ц.э.а. наблюдается два "провала". Однако проверка гипотезы по (1) и (2) о значимости "провала" отклоняется ($\alpha = 0,2$). При описании данных рис. 35, 1, 2 (242 анализа) смесью нормальных распределений гипотеза о нормальности (т. е. об одном классе

в смеси) отклоняется с уровнем значимости $\alpha = 0,1$ в пользу гипотезы о двух классах (расчеты выполнены Д.А. Столяренко).

Частные гистограммы распределения содержания кремнезема в магматических породах геологических комплексов Налачевского центра (см. рис. 35, III) наряду с соответствием характеру распределения признака на общей гистограмме (см. рис. 35, I, 2) обнаруживают ряд максимумов, соответствующих математическим ожиданиям, указанным для максимумов распределения содержания кремнезема в магматических породах Паужетского центра. Такое соответствие было установлено по методике, описанной С.Ф. Рао [184] для трех максимумов (породных групп) в первом комплексе (55 анализов), для одного — во втором комплексе (42 анализа), для двух в третьем (62 анализа) и двух в четвертом (83 анализа) геологических комплексах Налачевского центра.

Гистограмма распределения содержания кремнезема в магматических породах Корякско-Быстринского ц.э.а. (см. рис. 35, I, 4; 76 анализов) обнаруживает "провал" в диапазоне содержания признака 61–62%. Гипотеза об отсутствии "провала" отклоняется с коэффициентом значимости 0,1 в пользу гипотезы о его наличии.

Частные гистограммы, описывающие распределение содержания кремнезема в магматических породах отдельных комплексов Корякско-Быстринского центра (см. рис. 35, IV), имеют, естественно, максимумы, эквивалентные максимумам общей суммарной для этого центра гистограммы (см. рис. 35, I, 4). Вместе с тем на частных гистограммах (см. рис. 35, IV, 1, 2, 3; соответственно 16, 44 и 10 анализов) обнаруживаются максимумы, соответствующие приведенным ранее математическим ожиданиям, общим для частных гистограмм Паужетского и Налачевского центров. Расчеты по проверке гипотезы о соответствии ряда максимумов частных гистограмм общим "сквозным" для разных центров эндогенной активности, выполненные Д.А. Столяренко, принятую гипотезу не отклонили.

Сведение на общую гистограмму (рис. 36) всех максимумов распределения содержания кремнезема, обнаруженных на гистограммах распределения признака, построенных для магматических пород всех геологических комплексов изученных центров (14 гистограмм, 35 максимумов), обнаружило повышение плотности их распределения, отвечающее четырем породным группам: базальтам, андезитами, дацитами, риолитами. Обращает на себя внимание следующее: более высокая дисперсия распределения частных максимумов в андезитовой и дацитовой породных группах по сравнению с базальтовой и риолитовой и близкое "смыкание" интервалов распределения частных максимумов андезитовой и дацитовой породных групп. Указанные причины формируют объединенную андезито-дацитовую породную группу при объединении магматических пород всех трех изученных центров эндогенной активности (см. рис. 35, I, 1). Применительно к объединенному массиву анализов, характеризующему магматические породы трех центров, Д.А. Столяренко выполнил расчеты по проверке гипотезы о смеси нормальных распределений. При уровне значимости 0,05 была отклонена модель смеси двух нормальных распределений. Альтернативные модели смеси трех и четырех нормальных распределений отклонены не были.

Таким образом, комплексная оценка — классификация магматических пород трех изученных вулканических систем (центров эндогенной активности) на основании распределения содержания кремнезема (делящего признака) в породах каждого из центров, распределения максимумов содержания кремнезема в магматических породах геологических комплексов и оценивания максимумов (математических ожиданий), ко-

торые могут быть признаны общими — проходными для магматических пород всех геологических комплексов в центрах эндогенной активности — дает основание принять гипотезу об их четырех породных группах (классах).

Ассоциация породных групп специфична для каждой вулканической системы (см. рис. 35, I, 2—4). Последовательность частных гистограмм распределения содержания кремнезема в магматических породах первого—четвертого геологических комплексов Налачевской вулканической системы, первого—девятого комплексов Паужетской вулканической системы и, наконец, первого—третьего комплексов Корякско-Быстринской вулканической системы образует своеобразный ряд, в котором отчетливо выражена тенденция зарождения породных групп, "оформления" их в четыре класса и, наконец, вырождения в два класса — базальт-андезитовый и риолит-дацитовый (см. рис. 35, II—IV).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОДНЫХ ГРУПП В ЦЕНТРАХ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ

Базальты (андезито-базальты) — содержание кремнезема в пересчете на 100% "сухой" силикатной массы до 54,2%, среднее содержание — 52,7%.

Относительно локализации этой группы можно уверенно сказать, что представлена она (по абсолютному представительству) в равной мере как в центре, так и на периферии каждой из изученных вулканических систем. Фациальная представительность группы (класса) весьма пестрая: дайки, силлы, экструзии, пирокластика, лавы. Лавы и пирокластика слагают преимущественно основания стратовулканов и небольшие вулканы ареального типа, а также трещинные излияния как азрального, так и подводного формирования. Эта породная группа (класс) в той или иной мере представлена во всех изученных центрах эндогенной активности и почти во всех геологических комплексах изученных вулканических систем (см. рис. 35, 36). Однако степень представительности группы меньше, чем у других породных групп (16% общего объема выборки). При этом в качестве самостоятельного класса базальтовая породная группа представлена лишь в Паужетском центре (где составляет 23% общего объема выборки) и больше всего в тех его геологических комплексах, которые отвечают начальным, в меньшей мере — средним стадиям ритмов (см. рис. 35, II). В Налачевском и Корякско-Быстринском центрах базальтовая породная группа представлена плохо (не более 8% общего объема соответствующих выборок) и, по существу, является составной частью ассоциированных (обобщенных) породных групп (базальт) — андезито-дацитовой в Налачевском центре и (базальт) — андезитовой в Корякско-Быстринском (см. рис. 35, III, IV).

В связи со столь различным состоянием базальтовой породной группы в разных вулканических системах естественно возникают вопросы о сравнительной характеристике базальтов разных центров эндогенной активности и об однородности базальтовой породной группы.

Как видно на рис. 37 и в табл. 1, базальты Налачевского центра эндогенной активности значительно отличаются по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 и MgO , базальты Паужетского центра — по содержанию CaO и Na_2O .

Анализ вкладов каждой из петрохимических составляющих в величину первой главной компоненты при факторном анализе состава базальтов обнаруживает, что наибольший вклад принадлежит магнию (0,59), алюминию (−0,46) и окисному железу (−0,47) (ковариационная матрица — без выравнивания веса петрохимических элементов). Основываясь на этих

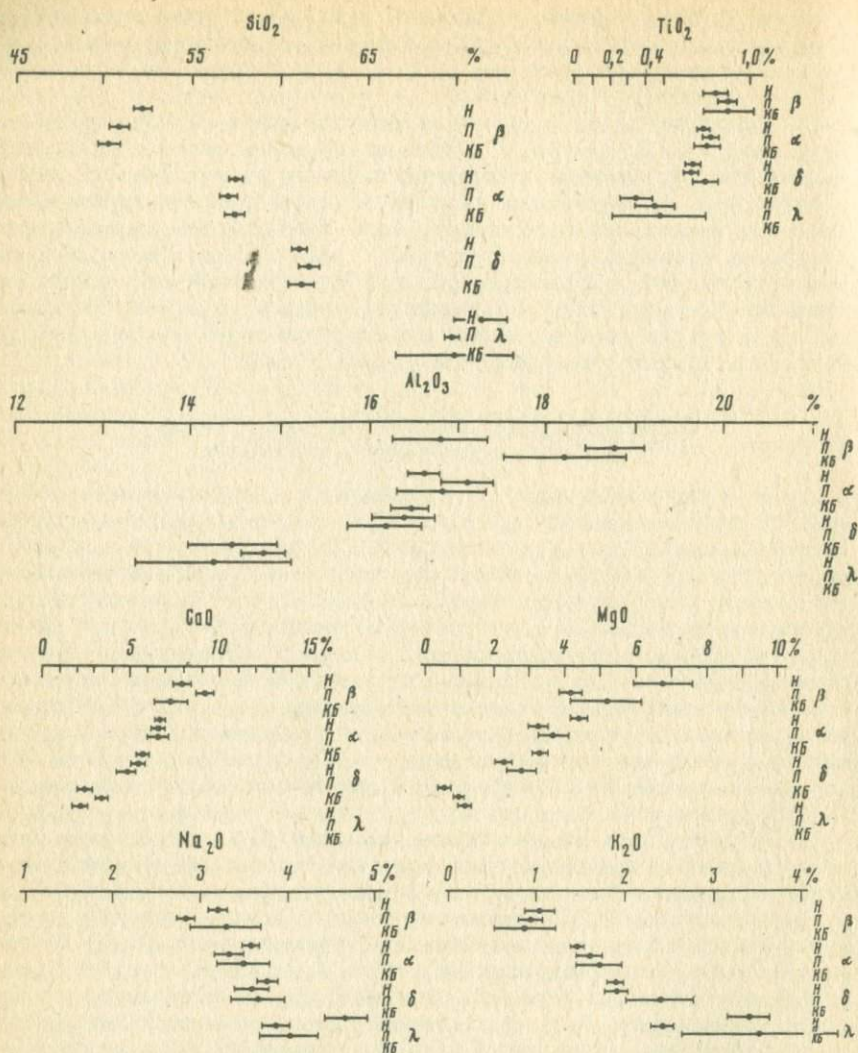


Рис. 37. Распределение содержания петрогенных окислов по породным группам в Налчевском (Н), Паужетском (П) и Корякско-Быстринском (КБ) центрах эндогенной активности

данных в качестве признака, делящего базальты, мы применили отношение содержания окиси магния к глинозему. Оба признака (т. е. это отношение и первая главная компонента) обнаруживают унимодальные нормальные распределения для базальтов каждого центра эндогенной активности (рис. 38, 39). По указанным признакам базальты Паужетского и Корякско-Быстринского центров значимого отличия не имеют. Базальты Налчевского центра заметно отличаются более высоким показателем магний-алюминиевого отношения (0,40, сравнительно с 0,22 для базальтов Паужетского и 0,28 для базальтов Корякско-Быстринского центров) (рис. 40). Аналогичное распределение в базальтах трех центров имеет отношение окиси

Таблица 1

Средний состав базальтовой породной группы Налачевского (Н), Паужетского (П),
Корякско-Быстринского (КБ) центров эндогенной активности
(в пересчете на безводную силикатную массу, n — число анализов)

Ц.з.а.	Петрогенные окислы				
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Н, $n = 29$	52,11	0,80	16,79	3,90	4,31
П, $n = 67$	50,86	0,87	18,76	4,79	4,74
КБ, $n = 9$	50,21	0,87	18,19	2,97	5,74

Таблица 1 (окончание)

Ц.з.а.	Петрогенные окислы				
	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Н, $n = 29$	0,17	6,74	7,87	3,20	1,04
П, $n = 67$	0,19	4,74	9,05	2,84	0,94
КБ, $n = 9$	0,24	5,16	7,22	3,30	0,86

магния к сумме железа (см. рис. 40) : 0,82 — в Налачевском, 0,43 — в Паужетском и 0,59 — в Корякско-Быстринском. Отношение калия к сумме щелочей в базальтах изученных центров (0,25 — в Налачевском, 0,25 — в Паужетском и 0,21 — Корякско-Быстринском) (см. рис. 40) значимых различий не имеет.

По среднестатистическому содержанию щелочей (см. табл. 1) базальты всех трех центров эндогенной активности относятся к известково-щелочной группе. По содержанию глинозема и окиси магния базальты Паужетского и Корякско-Быстринского центров попадают в группу глиноземистых, а базальты Налачевского центра занимают положение, граничное между глиноземистыми и магнезиальными [56].

При этом базальты Корякско-Быстринского центра эндогенной активности представлены только известково-щелочным глиноземистым типом — плагиобазальтами. Базальты Паужетского центра представлены почти исключительно известково-щелочным глиноземистым типом, отмечены лишь единичные представители оливин-пироксеновых базальтов магнезиального типа. Интересно, что появляются магнезиальные базальты на заключительной стадии последнего ритма развития Паужетской вулканической системы. Следует отметить также, что базальты ранней стадии этого же ритма обнаруживают повышенную железистость (не выходящую, однако, за пределы статистически значимых отличий этого признака по сравнению с базальтами других геологических комплексов Паужетского центра). Наконец, базальты Налачевского центра при явном преобладании известково-щелочного глиноземистого типа (т. е. плагиобазальтов) представлены также довольно широко магнезиальным типом — оливин-пироксеновыми базальтами. Приурочены последние преимущественно к концу заключительного этапа развития Налачевской системы. Следует отметить, что базальтовые порфириды и долериты некоторых даек Налачевского центра имеют

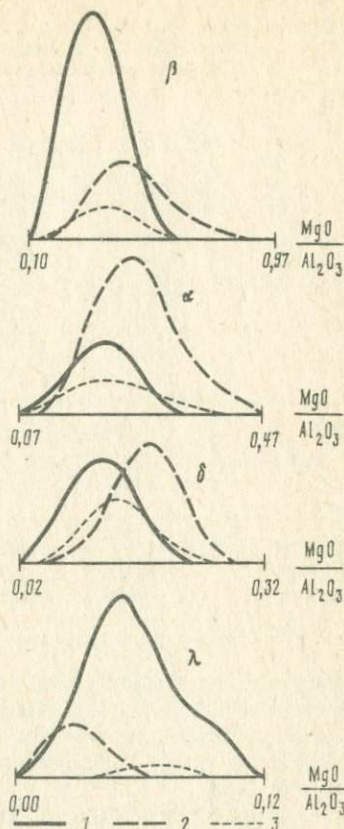
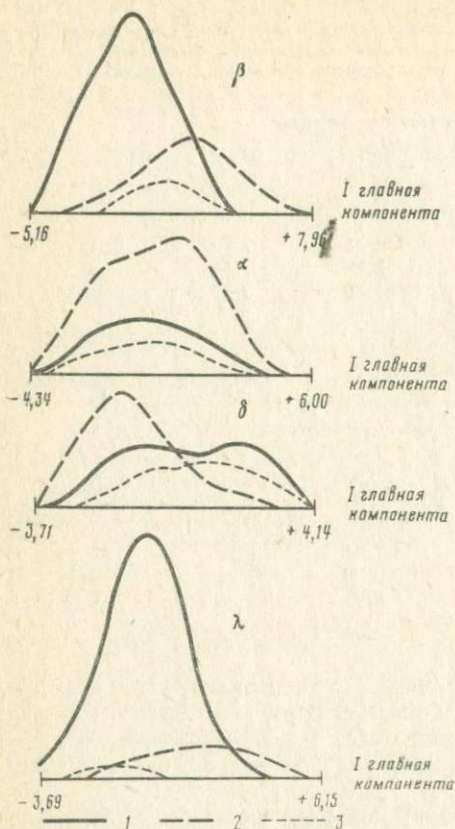


Рис. 38. Сглаженные гистограммы первой главной компоненты 10-ти петрохимических признаков породных групп Паужетского, Налачевского, Корякско-Быстринского центров эндогенной активности

1 — Паужетский центр; 2 — Налачевский центр; 3 — Корякско-Быстринский центр

Рис. 39. Сглаженные гистограммы распределения отношения окиси магния к окиси алюминия в породных группах магматических пород Паужетского (1), Налачевского (2), Корякско-Быстринского (3) центров эндогенной активности

несколько повышенное содержание калия, соответствуя по этому признаку субщелочному типу базальтов.

Минералы-вкрапленники плагиобазальтов представлены плагиоклазом (битовнит—анортит), пироксеном (диопсид), оливином (магнезиальным). Вкрапленники оливин-пироксеновых базальтов сложены магнезиальным оливином, пироксеном (авгит, гиперстен), плагиоклазом (битовнит).

Таким образом, базальтовая породная группа неоднородна как по петрохимическим, так и минералогическим признакам. В ряду Налачевского, Паужетского, Корякско-Быстринского центров преобладает известково-щелочной глиноземистый тип (плагиобазальты), представительность магнезиального типа (оливин-пироксеновых базальтов) меняется от значительной и повсеместной до локальной и единичной и, наконец, до нулевой.

Андезиты — содержание кремнезема в пересчете на 100% "сухой" силикатной массы находится в пределах 54,2—60,5%, среднее содержание кремнезема — 57,5%.

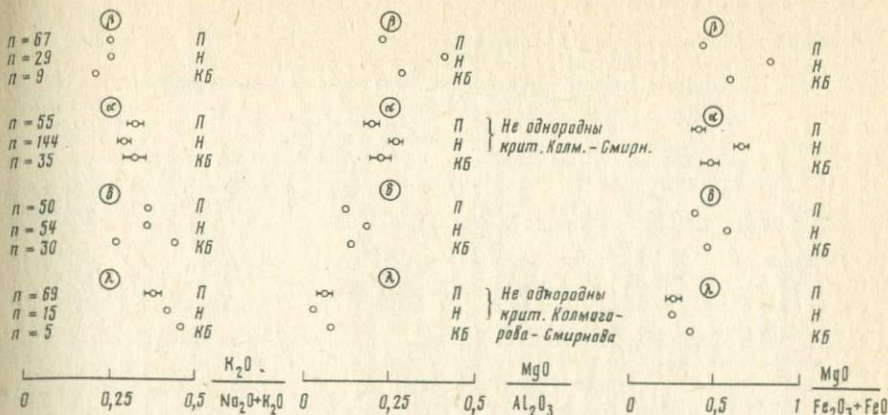


Рис. 40. Сравнение выборочных средних значений некоторых комбинированных петрохимических признаков по породным группам Паужетского (П), Налачевского (Н), Корякско-Быстринского (КБ) центров эндогенной активности

Магмопроявления этой породной группы не обнаруживают значимой локализации в каких-либо частях вулканических систем. Представлена группа всем набором фаций, но всего более лавами и пирокластикой средних и крупных стратовулканов, силлами, дайками, близповерхностными телами (корнями вулканов). Формирование вулканических аппаратов с преимущественными вулканитами андезитового состава проходило, как правило, в субаэральной и аэральной обстановке. Эта породная группа широко представлена как в объеме обобщенной выборки (35% объема выборки), так и в каждой из вулканических систем. В Паужетской вулканической системе андезиты образуют самостоятельную породную группу, в Корякско-Быстринской, по существу, определяют особенности обобщенной (базальт) — андезитовой группы, основной объем которой они составляют, в Налачевской системе это — существенная по объему часть обобщенной (базальт) — андезито-дацитовая группы (см. рис. 35, I, 2—4). В пределах геологических комплексов андезитовая породная группа проявлена почти повсеместно, причем наилучшим образом в комплексах, отвечающих средним стадиям ритмов развития вулканических систем (см. рис. 35, II—IV).

Андезитовая породная группа Налачевского ц.з.а. незначительно отличается от такой же группы Паужетского центра по содержанию Al_2O_3 и Na_2O . По содержанию MgO андезитовая породная группа Налачевского центра значимо иная, чем ее аналоги Паужетского и Корякско-Быстринского центров (см. рис. 37, табл. 2).

По содержанию SiO_2 , TiO_2 , CaO , K_2O андезитовая породная группа всех исследованных центров характеризуется высокой сходимостью.

Факторный анализ не обнаруживает статистически значимых различий в петрохимическом составе андезитов разных центров при унимодальном нормальном распределении признака — первой главной компоненты (см. рис. 38). Наибольший вклад в первую главную компоненту здесь принадлежит кремнезему (0,80), калию (0,11), магнию (0,32), закисному железу (−0,34) (оценка вклада векторов выполнена без выравнивания их веса).

Отношение содержания калия к сумме щелочей в андезитах трех центров не обнаруживает значимых различий (см. рис. 40). По содержанию кремнезема и калия все андезиты изученных центров относятся к груп-

Таблица 2

Средний состав андезитовой породной группы Налачевского (Н), Паужетского (П), Корякско-Быстринского (КБ) центров эндогенной активности (в пересчете на безводную силикатную массу, n — число анализов)

Ц.э.а.	Петрогенные окислы				
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Н, $n = 144$	57,40	0,73	16,60	3,37	3,29
П, $n = 55$	56,94	0,77	17,10	3,87	3,94
КБ, $n = 35$	57,31	0,75	16,80	3,04	4,48

Таблица 2 (окончание)

Ц.э.а.	Петрогенные окислы				
	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Н, $n = 144$	0,14	4,36	6,62	3,57	1,46
П, $n = 55$	0,18	3,18	6,49	3,33	1,60
КБ, $n = 35$	0,13	3,64	6,43	3,44	1,70

пе известково-щелочных пород [253]. Магний—алюминиевое отношение и отношение содержания магния к суммарному железу в андезитах трех центров повторяют соотношение аналогичных признаков в базальтах соответствующих вулканических систем (см. рис. 39, 40).

Представлены андезиты двупироксеновыми (гиперстен-диопсидовыми) разностями. Состав плагиоклаза колеблется от андезина до битовнита. Андезиты Корякско-Быстринского центра в ряде случаев содержат амфибол, андезиты Налачевского центра — изредка оливин. Довольно часто андезиты (особенно поздних этапов формирования) содержат пироксен-плагиоклазовые гломеропорфиновые сростки и гомеогенные включения. Интрузивные породы этого класса представлены средне-мелкозернистыми диоритами, в составе которых преобладают плагиоклаз, ортоклаз, кварц, пироксен, биотит, амфибол, магнетит. Для некоторых, особенно краевых, фаций интрузивных массивов характерна гранофировая структура.

Таким образом, изучение андезитовой породной группы показало, с одной стороны, высокую степень ее однородности и, с другой — "наследование" ею ряда петрохимических черт (в первую очередь содержания MgO, Al₂O₃, магний—алюминиевого отношения) базальтовой породной группы соответствующих центров.

Дациты — содержание кремнезема в пересчете на 100% "сухой" силикатной массы находится в пределах 60,5—66,6%, среднее содержание кремнезема — 62,8%.

Эта породная группа как по количеству магмопроявлений, так и по объемам магматических масс заметно локализована в центральных частях вулканических систем. Представлены магмопроявления этой группы лавами заключительных извержений крупных стратовулканов средних стадий ритмов развития центров эндогенной активности, пепловой и пемзовой пирокластикой, экструзиями, лавами небольших центральных вулканов

Средний состав дацитовых породной группы Налачевского (Н), Паужетского (П), Корякско-Быстринского (КБ) центров эндогенной активности (в пересчете на безводную силикатную массу, n — число анализов)

Ц.э.а.	Петрогенные окислы				
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Н, $n = 54$	60,98	0,67	16,44	3,08	2,60
П, $n = 50$	61,52	0,66	16,37	3,47	2,48
КБ, $n = 30$	61,14	0,74	16,15	2,65	3,43

Таблица 3 (окончание)

Ц.э.а.	Петрогенные окислы				
	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Н, $n = 54$	0,12	3,24	5,54	3,76	1,88
П, $n = 50$	0,13	2,22	5,25	3,59	1,89
КБ, $n = 30$	0,10	2,73	4,57	3,66	2,37

конечных стадий ритмов развития центров, интрузиями гранодиоритов. Для вулканизма характерна субаэральная обстановка.

Эта группа широко представлена в объеме обобщенной выборки (28% объема выборки) и в объеме выборок, представляющих магматические породы каждой из вулканических систем. Причем в Паужетской вулканической системе дациты образуют самостоятельную породную группу, в Корякско-Быстринской определяют состав обобщенной дацит-риолитовой группы, основной объем которой они составляют, в Налачевской вулканической системе дациты являются значительной по объему частью обобщенной (базальт) андезито-дацитовый группы (см. рис. 35, 1). В пределах геологических комплексов дацитовая породная группа проявлена не везде так отчетливо, как базальтовая и андезитовая группы, в некоторых комплексах она смещена относительно общего среднего ее значения, либо не проявлена вовсе. Наилучшим образом дацитовая породная группа проявлена на заключительных стадиях ритмов (в финале этапов) развития вулканических систем (см. рис. 35, II—IV и рис. 31).

По содержанию SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Na₂O дацитовая породная группа не имеет статистического различия в разных центрах эндогенной активности. По содержанию CaO и K₂O несколько отличается дацитовая породная группа Корякско-Быстринского центра. Содержание MgO заметно отличает дацитовую породную группу Налачевского центра (см. рис. 37, табл. 3).

Следует отметить, что повышенное содержание MgO характерно не только для дацитовый, но и андезитовой и базальтовой породных групп Налачевского центра. Следует обратить внимание на определенную близость дацитовый и андезитовой породных групп по содержанию Al₂O₃ и Na₂O. Факторный анализ обнаруживает некоторое отличие дацитов Налачевского центра от очень близких по петрохимическим характеристикам дацитов Паужетского и Корякско-Быстринского центров (см. рис. 38). Основной вклад в первую главную компоненту десяти петрохимических признаков в классе дацитов принадлежит (оценивание выполнено без выравнивания

весов петрохимических элементов) кремнезему (0,83), калию (0,14), магнию (-0,25), которые могут служить классификационными и характеристическими признаками для дацитов породной группы. Отношение содержания калия к сумме щелочей в дацитах Налачевского и Паужетского центров значимого различия не имеет, в Корякско-Быстринском центре этот признак имеет бимодальное распределение (см. рис. 40). Согласно классификации А. Эварта [253], по соотношению содержания кремнезема и калия дациты Налачевского и Паужетского центров занимают положение, граничное между известково-щелочными и высококалийевыми. Дациты Корякско-Быстринского центра образуют две группы: известково-щелочную и высококалийевую.

Магний-алюминиевое отношение и отношение содержания магния к суммарному железу в дацитах изученных центров повторяют соотношение аналогичных признаков в базальтах и андезитах соответствующих вулканических систем (см. рис. 39, 40).

Характерными минералами-вкрапленниками дацитов являются плагиоклаз (андезит-битовнит), пироксен (диопсид, гиперстен), амфибол, магнетит, кварц. В ряде случаев отмечен оливин. Характерной особенностью дацитов является обилие гломеропорфировых сростков и гомеогенных включений. Содержание гомеогенных включений в даците в ряде случаев достигает 10-20%, состав включений соответствует андезитам преимущественно известково-щелочного типа [170]. Интрузивные породы этого класса представлены гранодиорит-порфирами, в их составе преобладают плагиоклаз, кварц, амфибол, ортоклаз, магнетит; аксессуарные — апатит, циркон.

Таким образом, изучение дацитовой породной группы показало, что она однородна по многим петрохимическим характеристикам, независимо от принадлежности к различным центрам эндогенной активности. По ряду петрохимических показателей дацитовая породная группа близка к андезитовой. Петрохимическая "специализация" некоторых центров одинаково специфична не только для дацитовой и андезитовой, но и для базальтовой породных групп. Так, повышенное содержание магния является "сквозным" для базальтовой, андезитовой и дацитовой породных групп Налачевского центра.

Риолиты (риолито-дациты) — содержание кремнезема в пересчете на 100% "сухой" силикатной массы — более 66,6%, среднее содержание кремнезема — 70,3%.

Несомненна локализация магмопроявлений этой породной группы в центральных частях вулканических систем. Форма магмопроявлений этого класса — лавы небольших "кислых" вулканов, экструзии и лаво-экструзивные комплексы, пемзовая и пепловая пирокластика, включающая группу спекшихся туфов и игнимбритов, формировавшихся преимущественно в наземной обстановке.

В объеме обобщенной выборки риолиты составляют 21%; в пределах Паужетской и Налачевской вулканических систем образуют самостоятельную породную группу, в пределах Корякско-Быстринской входят в состав дацит-риолитовой группы (см. рис. 35, I). В пределах отдельных геологических комплексов риолитовая породная группа проявлена, как правило, на заключительных стадиях ритмов развития вулканических систем (см. рис. 35, II-IV и рис. 31).

Как следует из рис. 37 и табл. 4, риолитовая породная группа отличается повышенной дисперсией содержания SiO_2 , TiO_2 и K_2O . По содержанию Al_2O_3 эта группа заметно обособлена от других. Помимо этого, риолитовые породные группы в разных центрах эндогенной активности заметно различаются по содержанию Na_2O и K_2O .

Средний состав риолитовой породной группы Налачевского (Н), Паужетского (П),
Корякско-Быстринского (КБ) центров эндогенной активности
(в пересчете на безводную силикатную массу, n — число анализов)

Ц.з.а.	Петрогенные окислы				
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Н, $n = 15$	71,32	0,35	14,45	0,73	1,09
П, $n = 69$	69,67	0,43	14,79	1,63	1,48
КБ, $n = 5$	69,79	0,48	14,24	1,44	1,87

Таблица 4 (окончание)

Ц.з.а.	Петрогенные окислы				
	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Н, $n = 15$	0,09	0,49	2,19	4,66	3,39
П, $n = 69$	0,10	0,83	3,10	3,87	2,40
КБ, $n = 5$	0,08	1,11	1,88	4,02	3,51

Факторный анализ обнаруживает значительное различие риолитов разных центров и особенно своеобразный характер риолитов Налачевской вулканической системы (см. рис. 38). Основной вклад в первую главную компоненту десяти петрохимических признаков риолитов принадлежит кремнезему (0,88), сумме щелочей (0,14); затем алюминию — (−0,31), кальцию (−0,28) и магнию (−0,13). Очевидно, что эти признаки могут быть классификационными и характеристическими.

Отношение содержания калия к сумме щелочей в риолитах Паужетского, Налачевского и Корякско-Быстринского центров заметно различно (см. рис. 40). По соотношению содержания кремнезема и калия риолиты Паужетского центра могут быть отнесены к известково-щелочным [253], Налачевского и Корякско-Быстринского — к высококалийевым (см. табл. 4).

Отношение окиси магния к глинозему и суммарному железу в риолитах Налачевского центра меньше, чем у риолитов Паужетского и Корякско-Быстринского центров (см. рис. 39, 40), и такое соотношение этих признаков в риолитах отличает их от базальтов, андезитов и дацитов, магнизиальность которых в Налачевском центре была наиболее высокой. Таким образом, риолиты по соотношениям магний—алюминиевого и магний—железистого отношений в одноименных вулканических системах отличны от других породных групп, которые по этим признакам тождественны, причем исключение составляют риолиты Налачевского центра.

Характерными вкрапленниками риолитов являются плагиоклаз (преимущественно, андезин), пироксен (гиперстен), амфибол, биотит, кварц; часты гломеропорфировые сростки. Гомеогенные включения (Паужетка, Дикий Гребень), составляющие до 20% объема породы, соответствуют по составу андезитам либо базальтам глиноземистого известково-щелочного типа [170].

Интрузивные породы этого класса самостоятельных массивов не обра-

зуют и отмечены лишь в форме субфазовых проявлений — небольших аплитовых обособлений.

Таким образом, изучение риолитовой породной группы выявило заметную ее разнородность в разных центрах эндогенной активности при большой дисперсии состава пород в пределах каждого центра, отсутствие близости с другими породными группами по какому-либо петрохимическим параметрам, включая выпадение из петрохимической "специализации", свойственной остальным породным группам какого-либо центра.

Подводя итог описанию породных групп, выделенных в изученных вулканических системах, еще раз подчеркнем неоднородность базальтовой породной группы, однородность, петрохимическую близость андезитовой и дацитовых породных групп и "наследование" ими некоторых петрохимических черт базальтовой группы, петрохимическую обособленность, автономность и неоднородность риолитовой породной группы.

АССОЦИАЦИИ ПОРОДНЫХ ГРУПП (КЛАССОВ) В ЦЕНТРАХ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ

Магматические породы Паужетского центра эндогенной активности представлены ассоциацией всех четырех классов (см. рис. 34, 35, 1, 3). Средние составы породных групп, выделенных согласно распределению признака на гистограмме, в пересчете на безводную массу представлены в табл. 5.

Средний нормативный минералогический состав этих групп по CIPW приведен ниже (табл. 6).

Как видно на графике (рис. 41), отличие ассоциированных породных групп определяет различное содержание в них щелочных компонентов при коррелятивности анортита и фемических компонентов. Это обстоятельство отчетливо выражено в структуре первой главной компоненты десяти петрохимических признаков, вклад которой в дисперсию составляет 86% (рис. 42). На рисунке видно, что максимальная положительная величина в структуре первой главной компоненты принадлежит кремнезему; отрицательный вклад в структуру первой главной компоненты составляют в равной мере суммарное железо, кальций, алюминий. При этом вторая главная компонента (вклад в дисперсию — 5,2%) в качестве основных слагаемых имеет глинозем и окись магния.

Это же отчетливо выражено на совмещенных гистограммах распределения в породных группах некоторых комбинированных характеристических признаков (рис. 43). В ряду базальты — андезиты — дациты — риолиты, как видно на графиках, возрастает суммарная щелочность (различия содержания по породным группам значимы в границах 95% доверительного интервала). В этом же ряду отчетливо проявлена тенденция роста калиево-сти на фоне суммарной щелочности. Значимые различия этот признак обнаруживает при сопоставлении базальтов и липаритов с андезитовой и дацитовой породными группами, андезиты и дациты в рамках 95% доверительного интервала значимого различия не обнаруживают. Аналогичным образом распределено содержание глинозема в породных группах при пересчете на 100% петрохимического содержания пород за вычетом кремнезема и суммы щелочей, что, по существу, близко к составу анортитовой и фемической составляющих пород ("анортит-фемический остаток"). Содержание глинозема в этом "остатке" возрастает в ряду базальт—андезит—дацит—риолит со статистически значимым различием. Аналогичную тенденцию обнаруживает содержание окиси титана в "фемическом остатке" (приведенное к "100" содержание окиси титана в породе за вычетом из ее состава кремнезема, глинозема и суммы щелочей). Однако различия признака

Таблица 5

Средние составы собственных породных групп Паужетского ц.з.а.
(в пересчете на безводную массу)

Породные группы	Петрогенные окислы				
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Базальты	51,85	0,91	19,28	4,90	5,05
Андезиты	57,85	0,80	17,83	4,19	4,07
Дациты	63,37	0,67	16,68	3,45	2,42
Риолиты	70,05	0,47	15,26	2,03	1,52

Таблица 5 (окончание)

Породные группы	Петрогенные окислы				
	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Базальты	0,19	4,36	9,61	2,92	0,93
Андезиты	0,19	3,37	6,76	3,36	1,58
Дациты	0,14	2,14	5,34	3,82	1,97
Риолиты	0,10	0,99	3,35	3,85	2,38

Таблица 6

Средний нормативный минералогический состав породных групп
Паужетского ц.з.а. по CIPW

Нормативные минералы		Базальты	Андезиты	Дациты	Риолиты
Кварц		4,75	12,40	19,52	29,68
Корунд		—	—	—	0,26
Ортоклаз		5,49	9,33	11,64	14,06
Альбит		24,69	28,41	32,30	32,56
Анортит		36,76	28,91	22,55	16,61
Диоп-сид	Энстатит	3,06	1,31	1,28	0,00
	Ферросилит	1,15	0,47	0,18	0,00
	Волластонит	4,55	1,93	1,64	0,00
Гипер-стен	Энстатит	7,79	7,08	4,05	2,46
	Ферросилит	2,92	2,56	0,56	0,52
Магнетит		7,10	6,07	5,00	2,94
Ильменит		1,73	1,52	1,27	0,89

здесь значимы лишь при сравнении объединенных базальт—андезитовой и дацит—риолитовой групп, статистические различия признака в базальтах и андезитах, дацитах и риолитах не значимы. Содержание суммарного железа в "фемическом остатке" оказывается признаком, не различающимся в породных группах. Аналогичным образом в этих группах не различается

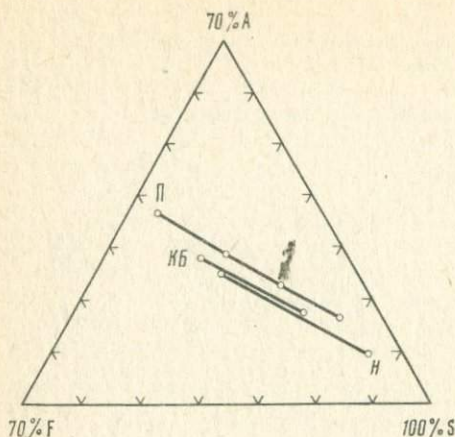


Рис. 41. Минералогический состав породных групп Налачевского (Н), Паужетской (П) и Корякско-Быстринской (КБ) вулканических систем в координатах: анортит (А) — салические (S) — фемические (F) минералы

признак, характеризующий отношение окиси магния (фемический петрогенный окисел) к окиси кальция (анортитовый петрогенный окисел). Чрезвычайно интересной и симптоматичной является полная аналогия статистического распределения в породных группах отношения магния к алюминию и магния к суммарному железу: близость соответствующих признаков в базальтах и андезитах и значимое уменьшение в дацитах и далее — в риолитах. Поскольку магний и железо являются элементами фемическими, а алюминий — салическим (включая анортитовую часть), аналогичное поведение указанных отношений в ряду породных групп не соответствует модели фракционирования, так как фракционирование не должно приводить к отмеченной аналогии. Содержание кальция в "фемическом остатке" обнаруживает "инверсию": увеличение этого признака в ряду андезит—дацит—риолит и увеличение в ряду андезит—базальт, т. е. "кальциевый минимум" в андезитовой породной группе.

Магматические породы Налачевского центра эндогенной активности представлены ассоциацией обобщенного ассоциативного (базальт) — андезит-дацитового и риолитового классов (см. рис. 34, 35, 1, 2). Средние составы породных групп, выделенных согласно распределению признака на гистограмме, см. в табл. 7, нормативные составы см. табл. 8.

Отличие ассоциированных породных групп (классов) Налачевского центра эндогенной активности, как и Паужетского центра, определяет различное содержание в них салических минералов и, естественно, салических петрогенных элементов. Бросается в глаза параллельность "линий дифференциации" обоих центров на тройной диаграмме анортит—фемические—салические минералы (см. рис. 41). Несомненно, что это следствие единого механизма дифференционного процесса. Второй особенностью положения "линий дифференциации" является смещение их по координате "F": более высокая фемичность магматических пород Налачевского центра сравнительно с магматическими породами Паужетского центра. Факторный анализ (главные компоненты) обнаруживает большее участие магния в раздифференцированности магматических пород Налачевского центра (сравнительно с Паужетским) (см. рис. 42). Это отличие обнаруживается на графике совмещенных гистограмм распределения в породных группах магний—кальциевое отношение: риолиты Налачевского центра по этому признаку значимо отличаются от андезито-дацитов при статистически близком значении этого признака во всех породных группах Пау-

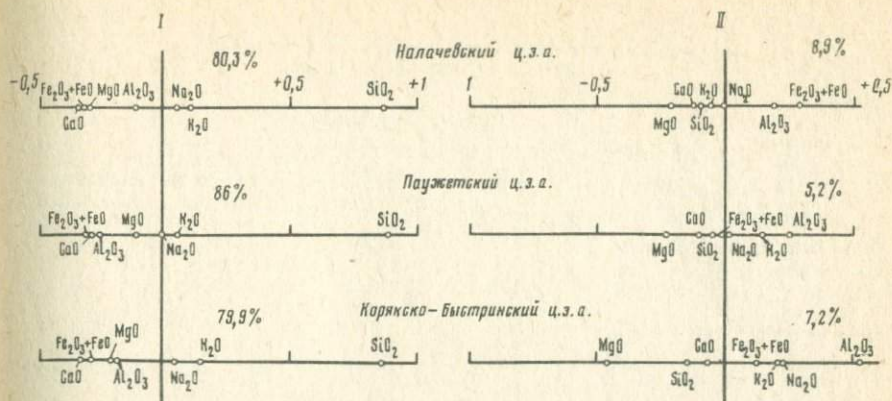


Рис. 42. Нагрузки на первую (I) и вторую (II) главные компоненты петрогенных окислов по выборкам петрохимических анализов магматических пород Налачевского, Паужетского и Корякско-Быстринского центров эндогенной активности.

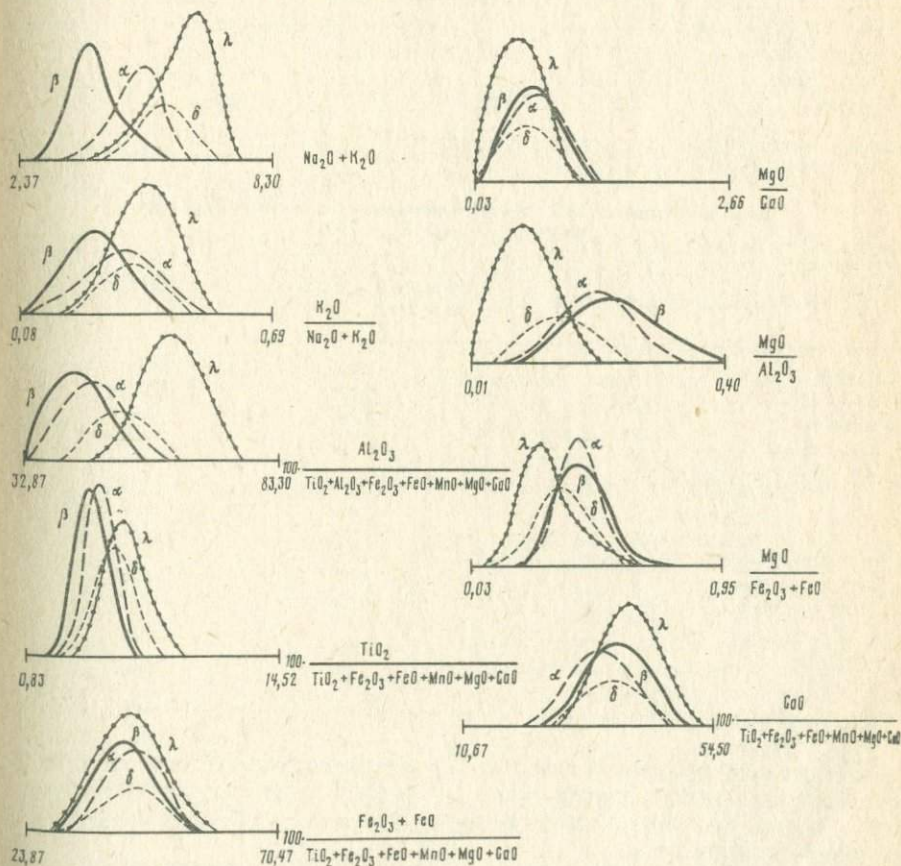


Рис. 43. Сглаженные гистограммы распределения некоторых комбинированных петрохимических признаков в породах Паужетского центра эндогенной активности

Таблица 7

Средние составы породных групп Налачевского ц.э.а.
(в пересчете на безводную массу)

Породные группы	Петрогенные окислы				
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
(Базальт) — андезит-дациты	59,24	0,74	16,94	3,48	3,24
Риолиты	72,02	0,36	14,72	0,75	1,15

Таблица 7 (окончание)

Породные группы	Петрогенные окислы				
	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
(Базальт) — андезит-дациты	0,14	4,42	6,57	3,66	1,57
Риолиты	0,09	0,53	2,27	4,69	3,42

Таблица 8

Средний нормативный минералогический состав породных групп
Налачевского ц.э.а. по CIPW

Нормативные минералы		(Базальт) — андезит-дациты	Риолиты
Кварц		11,94	26,02
Ортоклаз		9,28	20,20
Альбит		30,96	39,66
Анортит		25,17	9,02
Диопсид	Энстатит	2,34	0,50
	Ферросилит	0,45	0,40
	Волластонит	3,10	0,93
Гиперстен	Энстатит	8,67	0,82
	Ферросилит	1,66	0,66
Магнетит		5,05	1,09
Ильменит		1,41	0,68

жетского центра (рис. 44, см. рис. 43). Распределение по породным группам обоих центров других комбинированных характеристических признаков, как следует из сопоставления соответствующих гистограмм, совершенно аналогично.

Магматические породы Корякско-Быстринского центра эндогенной активности представлены ассоциацией обобщенных (базальт) — андезитового и дацит — (риолитового) классов (см. рис. 34, 35, 1, 4). Средние соста-

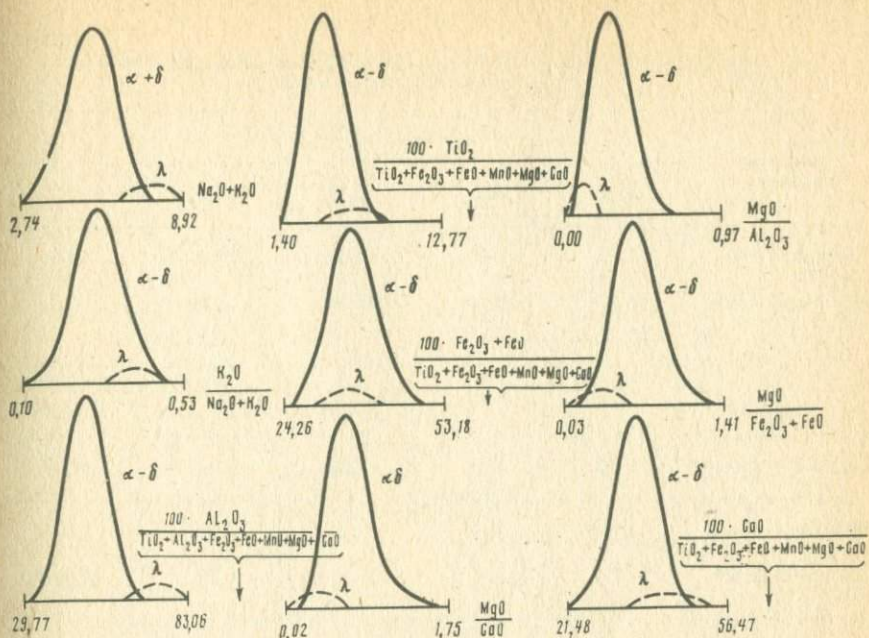


Рис. 44. Сглаженные гистограммы распределения некоторых комбинированных петрохимических признаков в породных группах магматических пород Налачевского центра эндогенной активности

вы породных групп, выделенных соответственно распределению признака на гистограмме, в пересчете на безводную массу представлены в табл. 9.

Средний нормативный минералогический состав породных групп по CIPW приведен в табл. 10.

Линия дифференциации породных групп Корякско-Быстринского центра на тройной диаграмме анортит-фемический-салические минералы (см. рис. 41) практически сливается с аналогичной линией породных групп Налачевского центра, хотя по структуре первой и второй главных компонент десяти петрохимических признаков магматические породы Корякско-Быстринского центра более близки магматическим породам Паужетского центра (см. рис. 42).

Гистограммы распределения ряда комбинированных характеристических признаков породных групп Корякско-Быстринского центра выражают петрохимические связи, отмеченные для пород Паужетского и Налачевского центров: увеличение суммарной щелочности и на ее фоне калиевости, алюминия в анортит-фемическом остатке, титана в фемическом остатке; уменьшение магний-алюминиевого отношения и отношения окиси магния к суммарному железу при близких магний-кальциевых отношениях в ряду андезит-дацит (см. рис. 43-45). Вместе с тем ряд признаков: содержание суммарного железа и кальция в фемическом остатке, имеет в породных группах Корякско-Быстринского центра иной характер связи, нежели в Паужетском и Налачевском центрах. Кроме того, как видно на графиках, ряд признаков обнаруживает бимодальное распределение в риолит-дацитовый и базальт-андезитовой породных группах Корякско-Быстринского центра в отличие от унимодальных в одноименных породных группах Паужетского и Налачевского центров. Так, содержание

Средние составы обобщенных породных групп Корякско-Быстринского ц.з.а.
(в пересчете на безводную массу)

Породные группы	Петрогенные окислы				
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
(Базальт) — андезиты	57,07	0,81	17,55	3,12	5,04
(Риолито — дациты)	65,22	0,68	15,96	2,34	2,91

Таблица 9 (окончание)

Породные группы	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
(Базальт) — андезиты	0,15	4,10	7,12	3,58	1,46
(Риолито — дациты)	0,11	2,25	3,57	3,98	2,95

Таблица 10

Средний нормативный минералогический состав породных групп Корякско-Быстринского ц.з.а. по CIPW

Нормативные минералы		Андезит — (базальт) *	(Риолит) — дацит
Кварц		8,45	18,85
Ортоклаз		8,63	17,43
Альбит		30,28	33,66
Анортит		27,51	16,98
Диопсид	Энстатит	1,99	0,20
	Ферросилит	1,09	0,09
	Волластонит	3,26	0,30
Гиперстен	Энстатит	8,22	5,41
	Ферросилит	4,51	2,40
Магнетит		4,52	3,39
Ильменит		1,54	1,29

суммарного железа в фемическом остатке дацитовой породной группы Корякско-Быстринского центра обнаруживает тенденцию бимодального распределения. При этом одна "подгруппа" дацитов характеризуется отмеченным для магматических пород Паужетского и Налачевского центров свойством близости этих признаков в разных породных группах, в то время как другая "подгруппа" дацитов значительно отлична от андезитов. Более отчетливо (статистически значимо) обнаруживаются две "подгруппы" дацитов по содержанию окиси титана в "фемическом остатке". При этом

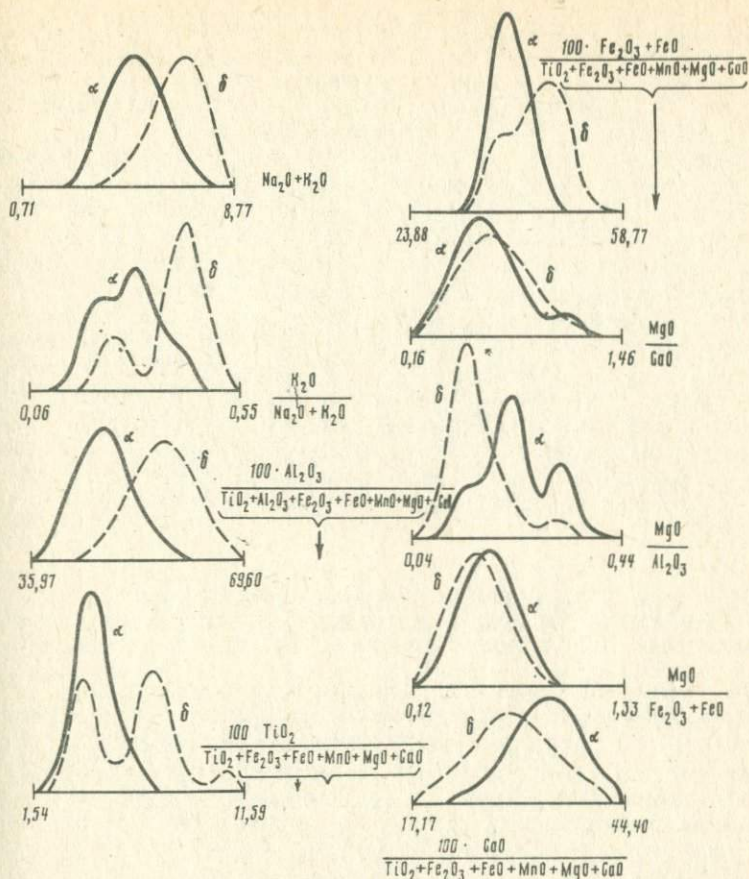


Рис. 45. Сглаженные гистограммы распределения некоторых комбинированных петрохимических признаков в породных группах Корьякско-Быстринского центра эндогенной активности

одна из "подгрупп" дацитов имеет значение соответствующего признака значительно большее, чем у андезитов (как у одноименных породных групп Паужетского и Налачевского центров), тогда как другая "подгруппа" дацитов имеет аномально низкие значения этого признака, аналогичные таковым в андезито-базальтах. "Аномальные" дациты Корьякско-Быстринского центра представлены недифференцированными лавами небольших центральных кислых вулканов. Однако основная масса магматических пород, составляющих аномальную дацитовую породную группу (бедную титаном), относится к интрузивным массивам гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров. В этих же интрузивах обнаруживается аномально высокая железистость (содержание суммарного железа в "фемическом остатке"). Аналогичные значения указанного признака имеют игнимбриты, кислые лавы и экзтрузии Корьякско-Быстринского центра. Основываясь на близости указанных признаков (низкой титанистости и высокой железистости), можно полагать, что массивы гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров представляют собой вскрытые эрозией корни кислых вулканов, экзтрузий, игнимбритов Корьякско-Быстринского центра.

Сопоставление сглаженных гистограмм распределения содержания кальция в "фемическом остатке" в породных группах Корякско-Быстринского и Паужетского центров обнаруживает, что по соотношению этих признаков ряд андезиты—дациты Корякско-Быстринского центра аналогичен ряду базальты—андезиты Паужетского центра.

На приведенных графиках (см. рис. 45) интересными представляются такие гистограммы распределения в породных группах магний-алюминиевого отношения: наряду с обычным уменьшением этого признака от андезитов к дацитам в обеих породных группах отчетливо обозначены подгруппы высокомагнезиальных пород — андезитов и дацитов. Последние представлены лавами слабо дифференцированных вулканов.

Отмеченная бимодальность распределения ряда петрохимических признаков в дацит—риолитовой породной группе Корякско-Быстринского центра, а главное — тождественность "аномальных" значений признаков в этой группе значениям аналогичных признаков в базальт-андезитовой породной группе вряд ли могут быть объяснены с позиций фракционирования, так как модель такого процесса предполагает непрерывное изменение в ходе дифференциации соотношений петрогенных элементов, без наследования частью одной породной группы петрохимических черт другой породной группы.

ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА ПОРОДНЫХ ГРУПП (КЛАССОВ), АССОЦИАТИВНЫХ (ОБОБЩЕННЫХ) ПОРОДНЫХ ГРУПП И АССОЦИАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В ЦЕНТРАХ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ

Полимодальное распределение признака, по которому проводилась классификация магматических пород изученных центров эндогенной активности, свидетельствует об отсутствии единого источника этих пород, а существование четырех устойчивых максимумов с нормальным для каждого распределением признака указывает на существование четырех генетических групп магматических пород: базальтовой (андезито-базальтовой), андезитовой, дацитовой и риолитовой (риолито-дацитовой). Поскольку совокупность силикатных анализов, характеризующих магматические породы каждого центра, и тем более совокупности центров эндогенной активности, представляет собой пробы магматического материала, разрозненного в пространстве и времени и не относящегося к единому магматическому бассейну, а напротив — являются случайными пробами, "взятыми" из различных магматических бассейнов, возникавших в разное время, закономерная сгруппированность магматических пород по составу свидетельствует об отсутствии элемента непрерывности в дифференциации. Статистическая однородность породных групп, т.е. устойчивость, повторяемость составов "проб магмы", "взятых" из разных магматических резервуаров в разное время, свидетельствует об определенной организации этих магматических резервуаров. Требованию такой определенной организации может удовлетворить лишь модель возникновения очагов плавления (либо выплавления) субэвтектик в организованной, т.е. слоистой (расслоенной) среде. В настоящее время представление о слоистом строении литосферы не вызывает возражений [80]. Совокупность известных геофизических, петрологических, петрохимических, геохимических данных позволила выделить ряд геосфер (оболочек) и дать описание их состава. Общепризнанной является модель трехслойной области возможной генерации магм: верхний "гранитный" слой, далее — "базальтовый" слой, верхи мантии. Средний состав "гранитного" слоя близок к среднему составу гранодиорита—дацита [144, 172], средний состав "базальтового" слоя, в общем не однородного по лате-

рали, близок к среднему составу андезитов [140]. Состав верхней мантии, также неоднородной как по глубине, так и по латерали, определяется как перидотитовый [101, 102, 204, 235].

В пределах Юго-Восточной и Южной Камчатки повсеместно развитый "гранитный" слой не установлен. Глубина подошвы "базальтового" слоя по геофизическим данным определена в двадцать—тридцать километров, ниже следует мощная переходная зона. Размытая граница Мохоровичича представляется как полигенная (фазовая, химическая, метаморфическая). Положение истинной, т.е. химической, границы коры — мантии предполагается на глубине 80—90 км [210, с. 243—249].

А.Ф. Белоусов [22] показал, что "фракционное плавление полиминеральных пород неизбежно сопровождается дискретным распределением составов выплавок. Максимумы составов при этом определяются котектическими сочетаниями минералов исходных пород" (с. 296). Субэвтектический состав базальтов, андезитовый "температурный трог", дацитовый "минимум", гранитная субэвтектика — очевидно, те физические предпосылки, которые в сочетании с закономерным градиентным распределением по глубине в гравитационном, градиентных температурном и барическом полях петрогенных элементов, т.е. в сочетании с расслоенностью литосферы, обеспечивают "устойчивый набор" определенных по составу типов пород.

Мантийная природа базальтов обоснована в настоящее время весьма убедительно [128]. Дискуссионны вопросы существования нескольких типов базальтов, характера материнских пород, эволюции базальтового расплава.

Господствовавшая до недавнего времени концепция глобально однородной трехслойной мантии привела к модели выплавления базальтов разного типа из единого субстрата. Х. Йодер [102] на основании экспериментальных данных показал возможность получения выплавок базальтов любого типа из гранатовых лерцолитов путем варьирования общего давления и фугитивности H_2O и CO_2 . Альтернативная концепция была разработана Г.С. Горшковым [73]. Согласно его исследованиям были выделены два класса пород — океанических и континентальных, адекватных различным типам мантии. Эволюция вулканизма, согласно этой концепции, отображает эволюцию верхней мантии. В настоящее время скоростная и плотностная латеральная неоднородность мантии, обнаруживающая значительное различие физических свойств до глубин не менее 150—200 км, является установленным фактом [140]. Учитывая сказанное, латеральную вариацию базальтовой магмы вкосте окраин континентов и островных дуг, описанную Х. Куно [126], следует коррелировать не с глубиной фокальной зоны землетрясений, а с физическими свойствами мантии по обе стороны от фокального слоя. Различие физических свойств верхней мантии с океанической и континентальной стороны было описано С.А. Федотовым [222], С.А. Федотовым и Л.Б. Славвиной [223]. Области высокоскоростной мантии с океанической стороны соответствует ареал толеитовых и высокоглиноземистых базальтов; области разуплотненной мантии со стороны островной дуги, обращенной к континенту, соответствует ареал щелочных магнезиальных базальтов Куно.

Как было показано выше, в изученных нами центрах развиты магнезиальные (меланократовые) и глиноземистые (лейкократовые) базальты. Сонахождение двух этих типов базальтов в разрезах палеовулканических образований Камчатки отмечалось Б.И. Пийпом [175], установлено для ареальных голоценовых базальтов Камчатки [36]. Изучение четвертичных базальтов Камчатки привело исследователей к выводу о существовании

независимых — высокоглиноземистой и магнезиальной — магм, различие которых обусловлено различной глубиной и условиями плавления в верхней мантии [36]. К аналогичному выводу пришли и другие исследователи [56], отметившие помимо этих двух типов базальтов возможную независимость низкокальциевых базальтов и возможное проявление фракционирования и эманационной дифференциации в ряде случаев сонахождения базальтов отмеченных типов.

Новый материал к познанию природы глиноземистых субщелочных и магнезиальных базальтов дало изучение Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг., в ходе которого в пределах ареальной зоны шлаковых и лавовых конусов последовательно извергались лавы магнезиальных и затем субщелочных глиноземистых базальтов. Основным выводом большинства исследователей был вывод о независимой природе и разной глубинности исходных магм обоих типов базальтов [58, 113, 226]. Основываясь на идентичности базальтов, широко представленных в разрезах описанных нами центров, базальтам Камчатки, мы вправе предполагать, что генезис базальтов наших центров аналогичен генезису других базальтов Камчатки. Наиболее вероятной, обоснованной многими детальными работами, представляется версия, согласно которой глиноземистые и магнезиальные базальты представляют собой проявления самостоятельных разноглубинных мантийных магм. Аналогичную версию мы принимаем в качестве положения о природе базальтов, имеющих развитие в изученных нами центрах. При этом сонахождение базальтов обоих типов в одних районах и разрезах и повсеместное их развитие в пределах центров свидетельствуют об отсутствии избирательной локализации в пределах центров того или иного типа базальта и об одновременном существовании в двух ярусах магматических бассейнов, поставляющих базальтовые расплавы разного состава. Вместе с тем представительность каждого из двух типов базальтов в разных центрах, как было показано выше, не равнозначна. При общем преобладании глиноземистых базальтов магнезиальные базальты широко представлены в пределах Налачевского центра, слабо — в пределах Паужетского и незначительно — в пределах Корякско-Быстринского. Если учесть, что эволюция базальтов при геосинклинальном развитии, т.е. в ряду эвгеосинклиналь—ороген, направлена на увеличение глиноземистости и понижение содержания магния [2], то ряд базальтов Налачевского, Паужетского, Корякско-Быстринского центров предстает как эволюционный ряд, адекватно отражающий эволюцию глубоких недр вулканических систем.

Природа андезитов в настоящее время признается двойственной. Современный уровень геологических (формационных) исследований позволил сделать вывод "о справедливости петрологических моделей, допускающих как мантийное, так и коровое происхождение дифференцированных андезитовых серий" [149, с. 77]. Это положение обосновано не только геологическими, но и экспериментальными данными. И. Куширо [129] показал, что система, отвечающая составу перидотита при давлении 26 кбар, в присутствии воды имеет "нонвариантную точку", отвечающую по составу андезиту. Б. Майсон и А. Беттчер [150] показали возможность выплавления андезитового расплава из перидотита в широком диапазоне температур и давлений при высокой фугитивности воды. При этом магнезиальность выплавки зависит от магнезиальности исходного субстрата и фугитивности водорода. Т.Х. Грином и А.Э. Рингвудом [78] было установлено, что в сухих условиях низкоплаваккая фракция эколгита при давлении 25—40 кбар имеет состав андезита и что ликвидус у андезита в этих условиях лежит в области меньших температур, чем у силикатных систем

более кислого или более основного состава. Согласно выводам М. Курода магнезиальная андезитовая магма образуется при частичном плавлении перидотита, т.е. в верхней мантии, при общем давлении 5–10 кбар, температуре 1050–1100° и высокой фугитивности воды (по Вольтцу [53]).

Вместе с тем В.А. Ермаковым, Т.Н. Соловьевой и др. [92] экспериментально была показана возможность образования андезитового расплава при частичном плавлении амфиболитов при высоком общем давлении и низкой фугитивности воды. К этому следует добавить, что статистические расчеты, выполненные разными авторами [172, 144], показали удивительную близость состава базальтовой оболочки континентов (гранулит-базитового слоя) и андезита как по пороодообразующим, так и по микроэлементам. Основываясь на соответствии по геофизическим показателям коры Камчатско-Курильского региона номенклатуре континентальной коры [81, с. 189], эквивалентности состава базальтовой коры континентов составу андезитов, учитывая "температурный трог" на ликвидусе в диапазоне состава, отвечающего андезиту, — мы вправе предполагать возможность сухого плавления в пределах базальтового слоя в недрах Камчатско-Курильского региона с образованием магмы андезитового состава. Термометрия включений в плагиоклазах андезитов вулкана Безымянного и лав андезито-дацитового состава вулкана Карымского показала температуры гомогенизации 1340–1350° [14, 15]. Это свидетельствует о кристаллизации плагиоклаза этих андезитов из очень бедных водой магм, что, согласно экспериментам, должно соответствовать их коровому происхождению. К этому следует добавить, что по содержанию магния андезиты изученных нами вулканических систем вряд ли могут соответствовать андезитам мантийного происхождения.

Выше было отмечено частое присутствие в андезитах гомогенных включений. В.С. Попов [178] показал, что плагиоклаз-пироксеновые включения в новейших вулканитах Кавказа можно рассматривать как кристаллизацию базальтового расплава, внедрившегося в вышерасположенную камеру, содержащую расплав кислого состава, отличающегося от базальтового более низкой температурой. Такое толкование природы включений соответствует концепции многоярусности магматических резервуаров, мантийного происхождения базальтов и корового происхождения андезитов изученных нами вулканических систем.

Выше говорилось о широком, повсеместном распределении магмопроявлений андезитовой породной группы в пределах каждого из центров и об отсутствии какой-либо их локализации. Аналогичное поведение магмопроявлений базальтовой породной группы — повсеместное без локализации распространение — и одновременность проявления обеих групп свидетельствуют о сосуществовании (одновременном существовании) магматических бассейнов, источников обеих магм — базальтовой и андезитовой. Одновременная активность обеих магм подтверждает представление о ярском характере расположения магматических бассейнов. Следует учесть также значительно большие объемы андезитов, сравнительно с базальтами, и относительное повышение объемов базитов на начальных и конечных стадиях ритмов развития центров эндогенной активности, т.е. на прогрессивной и регрессивной стадиях и относительного повышения объемов андезитов в периоды максимальной магматической активности вулканических систем. Оба эти обстоятельства исключают тезис о происхождении серии базальты-андезиты из единой магмы путем фракционирования при выплавлении или путем кристаллизационной дифференциации.

Таким образом, наименее противоречивым и наиболее приемлемым представлением о природе и взаимосвязях базальтовой и андезитовой

магм, учитывающим как фактический материал, касающийся магматизма изученных вулканических систем, так и современные представления о генезисе базальтов и андезитов, является, на наш взгляд, представление о независимости базальтовой и андезитовой магм, одновременном их существовании и ярусном расположении магматических резервуаров: базальтовой магмы — в пределах верхней мантии, андезитовой магмы — в низах коры.

При описании породных групп была отмечена близость андезитов и базальтов по многим комбинированным петрохимическим признакам и значимое их отличие по сумме щелочей и отношению калия к сумме щелочей (см. рис. 43). Далее, при сопоставлении ряда петрохимических признаков базальтовой и андезитовой породных групп разных центров была установлена определенная петрохимическая специализация каждого центра и "наследование" этой специализации или "сквозной" ее характер в базальтовой и андезитовой породных группах. Если базальты — выплавки верхней мантии, а андезиты — расплав субстрата низов коры, то петрохимическая близость базальтов и андезитов и их порайонная согласованная петрохимическая специализация свидетельствуют о геохимической близости низов коры и верхней мантии. Собственно отличие (исходя из сравнения попарных и групповых отношений содержаний петрогенных элементов) базальтовой и андезитовой породных групп определяется содержанием кремния и щелочей. Из этого можно заключить, что расслаивание недр на уровне выплавления базальтовой — андезитовой магм определяется прежде всего различием в содержании кремния и щелочей.

Представление о природе и генезисе кислых магм, дающих начало дацитовой (дациты—гранодиориты) и риолитовой (риолиты—граниты) породным группам, в настоящее время не отличается завершенностью и однозначностью.

Существование самостоятельной гранитной магмы, представляющей собой дериваты сиалической части земной коры, признано достаточно широко [13]. Однако связь таких коровых кислых магм с близлежащими и поверхностными фациями, — субвулканическими и вулканическими породами кислого состава — оценивается по-разному. Одними исследователями коровые палингенные гранитоидные магмы орогенных областей, ассоциированные с региональной мигматизацией [161], выделяются в особую, характерную для континентов группу, не имеющую связи с поверхностью. Низкая миграционная способность орогенных гранитоидных батолитов обусловлена их природой: плавлением в обстановке насыщения водой, в связи с чем подъем магмы на более высокие горизонты, в область меньших давлений, сопровождается потерей воды, как следствие — повышением температуры плавления и кристаллизацией [206, 233]. Корни дацитовых и риолитовых вулканов или экструзий островодужных и окраинно-континентальных вулканических поясов при этом относятся к мантийным группам и генезис их связывают с плавлением кварцевых эфлогитов [204, 205].

Возможность выплавления кислых (дацитовых) магм из кварцевых эфлогитов в присутствии воды доказана экспериментально [77]. Однако, несмотря на отмеченную обоснованность такой позиции, геологами, изучавшими вулканические пояса континентальных окраин и островных дуг, категоричное противопоставление вулканических и плутонических ассоциаций кислого состава, как правило, не разделяется. Ван Беммелен [38] и Э. Раген [183] отмечают метасоматическую природу гранитов Индонезии, тесно ассоциирующих с вулканиками. Необходимость выделения вулкано—плутонических ассоциаций была показана Е.К. Устиевым [217] на примере

Охотского (Охотско-Чаунского) вулканического пояса. Б.Г. Лутц [145] на основе анализа особенностей континентального и океанического магматизма вслед за В.В. Белоусовым приходит к выводу о том, что орогенные пояса, в состав которых входят как островные дуги и активные окраины континентов, так и прилегающие области, вовлеченные в активизацию, имеют глобальный масштаб и развиваются не только как постгеосинклинальные, но и как постплатформенные структуры. При этом региональный метаморфизм начинается в прединверсионную и продолжается в инверсионную стадию развития геосинклинали. Формирование гранитных батолитов и региональная гранитизация соответствуют орогенной стадии. Причем ранний орогенез сопровождается формированием водонасыщенных гранитоидных батолитов, не имеющих эффузивных и абиссальных комагматов. На позднеорогенном этапе формируются недосыщенные водой высокотемпературные гранитоиды, сопровождаемые кислыми эффузивными комагматами. При этом Б.Г. Лутц проводит концепцию корового происхождения орогенных гранитоидных магм, решающую роль в становлении которых играют мантийные флюиды. Ранее Б.Г. Лутц [144] на основе анализа состава континентальной коры и верхней мантии показал, что формирование гранулит-базитового слоя коры осуществляется путем магматической дифференциации мантийного вещества, формирование гранито-гнейсового слоя — путем наложения на первично осадочно-вулканогенные толщи процессов привноса подкоровыми растворами ряда элементов и их гранитизации. При этом состав гранито-гнейсового слоя становится аналогичным составу гранодиорита (дацита). К выводу о близости состава гранитной оболочки составу гранодиорита пришел также Л.Л. Перчук [172].

Трансформация недр, опережающая и определяющая характер тектонического режима, на основе анализа эволюции химизма мезозойских и кайнозойских магматических формаций Большого Кавказа была показана А.М. Борсуком [34].

Концепция "магматического замещения", формирования гранитной коры под влиянием глубинных флюидов в том или ином виде давно высказывалась многими исследователями, такими как П. Термье; Д.С. Коржинский [117]; Ю.А. Кузнецов, А.Л. Яншин [125]; Ю.А. Кузнецов, Э.П. Изох [124]; В.Н. Шарапов, В.С. Голубев [239]; А.А. Маракушев, Е.Б. Яковлева [153]; Н.Л. Добрецов [82]; и др.]. М.Г. Руб [188] на основании исследования вулcano-плутонических комплексов Охотско-Чукотского и Приморского вулканических поясов пришла к выводу о вероятной коровой природе магматических очагов, служивших источником формирования андезито-диоритового и риолито-гранитного комплексов, и о вероятном разноярусном расположении этих магматических очагов.

П.Е. Бевзенко [17] на основе анализа магматических формаций Тихого океана и его складчатого обрамления пришел к заключению, что гранитоидные плутоны региона принадлежат к двум генетическим типам: ювенильно-интродуцированному и сиалически-коровому.

Экспериментальное доказательство возможного корового происхождения андезито-дацитов и дацитов приведено В.А. Ермаковым и др. [92]. Ими показано, что расплавы, образующиеся из амфиболитов при общем давлении 6 кбар и низком давлении воды, имеют состав андезито-дацитов, дацитов, содержащих равновесный амфибол.

Ко всему сказанному добавим, что анализ магматических ассоциаций Урала позволил Г.Б. Ферштатеру и Н.С. Бородиной [225] сделать вывод о двух типах гранитных магм: водонасыщенных анатектических, лишенных

эффузивных аналогов, и высокотемпературных, обедненных водой, сопровождающихся эффузивными комагматами.

Таким образом, современные представления о природе магм кислого состава допускают возможность как их мантийного, так и корового происхождения, многоярусность очагов магмообразования и наличие наряду с палингенными коровыми плутонами гранитоидов, лишенных эффузивных гомологов, комагматических вулканоплутонических ассоциаций кислого состава.

Выше было показано, что магматические породы кислого состава изученных нами вулканических систем локализованы в центральных частях этих систем, что выражено в увеличении как общей, так и относительной плотности магмопроявлений соответствующего состава (см. рис. 28, 30). Уже это одно отклоняет догму о фракционировании как основном механизме, обеспечивающем появление дацитов и риолитовых породных групп. Не менее важным обстоятельством, указывающим на неприемлемость признания универсальности фракционного механизма, является соотношение объемов вулканитов разного состава: чрезвычайно высокое относительное количество вулканитов и магмопроявлений кислого состава, не адекватное относительной активности соответствующих магм, независимо от того, какой из механизмов — кристаллизационная дифференциация или фракционирование при выплавлении принимается в качестве определяющего. По этой же причине невозможно признать ликвидацию определяющим процессом, формирующим породные группы кислого состава. Альтернативная позиция — анатексис, т.е. плавление соответствующего по составу субстрата, отвечающего гранодиоритовой — гранитной котектике, вызывает возражение, основанное на установленном геофизическими исследованиями факте отсутствия сплошного "гранитного" слоя по крайней мере в пределах Восточной, Юго-Восточной, Южной Камчатки [210]. Локализованность магмопроявлений кислого состава в пределах центральных частей центров эндогенной активности дает основание полагать, что формирование субстрата и магматических пород гранодиоритового (дацитового) и гранитного (риолитового) состава происходит сопряженно и что это следствие единого процесса.

Таким процессом признан процесс трансформации недр, находящихся в кристаллическом состоянии (метаморфизм) и трансформации магмы (магмометаморфизм) под влиянием подкоровых флюидов (сквозьмагматических растворов по Д.С. Коржинскому, интрателлурических потоков по Ю.А. Кузнецову и др.). Обязательным условием метаморфизма, как известно, является присутствие воды. Вместе с тем эффузивный характер магматизма кислого состава и определения температур гомогенизации включений в кристаллитах эффузивов [75, 76, 204] свидетельствуют о высоких температурах и "сухости" кислых магм, родоначальных для эффузивов кислого состава вулканических поясов.

Происхождение игнимбритов — одного из главных представителей кислого вулканизма — Г. Тазиев [212] связывает с активностью углекислоты. Физико-химические исследования, выполненные за последнее время по проблеме глубинных флюидов, позволили сделать ряд выводов. Прежде всего установлено, что наиболее активными компонентами флюидов являются CO_2 и H_2O . Далее, установлен рост активности углерода и рост восстановленности с глубиной. Установлено повышение активности CO_2 в областях, для которых сжатие является определяющим моментом геотектонического режима [152, 227]. Исследование поведения воды и углекислоты в магматических процессах позволило А.А. Кадик [103] сделать вывод об обогащенности нижних частей коры углекислотой. А.А. Кадик

пишет: "Глубинная дегазация основных магм может оказать влияние на условия зарождения вторичных ореолов кислых магм в вулканических областях. Плавление осадочно-метаморфических пород в присутствии флюидов с высокой концентрацией CO_2 должно привести к образованию высокотемпературных кислых магм с низкими содержаниями воды. Судя по исследованиям первичных включений в магматогенных минералах, именно это и характерно для кислых вулканитов" (с. 29). Таким образом, следует полагать, что формирование локализованных фрагментов — "блоков" "гранитной коры" и магм, исходных для вулканитов кислого состава, происходит при участии и под воздействием глубинных флюидов, главные компоненты которых — H_2O и CO_2 , причем активность CO_2 является определяющей для вулканизма кислого состава. Гомодромная направленность ритмов развития центров эндогенной активности прямо вытекает из модели вторичной природы очагов кислой магмы и является следствием реализации цепочки — активизация основной магмы — дегазация — активизация на более высоком ярусе кислой магмы. Формирование фрагментов-блоков "гранитной" (гранодиоритовой) коры в верхах "базальтового" (андезитового по валовому составу) слоя создает условия для возникновения многоярусного, многоочагового плавления, формирования магматического "столба" из независимых самостоятельных магм: мантийной-базальтовой, нижнекоровой-андезитовой, верхнекоровой-дацитов. Аналогичная концепция множественности магматических очагов, "сопряженности" магм разного состава, многоярусности магматических очагов высказывалась неоднократно [17, 22, 156]. Сопряженность и ярусное расположение очагов андезитовой и дацитовой магм объясняют обилие включений андезитового состава в дацитах экструзий (инъекция расплава в расплав), смешение магм разного состава, феномен гетеротакситовых лав [51, 52, 170].

Вероятно, транзитным характером и глубинной природой флюидов следует объяснить статистически одинаковую окисленность железа (и ее причину — фугитивность кислорода) в разноглубинных (разноярусных) породах базальтового, андезитового, дацитового и риолитового классов Паужетской и Корякско-Быстринской вулканических систем (рис. 46), которые вследствие разной глубинности формирования исходных для них магм должны были бы обладать разной окисленностью железа, если бы фугитивность кислорода определялась только глубиной генерации магм. Иную картину имеет соотношение окисленности железа в магматических породах Налачевского центра: риолиты здесь обнаруживают меньшую окисленность железа, нежели андезито-дацитовая группа (т.е. меньшую фугитивность кислорода — большую глубинность флюидов, ответственных за формирование риолитов?). Своеобразие риолитовой породной группы Налачевского центра обнаруживается и по некоторым другим петрохимическим характеристикам (см. рис. 43, 44). Ранее, при описании этой группы, было отмечено ее отличие от других породных групп, включая дацитовую, значительной дисперсией петрохимических показателей, различием таких показателей у риолитовых породных групп разных центров эндогенной активности, отклонением от петрохимической специализации, свойственной другим породным группам. Отличие риолитовой породной группы от дацитовой свидетельствует о том, что механизмы, формирующие эти две породные группы, несколько различны. Вместе с тем гистограммы распределения петрохимических признаков у породных групп изученных вулканических систем (см. рис. 43, 44) обнаруживают, что значимо отличные признаки у риолитовой породной группы повторяют и усугубляют тенденцию, проявленную у дацитовой группы, что подчер-

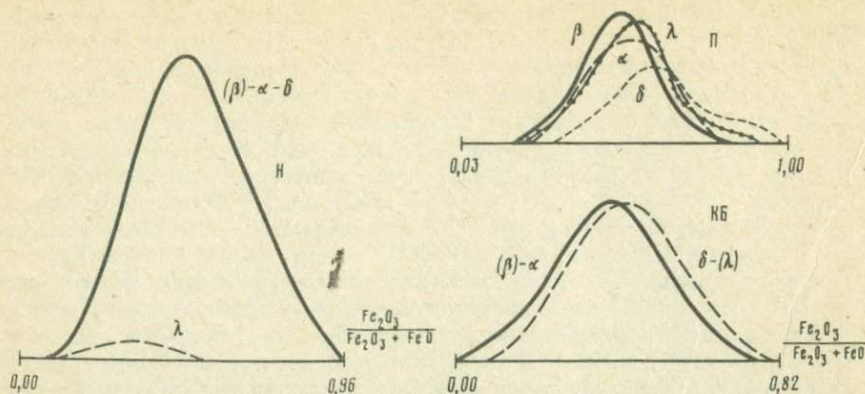


Рис. 46. Сглаженные гистограммы распределения отношения содержания окисного железа к сумме окисного и закисного железа в группах магматических пород Налчевского (Н), Паужетского (П), Корякско-Быстринского (КБ) центров эндогенной активности

кивает общность процессов формирования обеих групп при различной их интенсивности и глубине.

Определяющими процессами формирования магматических пород кислого состава нами признаны трансформация среды магмообразования и магмометаморфизм, поэтому можно допустить, что отличие дацитов и риолитовой породных групп вызвано и обусловлено различием вклада в их генезис двух вышеназванных процессов.

Малая дисперсия петрохимических признаков у дацитовой породной группы, близость дацитов разных центров по петрохимическим признакам, наследование дацитовой породной группой ряда петрохимических признаков андезитовой группы склоняют к признанию за дацитовой породной группой эвтектоидной природы, т.е. преобладания плавления трансформированной подготовленной среды. Напротив, большая дисперсия петрохимических признаков у риолитовой породной группы, различия риолитов разных центров по петрохимическим признакам, значительное отклонение риолитов от наследуемых другими породными группами петрохимических признаков свидетельствуют о значительном вкладе в формирование риолитовой породной группы магмометаморфизирующих процессов, при которых отсутствует такой лимитирующий состав фактор, как эвтектоидность.

Отметим, что наибольшую дисперсию в риолитовой породной группе, сравнительно с дацитовой, имеют SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O , Na_2O (см. рис. 37), т.е. следует полагать, что магмометаморфизм сопряжен с активностью кремния, алюминия, титана, калия, натрия.

Неоднородность риолитовой породной группы создается также вследствие отнесения к ней конвергентных аналогов, таких, как аплиты интрузивов, имеющих, вероятно, ликвационный генезис [154]. Ликвационное расслаивание вносит коррективы и в магмометаморфизирующие процессы при обогащении кислой магмы фтором [154].

Следует обратить внимание и на неоднородность дацитовой породной группы (см. рис. 38, 45). Причиной петрохимической неоднородности дацитовой группы является, вероятно, генетическая ее неоднородность: здесь и разная степень участия каждого из определяющих процессов формирования магм кислого состава и описанное разными авторами смешение магм.

Таким образом, в качестве наиболее приемлемой нами выбрана модель множественности магматических камер, возникающих и существующих на разных глубинных уровнях — ярусах как в первично расслоенной среде, так и в трансформированном — метаморфизованном субстрате. Помимо этих основных предпосылок существования устойчивых породных групп магматических пород в их генезисе заметная роль принадлежит, вероятно, магмометаморфическим преобразованиям, магматическому смешению, ликвации и процессам кристаллизационной дифференциации, увеличивающим дисперсию петрохимических признаков породных групп.

Если принятая нами модель верна, то ассоциативные (обобщенные) породные группы изученных вулканических систем следует объяснить несовершенной первичной расслоенностью недр либо подавленностью каких-то породных групп, что приводит к их "статистической ассимиляции" какой-либо соседней группой. Последнее может быть связано и с физической ассимиляцией в случае, когда гипертрофированный очаг плавления захватывает несколько "слоев". Так, верхнемантийно—нижнекоревый очаг, вероятно, будет иметь магму, по составу стремящуюся к гомогенному андезиту, что обеспечивается механизмами конвекции магмы и ассимиляции ею субстрата низов коры.

Исходя из таких представлений, мы полагаем, что ассоциация магматических пород Налачевской вулканической системы возникла в условиях слабо выраженной (зачаточной) расслоенности недр и обусловленной этой же причиной плохо выраженной локализации на разных ярусах (уровнях) очагов плавления. Другой особенностью Налачевского центра является слабая выраженность процессов формирования "гранитного" слоя. Реализация в пределах Паужетской вулканической системы всей гаммы магматических породных групп должна свидетельствовать о завершённой расслоенности недр и высокой активности корообразующих процессов — формировании "гранитного" слоя. Высокая представительность магмопроявлений кислого состава Корякско-Быстринской вулканической системы указывает на то, что "гранитный" слой здесь уже был сформирован, при этом подавленность базальтовой породной группы свидетельствует о значительной мощности коры, а проявленность всех породных групп дает основание сделать вывод о высокой степени расслоенности недр этой системы.

Разнообразие вероятного состояния недр, свидетельством которого являются различные типы ассоциаций магматических пород изученных вулканических систем, находится в полном соответствии с представлением о слоисто-блоковом строении коры и мантии под островными дугами — в зоне перехода океан—континент [42]. Различные состояния недр вулканических систем островных дуг можно представить как эволюционный ряд развития недр. В такой интерпретации состояние Налачевской, Паужетской и Корякско-Быстринской систем отражает "оформление" расслоенности недр и формирование гранитного слоя коры, т.е. процесс "созревания" недр. Совершенно очевидно, что время "созревания" недр несоизмеримо с ритмами развития вулканических систем и по своей временной масштабности однопорядково с развитием орогена.

В ы в о д ы

1. Методами математической статистики по петрохимическим признакам установлены четыре породные группы (класса) магматических пород изученных вулканических систем: базальтовая — содержание SiO_2 до 54,2% в пересчете на безводную породу, среднее содержание SiO_2 —

52,7%; андезитовая — содержание SiO_2 от 54,2 до 60,5%, среднее — 57,5%; дацитовая — содержание SiO_2 от 60,5 до 66,6%, среднее — 62,8%; риолитовая — содержание SiO_2 более 66,6%, среднее — 70,3%.

2. Существование устойчивых породных групп, объединяющих магматические породы широкого возрастного диапазона, значительно разобщенные территориально, может быть объяснено только выплавлением низкоплавких котектик в неоднородной, но определенным образом организованной, расслоенной среде.

3. Мы разделяем широко распространенное представление о базальтовой магме как мантийной выплавке. При этом природа базальтов двух типов — магнезиальных и глиноземистых — представляется связанной с расслоенностью мантии: обогащенностью верхнего ее слоя алюминием.

4. Применительно к изученным объектам более предпочтительной нам представляется модель корового происхождения андезитов, связанного с плавлением базальтового слоя — низов коры. При этом следует признать близость петрохимических черт сред, в которых формировались базальтовые и андезитовые магмы. Основу отличия этих сред составляет более высокое содержание кремнезема и щелочей в субстрате, служившем средой формирования андезитовой магмы.

5. Наиболее предпочтительной моделью генезиса кислых магм, не противоречащей наблюдаемой локализации магмопроявлений кислого состава в центральных частях вулканических систем, нам представляется модель локальной трансформации базальтовой коры под влиянием глубинных флюидов с образованием локализованных участков (линз) гранитной коры и плавления трансформированного субстрата. При этом различие дацитовой и риолитовой породных групп следует, вероятно, связывать с различной долей участия трансформации субстрата — среды магомобразования, лимитированной плавлением при достижении субэвтектического состава, и магмометаморфизма, продолжающего преобразование силикатного расплава.

6. Процессы кристаллизационной дифференциации, ликвации, фракционирования при плавлении, смешения магм, неоднократно доказанные, не могут сформировать устойчивые породные группы, представленные магматическими породами широкого возрастного диапазона, значительно разобщенными территориально. Указанные процессы накладываются на основные, определяющие существование устойчивых породных групп, увеличивая дисперсию их петрохимических признаков.

7. Одноименные породные группы разных вулканических систем не вполне идентичны по составу. В еще большей степени индивидуализированы ассоциации магматических пород разных вулканических систем, что отражает различие в состоянии и строении недр разных центров эндогенной активности — различие в степени их зрелости, которая определяется, вероятно, степенью расслоенности и степенью выраженности гранитного слоя.

МЕТАСОМАТИТЫ В ЦЕНТРАХ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ

При изучении геологических комплексов Паужетского, Корякско-Быстринского, Налачевского центров эндогенной активности было установлено широкое развитие метасоматитов трех классов: аргиллизитов, вторичных (метасоматических) кварцито-опалитов, пропилитов.

Ниже показаны особенности геологического положения и строения тел, вероятная природа метасоматитов указанных классов. Следует отметить известную условность разграничения метасоматитов, во-первых, потому что они имеют ряд общих фаций и, во-вторых, потому что между крайними представителями классов аргиллизитов и опалит-кварцитов прослеживается весь спектр переходов. Это указывает, очевидно, на общность механизма формирования метасоматитов разных классов и близкую их природу.

КЛАССИФИКАЦИЯ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КЛАССОВ И ГРУПП МЕТАСОМАТИТОВ

В основу классификации метасоматитов (выделения классов), в соответствии с общепринятыми взглядами, положен признак вещественного состава новообразований. Особенности геологического положения метасоматических тел составили естественные признаки и основание для выделения в пределах классов групп метасоматитов (табл. 11).

Аргиллизиты. По общепринятым представлениям [61] к аргиллизитам относятся гипогенные новообразования, представленные преимущественно глинистыми минералами.

По геологическому положению выделяются четыре группы аргиллизитов. Первая группа объединяет сложные по морфологии поля аргиллизитов, не принадлежащие к какой-либо конкретной вулканической постройке. Во вторую группу входят аргиллизиты, возникшие в связи с фумарольно-сульфатарной деятельностью вулканов и локализованные в пределах вулканических построек. Третья группа — это аргиллизиты, сопровождающие внедрение магматических тел: штоков, экстрюзий. Наконец, к четвертой группе мы отнесли аргиллизиты, составляющие внешнюю фацию метасоматических кварцито-опалитов. К этой же группе можно отнести околожильную аргиллизацию.

Аргиллизиты первой группы тяготеют, как правило, к центральным частям вулканических систем и формируются преимущественно на средних и заключительных стадиях ритмичных этапов, перед массовыми проявлениями магматизма кислого состава либо одновременно с ними. По крайней мере часть обширных — от сотен метров до километров в поперечнике — изометричных в плане массивов аргиллизитов среднего—верхнего миоцена, верхнего плейстоцена Паужетской вулканической системы, верхнего миоцена—нижнего плиоцена Налачевской вулканической системы и среднего миоцена Корякско-Быстринской вулканической системы относятся к этой группе аргиллизитов (см. рис. 5 б, з, 15 б, 21 б). Тяготеют метасоматиты этой группы к зонам повышенной трещиноватости или к пересечениям таких зон. В массивах аргиллизитов этой группы сильно измененные участки чередуются с участками слабых изменений, в центральных частях массивов встречаются целики неизмененных пород. Мозаичное распределение измененных участков определяется строением сетки трещин, вмещающих газово-жидкий теплоноситель и создающих пути его циркуляции.

Классификация метасоматитов Паужетского, Налачевского, Корякско-Быстринского центров эндогенной активности

Классы	Группы
I. Аргиллизиты	<ol style="list-style-type: none"> 1. Сложные по морфологии поля аргиллизитов, не принадлежащие к какой-либо конкретной вулканической постройке. 2. Аргиллизиты, локализованные в пределах вулканических построек, возникшие в связи с фумарольно-сульфатарной деятельностью. 3. Аргиллизиты, сопровождающие внедрение магматических тел: штоков, экзтрузий. 4. Аргиллизиты, составляющие внешнюю фацию метасоматических кварцитов-опалитов.
II. Вторичные (метасоматические) кварциты-опалиты	<ol style="list-style-type: none"> 1. Массивы или сообщества метасоматических тел сложной морфологии, приуроченные к штокам, экзтрузиям, взрывным аппаратам или вулканам кислого состава. 2. Ареалы трещинных метасоматитов, пространственно ассоциированные с экзтрузиями, взрывными аппаратами, вулканами либо роями даек кислого состава. 3. Ареалы трещинных метасоматитов, ассоциированные с сообществами силлов, даек диоритов, слагающих рвущие тела, вулканов. 4. Трещинные опалиты, тяготеющие к околожерловым зонам вулканов андезито-базальтового, андезитового состава.
III. Пропилиты	<ol style="list-style-type: none"> 1. Массивы пропилитов, ассоциированные с интрузиями (сообществами силлов, даек), штоками, экзтрузиями как основного, так и кислого состава. 2. Пропилиты, составляющие периферийные фации метасоматических кварцитов-опалитов и аргиллизитов.

Новообразования массивов аргиллизитов первой группы представлены преимущественно монтмориллонитом, в меньшей степени каолинитом; нередки цеолиты, пирит, опал, гипс, карбонаты, гидрослюды. Формирование аргиллизитов первой группы протекает с выносом (частичным перераспределением) практически всех петрогенных элементов; в новообразованную породу привносится только калий (рис. 47, 1 и 48).

Аргиллизиты второй группы не обнаруживают сколько-нибудь заметных пространственных или временных особенностей, хотя массивы аргиллизитов средних стадий ритмов имеют, возможно, большие размеры, сравнительно с их аналогами, формировавшимися на начальных и заключительных стадиях ритмов (см. рис. 5е, 15е, 2). Масштабы и интенсивность аргиллизации на вулканах находятся в прямой связи со степенью дифференциации их лав (верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые вулканы Третьей речки, Дед и Баба Паужетской вулканической системы, средне-верхнеплейстоценовые вулканы Арик, Ааг и Дзэндзур Налачевской вулканической системы и др.). Размеры массивов аргиллизитов на вулканах достигают в поперечнике 1,5–2 км. Форма, как правило, изометричная, однако нередко встречаются крупные линзовидные тела зонального строения, протяженностью до нескольких сотен метров, контролируемые линейными зонами трещиноватости. Центральные зоны таких тел представлены глинистыми новообразованиями, внешне — аргиллизитами, в различной мере развитыми по исходным породам, на периферии развита пропилитизация.

Преобладающими новообразованными минералами аргиллизитов этой группы являются каолинит, монтмориллонит, алунит, гипс, нередко опал, пирит, карбонаты. В ходе формирования на вулканах аргиллизитов вто-

рой группы — фумарольно-сульфатарных — происходит вынос всех петрогенных элементов. Однако в ряде случаев отмечалось отсутствие миграции либо увеличение содержания суммарного железа, кальция, калия. Это является, вероятно, следствием местной миграции и локальной концентрации этих элементов под воздействием агрессивных газов, циркулирующих по трещинным каналам в теле вулкана.

Аргиллизиты третьей группы формируются преимущественно на заключительных стадиях ритмов или в конце аритмичных этапов и связаны обычно с магматическими телами кислого состава — андезито-дацитами, дацитами, риолито-дацитами. Аргиллизиты этой группы тяготеют либо к центральным зонам вулканических систем, либо, в случае многоцентровых систем, к их периферическим центрам (см. рис. 5г,з,и, 21, в). Аргиллизация развивается в экзоконтактах экструзий и магматических штоков, контролируется субкольцевой трещиноватостью, силлами, дроблением, которыми сопровождается внедрение магматических тел. Форма тел метасоматитов кольцевая, субкольцевая, дуговая; размеры в какой-то степени зависят от размеров контролирующих их тел и достигают иногда нескольких километров. Строение метасоматических тел преимущественно мозаичное. Новообразования представлены монтмориллонитом, опалом, пиритом, карбонатами.

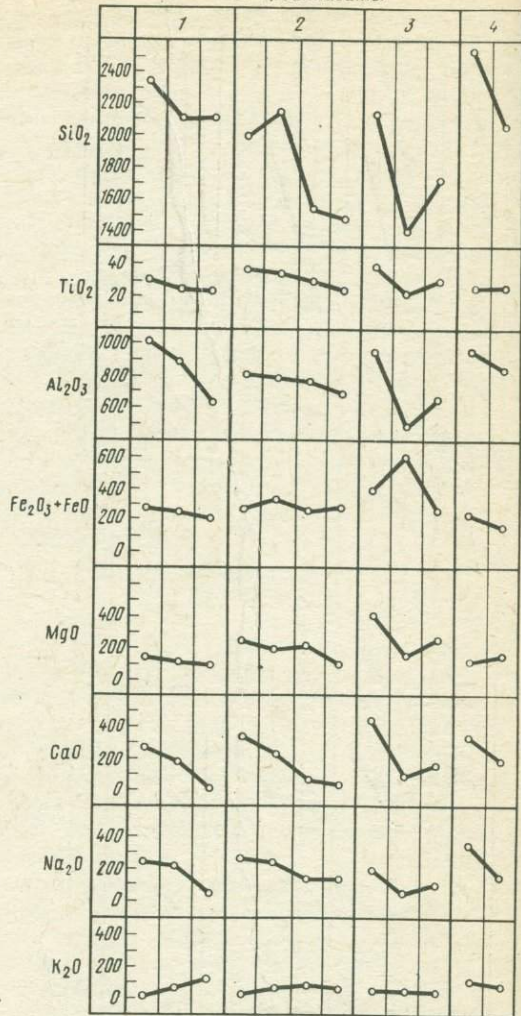
Формирование аргиллизитов третьей группы сопровождается выносом всех петрогенных элементов, реже частичным их перераспределением — локальной концентрацией. Формирование аргиллизитов этой группы обязательно газовым струям, сопровождающим внедрение экструзивных тел и магматических штоков.

Аргиллизиты четвертой группы возникали повсеместно и на разных стадиях ритмов, кроме начальных. Встречаются они в телах вулканов близ их жерловых частей, однако чаще образуют ареалы около экструзий андезито-дацитов, дацитов, риолито-дацитов либо близповерхностных интрузий диоритовых порфиритов. Аргиллизиты этой группы локализируются по трещинным зонам, зонам брекчирования, смятия, образую внешнюю фацию линзообразных тел опалитов-кварцитов различных размеров. Мощность таких зон аргиллизации составляет обычно метры — десятки метров; степень метасоматических изменений уменьшается от центральных частей тел к периферии. Новообразования представлены преимущественно монтмориллонитом, каолинитом, опалом, пиритом. При формировании аргиллизитов четвертой группы происходит преимущественный вынос, реже локальная концентрация большинства петрогенных элементов, лишь калий ведет себя не однозначно, обнаруживая одинаковые тенденции выноса и привноса. Образование этих аргиллизитов связано с циркуляцией по трещинам газогидротерм.

Таким образом, аргиллизиты всех четырех групп формируются под воздействием газогидротерм, циркулирующих по трещинным каналам. Новообразованные минералы аргиллизитов всех указанных групп образуют сходные ассоциации. Сравнение поведения каждого из петрогенных элементов в ходе формирования аргиллизитов всех групп было выполнено как статистическое сравнение независимых выборок согласно критерию Краскела-Валлиса [96]. Каждая из выборок представляет величину и направление миграции определенного петрогенного элемента в определенной группе метасоматитов. Согласно выполненному оцениванию на уровне значимости 0,20, однородными признаны выборки, описывающие миграцию кремния, алюминия, суммарного железа, магния, натрия. Выборки, описывающие миграцию кальция и калия, оценены как неоднородные, однако проверка "0"-гипотезы показала по обоим выборкам статистическую

Рис. 47. Привнос — вынос петрогенных элементов (содержание указано в атомных количествах в 1 см^3 породы) при формировании конкретных массивов метасоматических аргиллизитов (I), метасоматических кварцитов-опалитов (II), пропилитов (III)

1 — поля аргиллизитов: 1 — не принадлежащие к какой-либо конкретной вулканической постройке, 2 — локализованные в пределах вулканических построек, возникшие в связи с фумарольно-сульфатной деятельностью, 3 — сопровождающие внедрение магматических тел: штоков, экструзий; 4 — составляющие внешнюю фацию метасоматических кварцитов-опалитов; II — кварциты-опалиты: 1 — приуроченные к штокам, экструзиям, взрывным аппаратам или вулканам кислого состава; 2 — трещинные, пространственно ассоциированные с экструзиями, взрывными аппаратами, вулканами либо роями даек кислого состава; 3 — ассоциированные с сообществами силлов, даек диоритового состава; 4 — трещинные опалиты, тяготеющие к околожерловым зонам вулканов андезитового, андезитового состава; III — пропилиты: 1 — ассоциированные с интрузиями диоритового состава; 2 — составляющие периферийную фацию массивов аргиллизитов или кварцитов-опалитов.

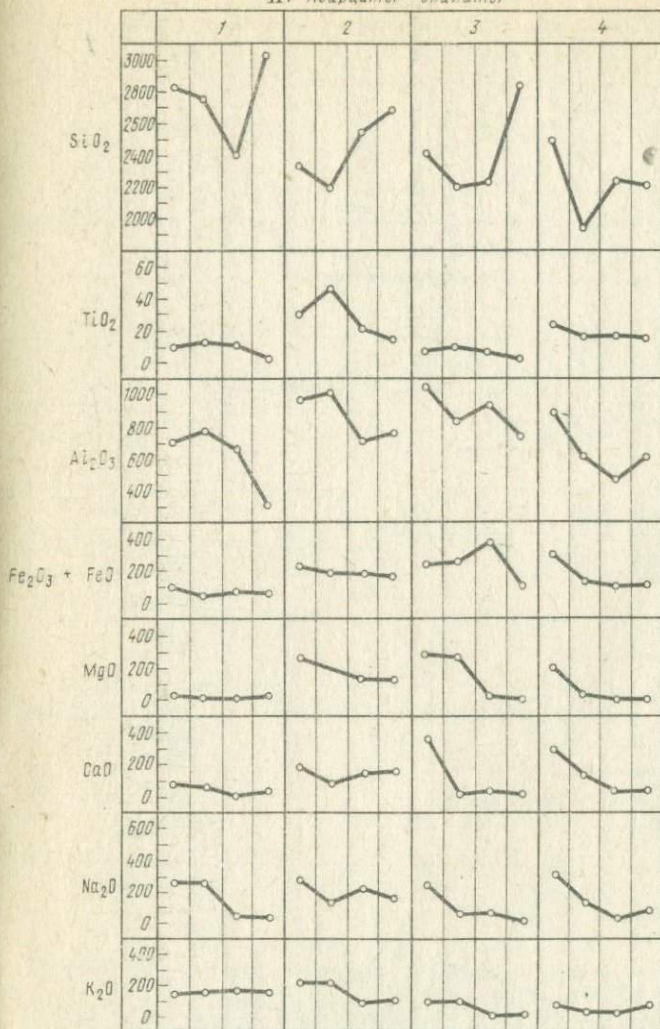


однозначность характера миграции петрогенного элемента в каждой из них: вынос по всем группам аргиллизитов кальция и нулевую миграцию калия.

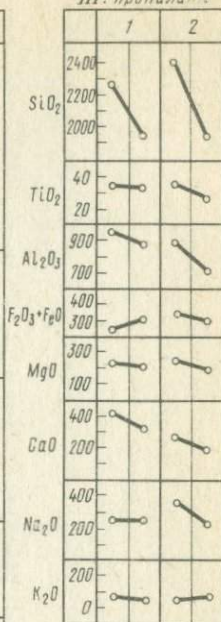
Отмеченное сходство ассоциаций новообразованных минералов и однозначный характер миграции петрогенных элементов во всех четырех группах аргиллизитов позволяют признать их генетически едиными образованиями, несмотря на различия в строении (мозаичное, зональное), размерах, форме метасоматических тел, характере их связи с магмопроявлениями, месте и времени формирования в центрах эндогенной активности.

Вторичные (метасоматические) кварциты-опалиты. К этому классу метасоматитов мы относим гипогенные новообразования с постоянным присутствием кварца, халцедона или опала, глинистых минералов и сульфидов (преимущественно пирита).

II. Кварциты - опалиты



III. Пропилиты



По геологическому положению выделяются четыре группы метасоматических кварцитов-опалитов. К первой группе отнесены крупные метасоматические массивы или сообщества метасоматических тел сложной морфологии, приуроченные к штокам, экструзиям, эксплозивным аппаратам или вулканам кислого состава. Вторая группа объединяет ареалы трещинных метасоматитов, пространственно ассоциированные с экструзиями, эксплозивными аппаратами, вулканами либо роями даек кислого состава. Третья группа — это ареалы трещинных метасоматитов, ассоциированные с сообществами силлов и даек диоритов, представляющих собой близповерхностные интрузии. Наконец, к четвертой группе мы отнесли преимущественно трещинные опалиты, тяготеющие к ожоженным зонам вулканов андезито-базальтового и андезитового состава.

Вторичные кварциты-опалиты первой группы формировались преимущественно в условиях метасоматизации.

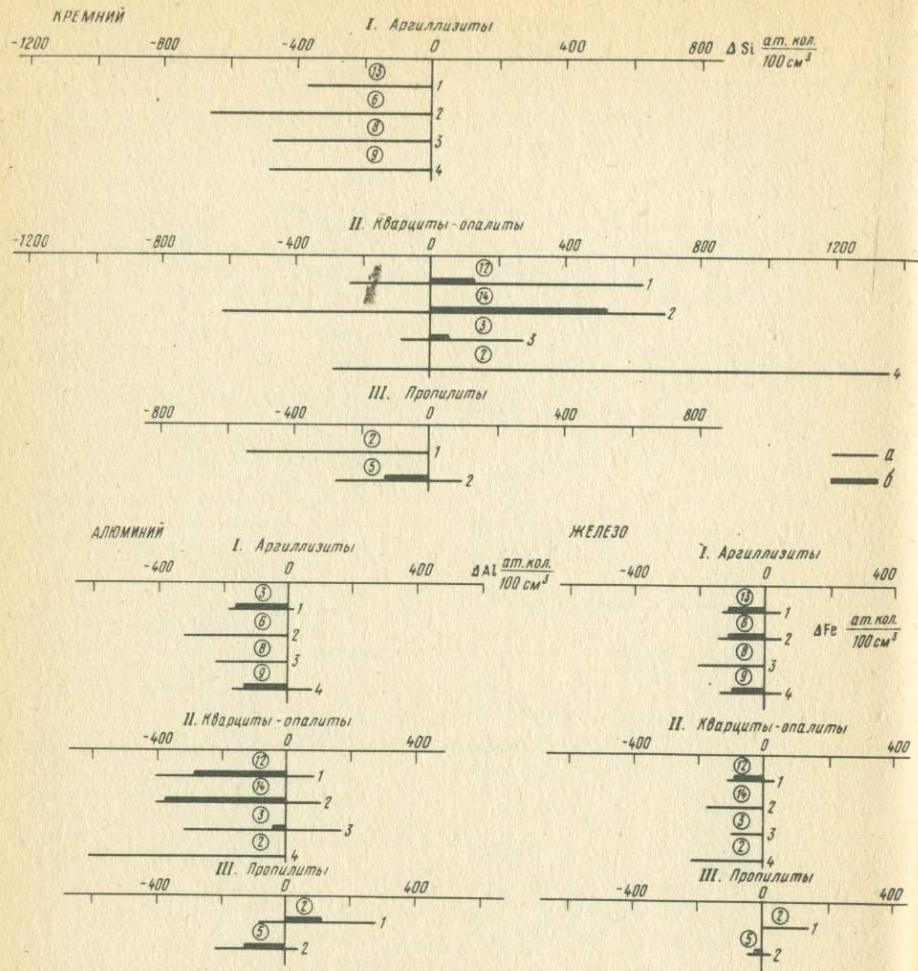
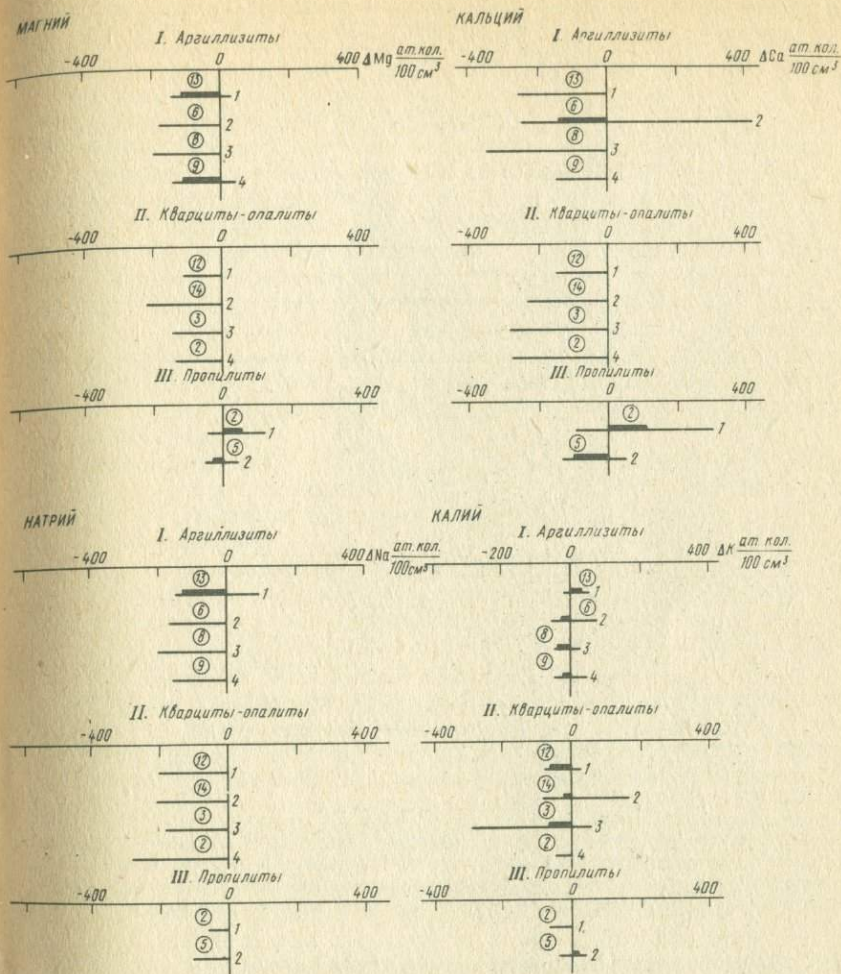


Рис. 48. Групповое статистическое оценивание поведения — миграции кремния, алюминия, железа, магния, кальция, натрия, калия

I — при формировании полей аргиллизитов: 1 — не связанных с какой-либо конкретной вулканической постройкой, 2 — локализованных в пределах вулканических построек, 3 — сопровождающих внедрение магматических штоков, экзтрузий, 4 — составляющих внешнюю фацию метасоматических кварцитов-опалитов; II — при формировании массивов или сообществ тел метасоматических кварцитов: 1 — приуроченных к вулканическим магмопроявлениям кислого состава, 2 — трещинных, составляющих ареалы, простран-

ственно в конце ритмичных этапов и на заключительных, реже — средних стадиях ритмов развития вулканических систем, в их центральных частях либо (в случае многоцентровых систем) в периферийных центрах (см. рис. 5, б, г, 15, б, 21, б).

Крупные метасоматические тела этой группы обычно обладают линзовидной формой, по простиранию и падению достигают 250–300, а по мощности — 100 м и более (см. рис. 10, 22). Характерно зональное строение таких тел. Внутреннюю зону составляют кварциты и опалиты, во внешней зоне развиваются аргиллизиты, сменяющиеся на периферии пропилитами



ственно ассоциированные с вулканическими магмопроявлениями кислого состава, 3 — трещинных, ассоциированных с дайками диоритового состава; 4 — трещинных опалитов, тяготеющих к околожерловым зонам вулканов андезито-базальтового, андезитового состава; III — при формировании массивов пропилитов: 1 — ассоциированных с интрузиями диоритового состава, 2 — составляющих периферийные фации метасоматических кварцитов-опалитов и аргиллизитов. Цифры в кружках — количество анализированных зон: а — максимальные значения привноса или выноса; б — средние арифметические от значений миграции петрогенных окислов

в тех случаях, когда глубина формирования метасоматических тел составляет не менее 200–300 м. Внутренняя зона метасоматических тел неоднородна и состоит обычно из ряда чередующихся параллельных тел опалит-кварцита и опалит-аргиллизита мощностью от первых метров до одного—двух десятков метров. Крупные метасоматические тела этой группы обычно образуют сообщества (рис. 49). Субпараллельная либо перпендикулярная ориентировка метасоматических тел, а также прямые наблюдения свидетельствуют об их приуроченности к зонам брекчирования или повышенной трещиноватости и узлам пересечения этих зон. Наряду

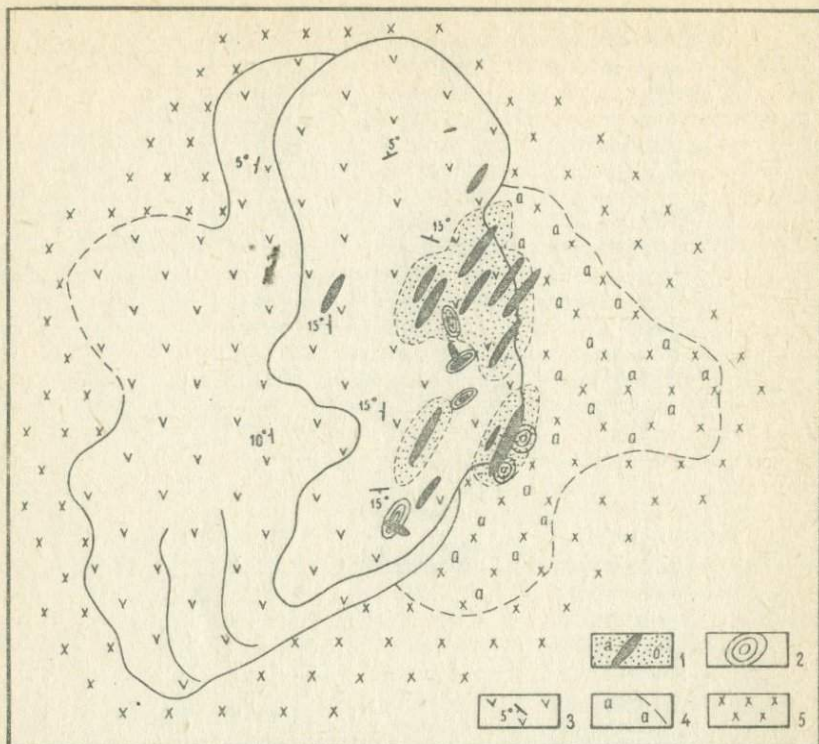


Рис. 49. Сообщество тел метасоматических кварцитов, приуроченное к вулкану кислого состава

1 — метасоматические кварциты (а) и их внешняя аргиллизитовая фация (б); 2 — заключительные экструзии андезито-дацитового состава; 3 — лавы и лавобрекчи кислого (дацито-риолитового) вулкана и их залегание; 4 — аргиллизиты, образовавшиеся до формирования кислого вулкана; 5 — лавы, лавобрекчи стратовулкана андезито-базальтового состава, составляющие основание кислого вулкана

с обособленными крупными линзовидными телами или их сообществами метасоматические кварциты-опалиты первой группы образуют изометричные, субкольцевые, кольцевые массивы, размеры которых могут достигать внушительной величины — одного и более квадратных километров по площади сечения земной поверхностью (см. рис. 13, 14, 17, 19). Такие массивы опалитов-кварцитов, как правило, развиваются по экструзиям, эксплозивным центрам, магматическим штокам кислого состава, замещая их почти полностью, кроме небольших блоков-реликтов. Иногда такие массивы имеют субкольцевое или кольцевое строение, развиваясь в эндо-экзоконтактной зоне экструзий и оставляя неизменной их центральную часть.

Изометричные метасоматические массивы построены зонально: внутреннюю кварцит-опалитовую область окружает кольцо аргиллизитов, за которыми могут следовать пропилиты.

Метасоматиты этой группы характеризуются массовым развитием новообразований кварца, опала, каолинита, монтмориллонита, гидрослюд, реже отмечаются рутил, пирит. При этом выносятся основная масса петрогенных элементов, привносится кремний, в редких случаях — калий

(см. рис. 47, // и 48). Формирование кварцитов-опалитов первой группы начинается после внедрения экструзий или иных проявлений кислого вулканизма под воздействием газогидротерм, мигрирующих по трещинным каналам вблизи эруптивных центров.

Вторичные кварциты-опалиты второй группы — представленные ареалами трещинных метасоматитов, пространственно ассоциированных с экструзиями, эксплозивными аппаратами, вулканами либо роями даек кислого состава — родственны опалитам-кварцитам первой группы и отличаются от них лишь некоторой удаленностью от магматических тел. Поэтому характеристики метасоматитов обеих групп во многом сходны. Линзовидные тела метасоматитов второй группы отличаются меньшими размерами (метры — первые десятки метров по простиранию и падению, десятки сантиметров — первые метры по мощности); эти породы развиваются по зонам брекчирования и трещиноватости (см. рис. 23), отстоящим на сотни и тысячи метров от основных метасоматических тел, но, вероятно, синхронно с ними.

Метасоматиты этой группы имеют зональное строение тел. Центральную часть составляют новообразования опала, каолинита, монтмориллонита, пирита. Во внешней зоне развиты аргиллизиты, на периферии в некоторых случаях — пропилиты.

В ходе формирования тел метасоматитов этой группы, происходившего под воздействием газогидротерм, циркулировавших по трещинным зонам дробления, из исходных пород выносились почти все породообразующие элементы. Калий не обнаружил значимых тенденций выноса или привноса. В поведении кремния преобладал привнос.

Вторичные кварциты-опалиты третьей группы, представленные ареалами трещинных метасоматитов, ассоциированных с сообществами силлов, даек пород диоритового состава, обнаруживаются на ранних этапах (как ритмичных, так и аритмичных) развития вулканических систем и в центральных частях либо в периферийных центрах (см. рис. 7, 13, 17, 31). Размеры линзовидных тел метасоматитов этой группы достигают 300—500 м по простиранию и 40—50 м мощности. Метасоматические тела, как правило, азональны, состоят из агрегата опала, кварца, каолинита, монтмориллонита, пирита. По периферии в некоторых случаях развиты пропилиты. В процессе формирования метасоматитов выносятся все петрогенные элементы; привносится кремний. Однако привнос и вынос вещества здесь не так отчетлив и однозначен, как в случае кварцитов и опалитов первых двух групп. Образование аргиллизит-кварцит-опалитов, несомненно, связано с циркулирующей газогидротерм по трещинным зонам.

Вторичные кварциты-опалиты четвертой группы, развитые по трещинам в околожерловых зонах вулканов андезито-базальтового и андезитового состава, проявлены довольно широко и монотонно во времени и пространстве. Однако наиболее широко метасоматиты этой группы развиты в молодых геологических комплексах, где они наименее затронуты эрозией. Форма метасоматических тел этой группы, как правило, линзовидная; протяженность по простиранию до 400 м, мощность до 50 м, строение зональное. Центральные зоны сложены преимущественно опалом. В меньших количествах (первые проценты) отмечаются гипс, ярозит, алунит, каолинит, монтмориллонит, гематит, редко — пирит. Во внешних зонах развиты аргиллизиты (см. рис. 18). Формирование опалитов этой группы происходит также под воздействием вулканических газов, при этом выносятся практически все петрогенные элементы, кроме кремния, проявляющего тенденцию к накоплению.

Метасоматические кварциты-опалиты описанный четырех групп форми-

руются в разных геологических обстановках, в различное время, в связи с разными магмопроявлениями, имеют различную форму, размеры и строение. Однако все они формируются под воздействием газогидротерм, циркулирующих по трещинным каналам и полостям брекчированных зон, все они имеют близкий минералогический состав центральных зон, сходны по поведению петрогенных элементов (согласно критерию Краскела-Валлиса, каждая из четырех выборок, характеризующих поведение в процессе метасоматоза ведущих петрогенных элементов — кремния, алюминия, железа, натрия, калия, на уровне значимости 0,2, признается принадлежащей к одному распределению). Из этого следует, что метасоматические кварциты-опалиты, независимо от их геологического положения, генетически единые образования.

Сравнение метасоматитов обоих описанных классов — аргиллизитов и метасоматических кварцитов-опалитов устанавливает их определенную близость: формирование тех и других под воздействием газогидротерм, наличие промежуточных по составу метасоматитов типа аргиллизит-опалитов и фациальных разностей, свойственных обоим классам (аргиллизиты — класс метасоматитов и аргиллизиты — фацция кварцитов-опалитов), близкие минералогический состав и характер поведения петрогенных элементов (рис. 50). Как видно на графиках, образование метасоматитов обоих классов проходит с выносом почти всех петрогенных элементов. Различается лишь поведение кремния и калия: при формировании аргиллизитов эти элементы выносятся, а в случае образования кварцитов-опалитов кремний привносится, а калий значимой миграции не обнаруживает. По-видимому, оба класса метасоматитов представляют собой генетически близкие образования.

Пропилиты. К этому классу метасоматитов мы относим гипогенные новообразования, представленные хлоритом, карбонатами, эпидотом, кварцем, альбитом, адуляром, цеолитами, сульфидами (преимущественно пиритом).

По геологическому положению выделяются две группы пропилитов. К первой группе относятся значительные по масштабам массивы пропилитов, ассоциированные с интрузиями (сообществами силлов, даек), реже штоками, экструзиями как основного, так и кислого состава. Ко второй группе мы отнесли пропилиты, составляющие периферийные фации метасоматических кварцитов-опалитов и аргиллизитов.

Массивы пропилитов первой группы приурочены к геологическим комплексам, сформированным на ранних (ритмичных или аритмичных) этапах развития вулканических систем (см. рис. 2, 6, 12, 16, 20, 24, 31) и расположенных как в их центральных частях, так и на их периферии (см. рис. 5, б, е, 15, а, б, 21, а, б). Массивы пропилитов имеют изометрическую форму и достигают в поперечнике нескольких километров (см. рис. 7, 13, 17, 19). В строении массивов не отмечено зональности, но количество новообразованных минералов падает по направлению к их периферии. Состав новообразований при пропилитизации указан выше. Характер миграции петрогенных элементов отличается нестабильностью и противоречивостью (см. рис. 47, III и 48). Пропилитизации подвергаются в большей мере пористые, в меньшей — массивные нетрециноватые породы. Вероятно, пропилитизация возникает при участии поровых растворов, а не через посредство потока газогидротерм.

Пропилиты второй группы, составляющие периферийные фации метасоматических кварцитов-опалитов и аргиллизитов, отмечены в геологических комплексах ранних этапов развития вулканических систем, эродированных на значительную глубину, составляющую сотни метров. Мощ-

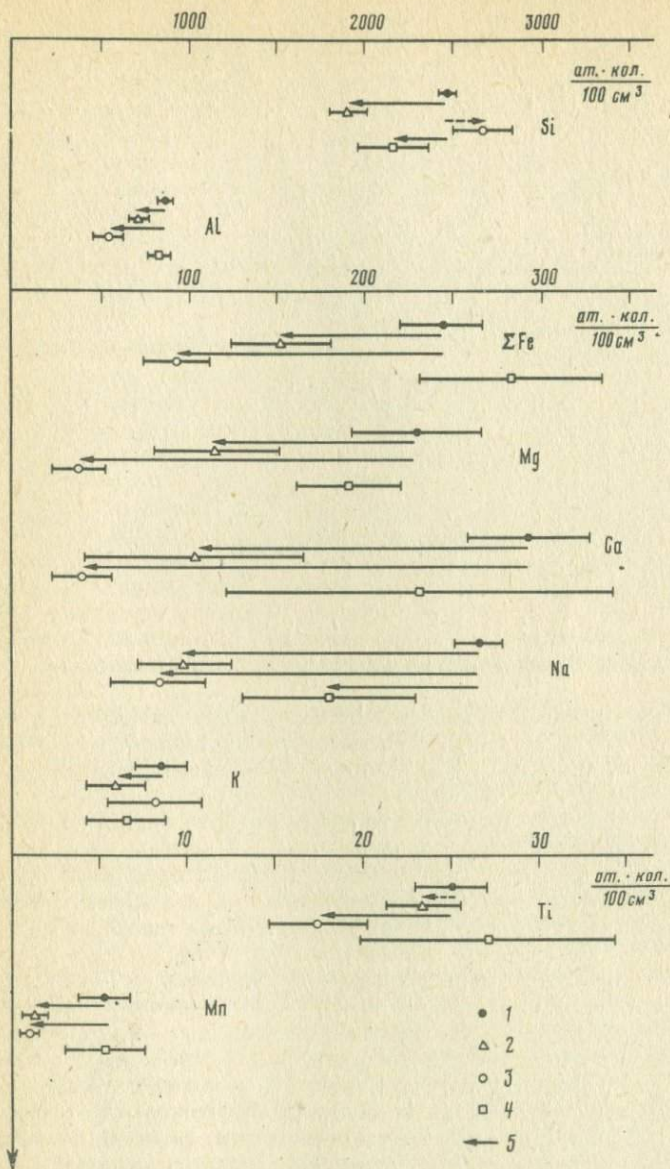


Рис. 50. Статистическое оценивание характера миграции петрогенных элементов при формировании метасоматических аргиллизитов, кварцитов, пропилитов

1 — среднее арифметическое (и 95% доверительный интервал) значений содержания соответствующего элемента в исходных породах; 2 — то же в аргиллизитах; 3 — то же, в кварцитах-опалитах; 4 — то же, в пропилитах; 5 — величина миграции соответствующего элемента при значимо различных средних в исходных породах в метасоматитах

ность зон пропилизации достигает десятков, иногда сотен метров (см. рис. 22, 23). Новобразования представлены теми же минералами, что и в пропилитах первой группы. Количество новообразованных минералов убывает по мере удаления от основного метасоматического тела. Поведение петрогенных элементов в ходе формирования пропилитов второй группы нестабильное и противоречивое, такое же, как у пропилитов первой группы. Положение пропилитов второй группы как периферийной фации аргиллизитов или кварцитов-опалитов указывает на то, что эти пропилиты являются продуктом, опосредованно связанным с воздействием на исходные породы газогидротерм, фильтрующихся по зонам трещиноватости и дробления. Об этом же свидетельствуют пропилиты, связанные с кварцевыми жилами, сопровождаемыми (развитыми в эндо- и экзоконтактных зонах) некоторые интрузии диоритового — гранодиоритового состава.

Сходное аazonальное строение, одинаковый минералогический состав новообразований, одинаковое "противоречивое" поведение петрогенных элементов при формировании метасоматитов указывают на генетическое единство пропилитов обеих групп. Очевидно также, что определенная близость связывает пропилиты с метасоматитами других классов. На это указывает прямая связь пропилитов с аргиллизитами и кварцитами-опалитами, ассоциации метасоматитов всех трех классов с экструзиями и интрузиями, принадлежность их к вулканическим системам — центрам эндогенной активности.

ВЕРОЯТНАЯ ПРИРОДА КЛАССОВ МЕТАСОМАТИТОВ

Общие черты, объединяющие аргиллизиты, метасоматические кварциты-опалиты и пропилиты, и различия, определяющие границы классов, указывают как на общность, так и на индивидуализированность природы метасоматитов разных классов. Прежде всего возникает вопрос о природе превращений, ведущих к возникновению на месте исходных пород тех или иных новообразований.

Сущность аргиллизации — образование в основном глинистых минералов [48], в меньшей мере — опала и гидрослюд, т. е. ассоциации минералов, близкой ассоциации минералов коры выветривания [162, 173], более устойчивых в близповерхностных условиях, чем магматические минералы, находившиеся в этих же условиях в метастабильном состоянии. Агенты активации во всех случаях метасоматической аргиллизации — температура и кислотно-щелочные свойства газогидротерм.

Метасоматические преобразования при аргиллизации ведут к выносу всех петрогенных элементов (см. рис. 48, 50), т. е. имеет место открытая система, в которой все петрогенные элементы вполне подвижны при низких химических потенциалах. Расчеты, выполненные различными авторами [32, 105], показали, что формирование аргиллизитов протекает с потерей внутренней энергии, т. е. с экзотермическим эффектом. Это свидетельствует о правильности предположения, что газогидротермы, вызывающие аргиллизацию, это только агенты активации.

Зональное, преимущественно симметричное строение метасоматических тел вторичных кварцитов-опалитов с внешней зоной аргиллизитов и опалит-кварцевым ядром свидетельствует об активной роли центрального — внутреннего элемента.

Термодинамические расчеты, выполненные на основе метасоматических колонок аналогичных тем, которые наблюдались нами при изучении вторичных кварцитов-опалитов, показали, что удельная внутренняя энергия

центральных, кварцит-опалитовых, зон этих метасоматитов превосходит удельную внутреннюю энергию внешних зон и исходных пород [105].

Поскольку разрастание кварцит-опалитовых зон происходит за счет внешних аргиллизитовых зон, характер реакций при кварцитообразовании опалитизации следует признать эндотермическим, как это следует из термодинамических расчетов [32]. Таким образом, роль газогидротерм в кварцитообразовании и опалитизации (в отличие от аргиллизации) заключается в переводе системы на относительно более высокий энергетический (термодинамический) уровень.

Статистический расчет баланса вещества при кварцитообразовании-опалитизации (см. рис. 48, 50) показывает, что формирование метасоматитов этого класса протекает с выносом алюминия, титана, железа, марганца, магния, кальция, натрия и с привносом кремния и, возможно, калия.

Экспериментальное моделирование показывает, что формирование метасоматических колонок с внешними зонами, представленными аргиллизитами и пропилитами, а внутренними — опалитами и кварцитами, происходит при высоком химическом потенциале кремния — привносе кремния [237, 238]. Следовательно, при формировании метасоматитов класса опалитов-вторичных кварцитов имеет место открытая система с привносом энергии, кремния, возможно калия и выносом остальных петрогенных элементов.

Следует заметить, что формирование метасоматитов обоих классов — аргиллизитов и опалитов-кварцитов — происходит в потоке газогидротерм, содержащем водород, серу, углерод, хлор, фтор и другие элементы [97], слабо фиксируемые в породах.

Статистическая оценка баланса вещества при пропилитизации (см. рис. 50) обнаруживает отсутствие миграции подавляющего большинства породообразующих элементов.

Ассоциации новообразованных при пропилитизации минералов, равновесных метаморфизирующим растворам, указывают на слабощелочной — слабокислый — нейтральный состав последних. Вероятно, основным фактором метасоматических преобразований (агентом активации) при пропилитизации является температура, достигающая $350-370^{\circ}\text{C}$ [137, 192]. Сами же метасоматические преобразования при пропилитизации носят характер перехода от метастабильных высокотемпературных минеральных ассоциаций к стабильным при температуре ниже $350-370^{\circ}\text{C}$; очевидно превращения протекают с экзотермическим эффектом в условиях закрытой системы.

Некоторые элементы различия природы метасоматитов разных классов представляют для наших построений особый интерес. Это прежде всего закрытый характер системы при пропилитизации и открытый — при аргиллизации и формировании метасоматических кварцитов-опалитов. Другим важным элементом этого различия является различие в характере газогидротерм, формирующих аргиллизиты и метасоматические кварциты-опалиты: низкий химический потенциал всех петрогенных элементов в первых и высокий потенциал кремния и, возможно, калия во вторых.

АССОЦИАЦИИ МЕТАСОМАТИТОВ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ В ЦЕНТРАХ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ

При описании закономерностей строения и развития центров эндогенной активности (гл. III) было показано, что в пределах ритмов развития вулканических систем постадийно хорошо коррелируются удельные объемы вулканитов и удельные площади аргиллизитов, т. е. объемы вулканитов и площади аргиллизитов, отнесенные к продолжительности (длительности)

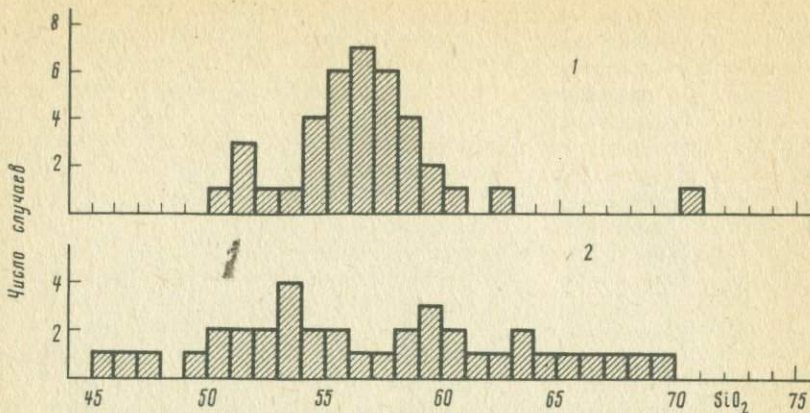


Рис. 51. Гистограммы распределения содержания SiO_2 в породах, по которым сформировались метасоматические кварциты-опалиты (1) и аргиллизиты (2)

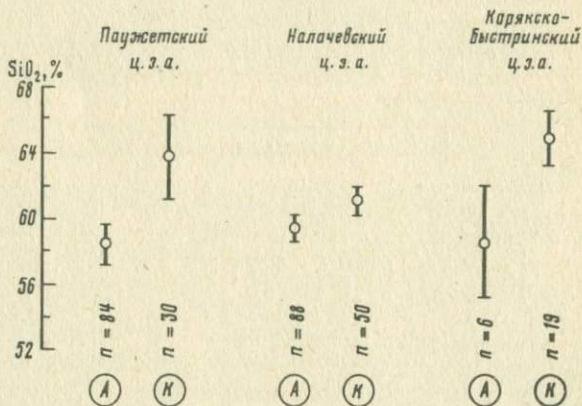


Рис. 52. Статистическая связь аргиллизитов (А) и кварцитов (К) с магмопроявлениями разного состава
 n — число анализов

соответствующих стадий (см. рис. 32, 1 и 3). Также хорошо коррелируются относительные объемы кислых вулканитов (отнесенные к общим объемам вулканитов) и относительные площади развития вторичных кварцитов-опалитов (т. е. их отношения к общим площадям развития метасоматитов). Связь метасоматических кварцитов-опалитов и магмопроявлений кислого состава выражена также в преимущественной локализации тех и других в центральных частях вулканических систем (см. рис. 25, 26, 27, 28). При этом кварциты-опалиты не отличаются избирательностью развития по магматическим породам кислого состава. Как показывают гистограммы (рис. 51), составы пород, исходных для аргиллизации и развития метасоматических кварцитов-опалитов, статистически неразличимы. Нулевая гипотеза — о равенстве функции распределения значений обеих выборок — принимается согласно критерию Уилкоксона, Манна, Уитни (с уровнем значимости более 0,3). Поэтому статистически значимую связь метасоматических кварцитов-опалитов и магматических проявлений более кислого

состава, чем магмопроявления, несущие аргиллизацию (рис. 52), следует понимать только как выражение генетической (парагенетической ?) связи.

Конкретизируем характер связи метасоматитов различных классов и групп и магматических проявлений. В известных нам случаях поля аргиллизации, не принадлежащие к какой-либо конкретной вулканической постройке, определяют становление небольших самостоятельных вулканов преимущественно дацитового состава (см. рис. 19, 49). Массовые проявления аргиллизации, возникшей в связи с фумарольно-сульфатарной деятельностью, локализируются в пределах крупных вулканических построек; гомодромное направление дифференциации их лав на заключительных этапах деятельности заканчивается излиянием андезито-дацитовых, дацитовых лав. Наиболее мощные аргиллизиты сопровождают внедрение экструзий преимущественно дацитового состава. Массивы, сообщества и трещинные ареалы метасоматических кварцитов-опалитов ассоциируют с вулканами, экструзиями, эксплозивными центрами, роями даек преимущественно дацитового состава (см. рис. 5, 2, 3, 15, 6, 19, 49). Штоки, дайки и силлы, с которыми ассоциированы трещинные аргиллизит-опалитовые метасоматиты, имеют преимущественно состав диоритов, кварцевых диоритов (см. рис. 7). Околожерловые трещинные опалиты развиваются, как правило, на вулканах, гомодромный ряд развития которых заканчивается излиянием андезито-дацитовых, дацитовых лав, либо внедрением кратерных экструзий андезито-дацитового, дацитового состава. На основании выше сказанного следует, что помимо статистически выявленных связей магматической и метасоматической активности, интенсивности опалито-кварцитообразования и магматизма кислого состава, прослеживается устойчивое сочетание особенно мощного проявления метасоматитов, формирующихся в обстановке открытых физико-химических систем. Такие метасоматиты обязаны своим происхождением циркуляции по трещинным полостям газовой-жидких палеотерм с появлением или более или менее мощным конкретным проявлением магматизма кислого состава. В отличие от аргиллизитов и метасоматических кварцитов-опалитов, формирующихся в условиях открытых систем, проточных для палеогазов и гидротерм, пропилиты, представляющие собой закрытые, непроточные системы, не обнаруживают никакой связи с составом магмопроявлений, вызывающих пропилитизацию. Причина этого, вероятно, заключается в различии типов связей в системе флюид—магма—метасоматит.

МЕТАСОМАТИТЫ И РИТМИЧНОСТЬ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Соответствие активизации гидротермальной деятельности импульсам тектоно-магматической активности геосинклиналей — орогенов было показано В.И. Жариковым и Б.И. Омелянко [93].

Ритмичное развитие метасоматитов, согласованное с ритмом магматической активности в изученных нами вулканических системах, описано в гл. III (см. рис. 32). Тем не менее еще раз следует отметить особенность ритмов развития вулканических систем: по общим объемам вулкаников и коррелятным им площадям аргиллизитов отчетливо выделяются начальная — прогрессивная стадия, апогей — кульминация и регрессивная стадия ритма, когда общая интенсивность эндогенной активности вулканической системы понижается. Однако в это же время (на конечных стадиях ритмов) интенсивность вулканизма кислого состава и коррелятное ему формирование метасоматических кварцитов-опалитов достигают максимума.

Нами была отмечена еще одна форма ритмичности метасоматитов, связанная со становлением конкретных магмопроявлений. Опишем ее

на примере развития метасоматитов юго-восточной части Камбального хребта — Паужетской вулканической системы. Здесь по эффузивам верхнего плейстоцена без видимой связи с жерлово-фумарольными образованиями вулканов на обширной площади развита глубокая аргиллизация, предшествовавшая излияниям дацитов небольшого центрально-вулканического аппарата верхнеплейстоценового—голоценового возраста (см. рис. 49). Становление этого вулкана завершилось развитием мощных зон метасоматических кварцитов-опалитов. Аналогичная картина наблюдалась нами в связи с формированием небольших центральных вулканов дацитового состава в пределах Корякско-Быстринской вулканической системы (см. рис. 19). Видимо, последовательность: предшествующая аргиллизация, магмопроявление кислого состава, последующее развитие метасоматических кварцито-опалитов, представляет устойчивую ассоциацию, имеющую генетический смысл.

ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА СВЯЗИ МЕТАСОМАТИТОВ С МАГМОПРОЯВЛЕНИЯМИ

В предыдущем разделе высказано предположение о сопряженных процессах: фрагментарном образовании в недрах вулканических систем гранито-метаморфического слоя коры и формировании кислых — дацитовый и риолитовой — магм, протекающих под влиянием и при участии глубинных (подкорových) флюидов—интрателлурических потоков. Существенной составной частью глубинных флюидов являются литофобные элементы или "летучие", практически не ассимилируемые в верхней литосфере, поэтому их проникновение сквозь кору неизбежно и неизбежны те или иные его "следы". Такие возможные "следы" выражаются либо в насыщении магмы "летучими", либо в виде метасоматических преобразований пород. Как те, так и другие "следы" воздействия флюидов отчетливо проявлены в пределах центров эндогенной активности в виде эксплозий и в виде метасоматитов двух классов: аргиллизитов и метасоматических кварцитов-опалитов, которые, как отмечалось выше, сформированы при участии и под воздействием "проточных" палеогазогидротерм, циркулировавших по трещинным зонам. (Проилиты образуются, как показано выше, преимущественно путем изохимического превращения метастабильных высокотемпературных и высокобарических минеральных ассоциаций в стабильные, с низкими термодинамическими параметрами). Активация этих превращений вызвана термическим и кислотно-щелочным воздействием интрузий и их летучих.

Приуроченность к центральным частям вулканических систем метасоматитов (полей аргиллизации и особенно метасоматических кварцитов-опалитов, эксплозивных центров), с одной стороны, и магмопроявлений кислого состава — с другой, подтверждает предположение о связи кислых магм, эксплозивности и метасоматитов. Основа этой связи — локализованный в центрах эндогенной активности глубинный флюидный поток. Хорошая коррелятность изменения интенсивности магматизма и аргиллизации, кислого магматизма и опалитизации-кварцитообразования также подчеркивает связь указанных явлений, но, так же как и локальная приуроченность кислых магм и метасоматитов к центрам вулканических систем, не решает вопроса о характере этой связи (генетической или парагенетической). Повышение активности кислых магм и опалито-кварцитообразования на заключительных, регрессивных стадиях ритмов развития вулканических систем, т. е. на фоне спада эндогенной активности, свидетельствует о самостоятельности кислых магм и о вторичном, производном

характере кислого магматизма и кварцитообразования, но вопроса о приоритете магмы или флюидов также не решает.

Таким образом, вся сумма известных нам фактов указывает на связь магмопроявлений кислого состава и метасоматитов-аргиллизитов и кварцитов-опалитов и не противоречит модели, согласно которой глубинный подкоровый флюид формирует гранитно-метаморфический слой коры, порождает магмы кислого состава, а на близповерхностном уровне образует метасоматиты. Однако совокупность этих факторов не дает однозначного ответа на вопрос о существовании причинно-следственной связи между ювенильным глубинным флюидом, трансформацией недр, рождением кислых магм и "отработанным" флюидом, формированием близповерхностных метасоматитов.

Связь опализации-кварцитообразования и кислой магмы может быть генетической, либо парагенетической. В первом случае процесс предположительно идет по схеме: магма — отделившиеся летучие — метасоматические преобразования. Во втором случае предполагается, что магма и метасоматиты возникли под воздействием одних и тех же глубинных флюидов.

Вторичные — жильные образования, связь которых с дегазацией магматических массивов установлена, — это стадийные образования относительно небольших размеров, пространственно тяготеющие к интрузивным массивам. Отсутствие стадий в изученных нами массивах опалитов-кварцитов, огромные их массы, удаленность от интрузивных массивов, имеющих, как правило, небольшие размеры и, главное, связь с этими интрузивными массивами типичных многостадийных жильных образований [8] — все это заставляет отклонить предположение об аналогии генезиса массивов опалитов-кварцитов и жильных образований, т. е. о связи — интрузивный (магматический) массив, кристаллизация, отделение летучих, формирование кварцитов-опалитов. Альтернатива — формирование метасоматитов ювенильными глубинными флюидами.

Если гипотеза о глубинной природе флюидов, формирующих метасоматиты, верна, то феномен ритмичности метасоматитов, связанных с конкретными магмопроявлениями, можно объяснить сепарирующим воздействием магмы на флюид. На прогрессивном этапе становления и развития магматического корового очага вся "минеральная нагрузка" флюидного потока ассимилируется магмой, освобожденные от "минеральной нагрузки" флюиды вызывают в верхах коры аргиллизацию. На регрессивном этапе, после отмирания очага, выше него, в верхнюю зону коры, поступает флюид, несущий "минеральную нагрузку", т. е. такие петрогенные элементы как кремний, калий. Именно этим обусловлена способность флюидов постмагматического (регрессивного) этапа формировать метасоматические кварциты-опалиты. Такой процесс с привнесом в породу кремния и калия можно представить как модель — подобие глубинной премагматической трансформации недр.

Заканчивая раздел, следует отметить, что статистическая и геологическая связь магмопроявлений кислого состава и метасоматитов — следов палеогазогидротерм — имеет место в рамках определенных геолого-структурных обстановок: в пределах центров эндогенной активности ранних и зрелых островных дуг и окраинных вулканических поясов. Вместе с тем известно, что для систем рифтов могут быть характерны проявления гидротерм, не ассоциированных с близкими по времени магмопроявлениями кислого состава. Точно так же, в орогенах со зрелой континентальной корой и хорошо выраженным граничным слоем магмопроявления кислого состава зачастую не сопровождаются метасоматитами. Такие вариации соотношений

магматизма кислого состава и метасоматитов — следов газогидротерм, соответствующие определенным геолого-структурным обстановкам, мы представляем себе как результат последовательной эволюции недр, один из "моментов" которой рассмотрен в предлагаемой работе.

В ы в о д ы

1. В пределах изученных вулканических систем выделены метасоматиты трех классов: аргиллизиты, метасоматические кварциты-опалиты, пропилиты. Несмотря на разнообразие условий и обстановки формирования, метасоматиты каждого класса имеют сходный минералогический состав и отличаются однотипностью поведения петрогенных элементов, что подчеркивает генетическое родство метасоматитов каждого класса.

2. Аргиллизиты и метасоматические кварциты-опалиты формировались под воздействием палеогазогидротерм, циркулировавших по трещинным каналам. Образование пропилитов протекало преимущественно под термическим и химическим воздействием магматических массивов и их летучих.

Аргиллизация — это переход ассоциаций метастабильных минералов в ассоциацию минералов, стабильных при низких термодинамических параметрах. Активация реакций перехода, сопровождающихся массовым выносом петрогенных элементов, вызывается термическим и кислотно-щелочным воздействием газогидротерм. Условия, при которых образуются метасоматические кварциты-опалиты, отличаются от условий аргиллизации повышенным химическим потенциалом кремния и, возможно, калия в формирующих их газогидротермах, что ведет к привнесу указанных элементов в новообразования, т. е. в метасоматические кварциты-опалиты.

3. Пропилитизация не обнаруживает какой-либо связи с составом магмопроявлений, вызывающих ее возникновение.

Интенсивность развития аргиллизации коррелирует общей интенсивности вулканизма, однако наиболее мощные поля и массивы аргиллизитов сопровождаются проявлением или появлением пород кислого состава — преимущественно дацитовых групп.

Интенсивность развития метасоматических кварцитов-опалитов коррелирует интенсивности магматизма кислого состава.

4. Установлено соответствие ритмов интенсивности проявления метасоматитов ритмам развития центров эндогенной активности. Максимумы интенсивности проявления метасоматических кварцитов-опалитов, коррелятивной интенсивности магматизма кислого состава, приходятся на заключительные регрессивные стадии ритмов развития вулканических систем, отличающиеся спадом общей эндогенной активности.

5. Связь метасоматической и магматической активности и, в частности, активности опалито-кварцитообразования и магматизма кислого состава не может быть удовлетворительно объяснена формированием метасоматитов под воздействием летучих, отделяющихся непосредственно от кристаллизующихся магматических массивов. Менее противоречиво представление о глубинной природе флюида, под влиянием которого возникают метасоматиты и активизируется магматизм, особенно кислого состава. Поэтому нами принята модель, согласно которой глубинный подкоровый флюид, вызывающий формирование в недрах вулканических систем фрагментов гранитно-метаморфического слоя и возникновение и эволюцию магм кислого состава, в близповерхностных условиях обнаруживает себя эксплозивностью и появлением метасоматитов — полей аргиллизации и массивов метасоматических кварцитов-опалитов.

6. Феномен последовательности: предшествующая аргиллизация, становление магмопроявлений кислого состава, последующие опализация-кварцитообразование, объясняется нами как сепарация глубинного флюида от возникающего очага кислой магмы и последующее на регрессивном этапе, т. е. на этапе кристаллизации очага, прекращение этой сепарации. По этой причине нам представляется, что среди палеогазогидротерм — реликтов глубинных флюидов, формировавших метасоматиты — палеогазогидротермы, несущие кремний и, возможно, калий и участвующие в образовании метасоматических кварцитов-опалитов, более всего подобны глубинным флюидам.

Глава VI

КОРНИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СИСТЕМ (вероятная модель)

Геодинамический режим островодужных систем и Южной — Юго-Восточной Камчатки в их числе, согласно интерпретации геофизических данных [112, 222], характеризуется сдавливанием (сжатием). Судя по импульсному характеру тектонического режима, сдавливание имеет, вероятно, также импульсный характер. Главнейшим следствием сдавливания является формирование специфической структуры — погружающейся под континент до глубин по меньшей мере в 400—500 км пластинообразной фокальной зоны, отличающейся высокими скоростными свойствами [42].

Согласно механизму, установленному Мак-Бирни [102], увеличение теплопроводности в зоне повышенных напряжений создает тепловой поток, локализованный в этой зоне. Повышение температуры в зоне теплового потока вследствие падения теплопроводности горных пород в интервале температур 1100—1300° создает "тепловую ловушку", которая приводит к лавинообразному росту температуры. Локальное повышение температуры и вызванное им возмущение в плотности ведут к всплыванию твердого диапира астенолита [23, 38].

Согласно экспериментальным данным, подогревание достаточно большого участка ведет к возникновению нескольких капель — "астенолитов", отстоящих друг от друга приблизительно на равном расстоянии [247]. Последовательное восхождение капель происходит по одним и тем же траекториям [220].

Согласно существующим представлениям, глубинные геосферы обогащены карбидами, сульфидами, нитридами, гидридами, являющимися носителями летучих компонентов [130, 152, 164, 172]. Понижение давления ведет к разрушению указанных соединений и высвобождению летучих компонентов в свободную фазу.

Общепризнано слоистое строение глубоких недр островодужных систем [42, 112, 210].

Модель твердого диапира-астенолита, всплывающего в расслоенной среде, генерирующего летучие, представляется нам удовлетворяющей современным представлениям о строении недр островных дуг, современному уровню знаний закономерностей их развития и достаточно непротиворечиво и полно объясняющей отмеченные нами свойства, закономерности строения и развития изученных центров эндогенной активности островодужного вулканического пояса. Чтобы убедиться в этом, рассмотрим следствия, вытекающие из реализации принятой модели.

Следствием подъема астенолита в области меньших давлений будет плавление астенолитного мантийного вещества в присутствии летучих [102] и изменение валового состава летучих (вследствие несовпадения границ полей устойчивости соединений, содержащих разные летучие). Далее, следствием подъема астенолита, инъекций мантийных (базальтовых) выплавов и потока летучих флюидов будет продвижение вверх локализованного в пространстве теплового возмущения, способного привести к плавлению участков субстрата, имеющих котектические составы, соответствующие минимумам плавкости. Следствием потока флюидов и локального теплового возмущения над всплывающим астенолитом (помимо возможного локального котектического плавления) должно быть перерождение (трансформация) среды, ее перестройка, адекватная физико-химическим условиям области возмущения. В состав флюида входят литофобные элементы, не фиксирующиеся в коре, поэтому поток летучих должен пронизывать кору, оставляя "следы" по пути своего движения. Астенолит имеет "корпускулярный" характер, поэтому возмущение, вызванное им, должно иметь ритмично импульсный характер с прогрессивной, максимальной и регрессивной фазами. Следствием автономности соседствующих астенолитов и неизбежной флуктуации их составов и свойств должна быть вариативность в развитии всей системы явлений, порожденных глубинными диапирами. Вместе с тем как зарождение глубинных диапиров определяется региональными геодинамическими факторами, ритм и последовательность их зарождения должны регулироваться и определяться региональным тектоническим ритмом.

Ни одно из перечисленных следствий, вытекающих из принятой модели, не противоречит наблюдениям и сделанным из них выводам, касающимся закономерностей строения и развития центров эндогенной активности (вулканических систем). Ряд закономерностей и связей, установленных при изучении вулканических систем, оказывается за пределами следствий, непосредственно вытекающих из принятой модели. Это прежде всего поступательное развитие центров эндогенной активности. Такой его элемент, как подъем территории и переход от субаквального к субазальному режиму, имеет, очевидно, региональную природу, связанную с формированием коры континентального типа. Процесс оформления расчлененности (дифференцированности), включающий, в частности, формирование гранитно-метаморфического слоя, по всей видимости лишь частично осуществляется за счет механизмов вулканических систем, но вообще является процессом более крупного — регионально-глобального масштаба [245].

Постепенным разрастанием гранитно-метаморфического слоя — среды образования магм кислого состава — можно объяснить поступательный, от ритма к ритму, рост интенсивности вулканизма кислого состава.

Сочетание в пределах вулканических систем структурных черт локального и регионального характера прямо вытекает из двойственной природы центров эндогенной активности.

Несовпадение наращивания и спада интенсивности магматизма основного и кислого состава является естественным следствием различия природы основных и кислых магм, а появление и проявление кислых магм в соответствии с возрастанием интенсивности проявления метасоматитов является следствием генетической связи тех и других с глубинными флюидами.

Возможность многоярусного расположения очагов магмогенерации обеспечивается селективным характером плавления, при котором объем выплавки составляет примерно 20% от объема субстрата [224]. Такой

характер магматических бассейнов обеспечивает сквозную миграцию летучего теплоносителя. Вместе с тем очаги кислой магмы имеют иной характер, обеспечивающий сепарацию летучих. Различие состава газогидротерм, формирующих аргиллизиты и метасоматические кварциты-опалиты, связано со степенью сепарации глубинных флюидов.

Следовательно, закономерности и связи, установленные при изучении вулканических систем и не являющиеся следствиями, вытекающими из астенолитной модели, ей не противоречат и могут получить объяснение в рамках модели твердого глубинного диапира, всплывающего в расслоенной среде и генерирующего летучие флюиды. Эта модель, как наименее противоречивая при современном уровне нашей осведомленности, принимается нами в качестве модели корней вулканических систем — центров эндогенной активности.

В ы в о д ы

1. В качестве модели корней вулканических систем нами принимается широко известная модель глубинного твердого силикатного диапира-астенолита, всплывающего в дифференцированной расслоенной среде, генерирующего летучие флюиды.

2. Согласно принятой модели, причиной возникновения диапиров является подток по зоне сдавливания (фокальной зоне) глубинного тепла и его "замыкание" в тепловых ловушках, обеспеченное понижением теплопроводности силикатов при температурах около $1100-1300^{\circ}$.

Подъем диапира в области пониженных давлений сопровождается выплавлением из мантийного вещества астенолита базальтовой магмы и разрушением соединений металлов и элементов, составляющих летучие, т.е. генерацией летучих флюидов. Подъем диапира, инъекции базальтового расплава, поток флюидов вызывают появление над астенолитом локального теплового возмущения и перерождение (трансформацию) недр, в частности, формирование фрагментов гранитного слоя. В области теплового возмущения, над астенолитом, в слоистой дифференцированной среде возможно локальное котектическое плавление субстрата на участках, где его состав соответствует минимумам плавкости. Литофобность летучих обеспечивает проникновение "отсепарированных" глубинных флюидов сквозь кору, что приводит к формированию по их следу метасоматитов.

3. Принятая модель корней вулканических систем на современном уровне наших знаний и представлений наиболее непротиворечиво объясняет закономерности строения вулканических систем, развитие их по определенной "программе" и отступление от нее, взаимосвязь центров эндогенной активности с региональными структурами и их развитием.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Цель настоящей работы — показать существование геологических объектов, представляющих собой автономные системы, все части которых взаимосвязаны, а развитие подчинено определенной программе. Такие объекты — фрагменты вулканических поясов — названы нами центрами эндогенной активности, поскольку в них локализована магматическая, метасоматическая, тектоническая активность; через посредство их развития реализуется развитие вулканического пояса. Теоретическая значимость таких объектов определяется их системным характером. Однако изучение их имеет не только теоретическое, но и прикладное значение, поскольку купольные [216] и кольцевые [240] структуры, адекватные центрам эндогенной активности, являются, как известно, рудоконтролирующими. Известна связь месторождений меди с порфировыми близповерхностными интрузиями, присущими вулканическим системам. С метасоматитами (аргиллизитами, пропилитами, вторичными кварцитами), характерными для центров эндогенной активности, связаны многие эпи- и мезотермальные месторождения полезных ископаемых: золота, серебра, полиметаллов, молибдена, меди, ртути и др. Известен интерес к подземному теплу, выводимому к дневной поверхности современными газогидротермами, месторождения которых также в значительной мере локализованы в пределах центров эндогенной активности.

Во введении были сформулированы основные задачи исследования центров эндогенной активности.

Анализ материалов по изученным нами центрам, знакомство с работами других исследователей, изучавших сходные объекты, позволили остановиться на следующих представлениях о предмете исследования.

1. В пределах вулканических поясов выделяются автономные фрагменты — закономерно построенные и закономерно развивающиеся центры эндогенной активности с неслучайными системными связями всех составляющих их элементов (вулканические системы).

2. Вулканические системы построены концентрично: в центральных их частях локализованы тектоническая активность, магматизм кислого состава, метасоматические кварциты-опалиты.

Развитие вулканических систем протекает поступательно-ритмично, подчиняясь импульсам тектонического развития региона.

3. Петрогенезис в центрах эндогенной активности обязан многим процессам: кристаллизационной дифференциации, фракционированию при плавлении, ликвации, смешению магм. Однако главные причины существования устойчивых по составу породных групп, эволюции их ассоциаций во времени и пространстве — это выплавление низкотемпературных котектик в дифференцированной (слоистой) среде с образованием на разных уровнях магм базальтового и андезитового состава и трансформация подкоровыми флюидами корового субстрата с формиро-

ванием, в частности, фрагментов гранитно-метаморфического слоя, составляющего среду возникновения магм кислого состава.

4. Формирование метасоматитов (аргиллизитов и метасоматических кварцитов-опалитов) в центрах эндогенной активности вызывается глубинными флюидами, отсепарированными по пути движения на уровне зарождения кислых магм.

5. Корни вулканических систем представляют собой твердые диапиры, генерирующие по мере подъема летучие флюиды и формирующие в вышележащей области локальные термоаномалии. Ритм формирования диапиров подчинен, вероятно, региональному тектоническому ритму,

Дальнейшее углубление и расширение изучения вулканических систем представляется нам весьма актуальным в теоретическом плане — в аспекте создания пространственно-временной модели центра эндогенной активности. На пути к этой цели необходимо проведение комплексного (соответствующего сложной системной структуре объектов) изучения достаточно большого (статистически представительного) числа вулканических систем. При этом в центре внимания должны находиться вопросы закономерности строения и развития вулканических систем и их соподчиненности с системами более высокого иерархического ранга — вулканическими поясами. Главнейшими являются проблемы петрогенезиса в вулканических системах и особенно — генезиса магм кислого состава, связи магмопроявлений и метасоматитов, магм и газогидротерм. Петрогенезис непосредственно связан с другой проблемой — геохимической эволюции и геохимической специализации недр вулканических систем. Вследствие того, что рудный процесс является частью общего геохимического процесса, следует ожидать возможности коррелятивных связей геохимической (петрохимической) и рудной специализаций. Поэтому петрохимический (геохимический) критерий может быть использован как сигнал о возможной потенциальной рудоносности вулканических систем. Реальность такого использования петрохимического критерия показана А.Б. Вистелиусом и др. [43].

Необходимость и актуальность создания модели центра эндогенной активности, помимо потребностей фундаментальной науки, диктуется также прикладными потребностями — необходимостью выявления критериев перспективности вулканических систем на использование их геотермальных ресурсов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамов В.А., Вольнец О.Н., Петров Л.Л., Флеров Г.Б.* К геохимической модели Большого трещинного Толбачинского извержения по данным анализа кинетики смешения базальтовых расплавов. — Бюл. вулканол. станций, 1978, № 55, с. 3—12.
2. *Абрамович И.И., Груза В.В.* Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л.: Недра, 1972.
3. *Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
4. *Авдеев А.В.* О кольцевых структурах магматических комплексов. — Сов. геология, 1965, № 10, с. 50—66.
5. *Авдулов М.В.* О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 9, с. 67—74.
6. *Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, т. 1, с. 118—128.
7. *Аверьев В.В., Святловский А.Е.* Вулкано-тектонические структуры Южной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 6, с. 98—101.
8. *Алискеров А.А.* Оруденение мадлоглубинного магматизма (Авачинско-Кетхойская зона поднятий). М.: Наука, 1980. 94 с.
9. *Апрелков С.Е.* Игнимбриты Гольгинских гор (Южная Камчатка). — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20, с. 92—96.
10. *Апрелков С.Е.* Геология позднеэоценовых и четвертичных вулканов хребта Ивулк на Камчатке. — В кн.: Вулканогенные и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966, с. 56—71.
11. *Апрелков С.Е., Бондаренко В.Н.* Новые данные о геологии Юго-Восточной Камчатки. — Сов. геология, 1965, № 3, с. 74—87.
12. *Апрелков С.Е., Ежов Б.В., Харченко Ю.И.* Вулкано-тектонические структуры и оруденение Центральной Камчатки. — Геология руд. месторождений, 1977, № 3, с. 82—89.
13. *Баддингтон А.Ф.* Формирование гранитных тел. М.: Изд-во иностр. лит. ИЛ, 1963. 108 с.
14. *Бакуменко И.Т.* Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 5.
15. *Бакуменко И.Т.* Исследования стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970, т. 2, с. 259—269.
16. *Балеста С.Т.* Методика "просвечивания" глубинных частей вулканических аппаратов сейсмическими волнами. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 98—101.
17. *Бевзенко П.Е.* Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1979. 318 с.
18. *Бейли Д.* Поток летучих, концентрация тепла и генерация магмы. — В кн.: Механизм интрузии магмы. М.: Мир, 1972, с. 152—159.
19. *Белоусов А.Ф.* Свообразный случай гравитационного разделения вещества в базальтовых лавзах. — Геология и геофизика, 1965, № 2, с. 153—154.
20. *Белоусов А.Ф.* Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах. — Геология и геофизика, 1967, № 5, с. 26—33.
21. *Белоусов А.Ф.* О природе связи между базальтоидными и салическими породами в эффузивных ассоциациях. — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972, с. 146—160.
22. *Белоусов А.Ф.* Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 330 с.
23. *Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 121 с.
24. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
25. *Белоусов В.И.* К вопросу об образовании спекшихся туфов, расположенных в пределах гидротермальных

систем. — В кн.: Вулканы и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 270–276.

26. Белоусов В.И. Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука, 1978. 173 с.

27. Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г. Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 23–57.

28. Белый В.Ф. Структурное районирование Охотско-Чукотского вулканического пояса и некоторые вопросы теоретической палеовулканологии. — В кн.: Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1975, с. 29–39.

29. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 161 с.

30. Блауберг И.В., Юдин Э.Г. Становление и сущность системного подхода. М.: Наука, 1973.

31. Бондаренко В.Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М.: Недра, 1970. 246 с.

32. Борисов О.Г., Борисова В.Н. Экструзии и связанные с ними газогидротермальные процессы. Новосибирск: Наука, 1974. 200 с.

33. Бородавская М.Б. Структурные условия локализации рудных тел в колчеданных месторождениях Южного Урала. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 5, с. 304–320.

34. Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 297 с.

35. Брайцева О.А., Краевая Т.С., Шеймович В.С. О происхождении Курильского озера и пемз этого района. — В кн.: Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1965, вып. 3.

36. Вавжеевская А.А. Два типа базальтов на Камчатке. — Бюл. вулканол. станций, 1976, № 52, с. 127–134.

37. Вакин Е.А., Декусар Г.Б., Сережников А.И., Спиченкова М.В. Гидротермы Кошелевского вулканического массива. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 58–84.

38. Ван Беммелен. Геология Индонезии. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 394 с.

39. Василевский М.М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М.: Недра, 1973. 272 с.

40. Василевский М.М. Энергетические классы орбитальных оротектонических структур Тихоокеанского региона и

вопросы металлогении Тихоокеанских окраин. — Бюл. вулканол. станций, 1978, № 55, с. 112–130.

41. Василевский М.М., Ротман В.Н. Мезокайнозойские вулканогенно-рудные формации Охотско-Ниппонской геосинклинальной области. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965.

42. Винник Л.П., Давыдова Н.И., Косминская И.П. Строение тектоносферы по сейсмическим данным. — В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 179–219.

43. Вистелиус А.Б., Иванов Д.Н., Романова М.А. Региональный тренд состава мезозойских гранитоидов и локализация оловоносных областей Северо-Восточной Азии. — В кн.: Сообщения Лаборатории математической геологии ЛОМИ. Л.: Наука, 1974, вып. 3.

44. Власов Г.М. О двух типах гидротермальной аргиллизации. — Геология руд. месторождений, 1965, № 5.

45. Власов Г.М. О цикличности вулканических процессов. — Тр. Ин-та вулканологии, ДВНЦ АН СССР, 1967, вып. 24.

46. Власов Г.М., Василевский М.М. Гидротермально-измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М.: Недра, 1964. 216 с.

47. Власов Г.М., Ярмолюк В.А., Жегалов Ю.В. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки. — Сов. геология, 1963, № 6.

48. Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 229 с.

49. Волохов И.М. Магмы, интрателлурические растворы и магматогенные формации. Новосибирск: Наука, 1979. 163 с.

50. Волюнец О.Н. Зональность в четвертичных кислых экструзиях Налачевского района (Камчатка). — В кн.: Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970, с. 120–137.

51. Волюнец О.Н. О неоднородности составов в потоках и экструзиях кислых лав. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, 1973, с. 57–92.

52. Волюнец О.Н. Гетеротаксисовые лавы и пемзы (к проблеме смешения магматических расплавов). — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979, с. 181–196.

53. Волюнец О.Н. Вариации распределения строения в четвертичных лавках Курило-Камчатской островной дуги. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 2, с. 26–35.

54. Волюнец О.Н., Колосков А.В. Некоторые петрологические критерии фаций глубинности магматических образований. — Сов. геология, 1973, № 5, с. 134–140.

55. *Волынец О.Н., Колосков А.В.* Плаггиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. 128 с.

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—127.

57. *Волынец О.Н., Хренов А.П., Флеров Г.Б., Цюрупа А.И., Ванде-Курков Ю.В.* О месте и времени кристаллизации вкрапленников плаггиоклаза в продуктах новейших извержений вулканов Камчатки и Курильских островов. — В кн.: XII съезд Междунар. минерал. ассоциации. Новосибирск, 1978, т. 2. 167 с.

58. *Волынец О.Н., Флеров Г.Б., Андреев В.Н., Пополитов Э.И., Абрамов В.А., Петров Л.Л., Щека С.А., Селиванова Г.И.* Петро-геохимические особенности пород Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. в связи с вопросами петрогенезиса. — В кн.: Геологические и геофизические данные о БТТИ 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978, с. 86—105.

59. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. 260 с.

60. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. 293 с.

61. Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1, 2.

62. Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. XXXI. Ч. I. 717 с.

63. *Гинтов О.Б.* Первичные концентрические структуры земной коры. — Геотектоника, 1979, № 2, с. 29—39.

64. *Гладенков Ю.Б.* К биостратиграфии третичных отложений Восточной Камчатки (Южно-Быстринский хребет) — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 5, с. 89—96.

65. *Гладенков Ю.Б.* Нерген Камчатки. М.: Наука, 1972. 229 с.

66. *Глуховский М.З.* Кольцевые структуры юго-востока Сибири и их возможная природа. — Геотектоника, 1978, № 4, с. 50—63.

67. *Голубев В.С., Гарибянц А.А.* Гетерогенные процессы геохимической миграции. М.: Недра, 1968. 188 с.

68. *Горельчик В.И.* Распределение очагов землетрясений в районе Авачинско-Корякской и Жупановской групп вулканов в 1964—1967 гг. — Бюл. вулканол. станций, 1970, № 46, с. 9—14.

69. *Горицкий Ю.А., Жаринов С.Е., Масуренков Ю.П.* Диалоговая система анализа данных и ее применение для классификации силикатных составов и вулканов Карымского центра. V Всесоюз. вулканол. совещ. (тез. докл.). Тбилиси, 1980, с. 8—14.

70. *Горшков А.П.* Глубинное строение вулкана Малый Семячик на Камчатке по гравиметрическим данным. — Геология и геофизика, 1973, № 4, с. 103—108.

71. *Горшков Г.С.* О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 4, с. 703—705.

72. *Горшков Г.С.* Явления вулканизма и верхняя мантия. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2.

73. *Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.

74. *Греязова А.П.* Абсолютный возраст пород Тагило-Кушвинской сиенитовой интрузии и связанных с ней контактово-метасоматических железорудных месторождений. — В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов. М.: Наука, 1966, с. 191—194.

75. *Гриб Е.Н.* Структура и механизм становления экструзии Плоской (Южная Камчатка). — Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 136—144.

76. *Гриб Е.Н.* Состав и температурные условия кристаллизации минералов-вкрапленников в некоторых экструзиях Юго-Восточной Камчатки. — Бюл. вулканол. станций, 1978, № 54, с. 115—123.

77. *Грин Т.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 118—131.

78. *Грин Т.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 132—224.

79. *Гукасян Р.Х.* Возрастное расчленение мегринского плутона по данным аргонового метода. — В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М.: Наука, 1966, с. 41—50.

80. *Гутерман В.Г.* Эволюция многофазно-слоистой тектоноосферы. Киев: Наук. думка, 1977. 154 с.

81. *Деменцкая Р.М.* Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1967. 279 с.

82. *Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 199 с.

83. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980, с. 79—167.

84. *Егоров О.Н.* Некоторые черты связи тектоники, магматизма и постмагматической деятельности области современного вулканизма (на примере Петропавловского района Камчатки). — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964, с. 258—261.

85. *Егоров О.Н.* Место вторичных кварцитов в ходе развития геосинкли-

- нали (на примере Юго-Восточной Камчатки). — В кн.: Молодые гидротермально-измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969, с. 95—101.
86. *Егоров О.Н.* Модель вертикальной метасоматической колонны вторичных кварцитов на примере Юго-Восточной Камчатки. — В кн.: Материалы к совещанию по окolorудному метасоматозу. Алма-Ата, 1969.
87. *Егоров О.Н.* Формационное расчленение вторичных кварцитов Юго-Восточной Камчатки. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1976, ч. III, с. 289—291.
88. *Елисеев Н.А.* Метаморфизм. М.: Недра, 1963. 407 с.
89. *Елисеев Э.Н., Ковальчук И.А., Кратц И.О.* Методика вариационного анализа эволюции сложных петрологических систем и геодинамические типы эволюции базитовой магмы эвгеосинклиналей. — В кн.: Методология исследования развития сложных систем. Естественно-научный подход. М.: Наука, 1979, с. 121—148.
90. *Ермаков В.А., Алыпина О.М., Егорова И.А.* Состав и возраст алнейской серии и платобазальтов Юго-Восточной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 7, с. 115—123.
91. *Ермаков В.А., Волюнец О.Н., Сапожников Е.А.* Дзензур-Жупановская группа вулканов. — Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 36—42.
92. *Ермаков В.А., Соловьева Т.Н., Генштафт Ю.С., Тронева Н.В.* Экспериментальное плавление амфиболитовых включений в андезитах с целью изучения их генезиса. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1976, с. 3—65.
93. *Жариков В.А., Омеляненко Б.Н.* Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. — В кн.: Изучение закономерности размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965, с. 119—194.
94. *Заварицкий А.Н.* Одна из важнейших задач науки о Земле. — Вестн. АН СССР, 1952, № 6, с. 66—68.
95. *Заварицкий А.Н., Соболев В.С.* Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 383 с.
96. *Закс Л.* Статистическое оценивание. М.: Статистика, 1976. 598 с.
97. *Зеленов К.К.* Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1973. 213 с.
98. *Зубин М.И., Николаев А.С., Шеймович В.С.* Новые данные о происхождении чаши Курильского озера на Камчатке. — Вулканология и сейсмология, 1982, № 1, с. 85—88.
99. *Иванов С.Н.* Некоторые вопросы базальтоидной металлогении Урала. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1964, т. 7, с. 317—329.
100. *Ищенко А.А., Ежов Б.В.* Асимметрия структур центрального типа как результат взаимодействия с линейными структурами (постановка проблемы и возможные пути ее решения). — Вулканология и сейсмология, 1981, № 5, с. 64—73.
101. *Йодер Г.С., Тилли И.Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.
102. *Йодер Х.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 237 с.
103. *Кадик А.А.* Вода и углекислота в магматических процессах. — В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975, с. 5—32.
104. *Казыцын Ю.В.* Метасоматизм в земной коре. Л.: Недра, 1979. 198 с.
105. *Казыцын Ю.В., Рудник В.А.* Рувководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 364 с.
106. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 429 с.
107. *Карлов Г.А.* Экспериментальные исследования минералообразования в геотермальных скважинах. М.: Наука, 1976. 171 с.
108. *Кендалли М.Дж., Стьюдент А.* Статистические выводы и связи. М.: Наука, 1973. 900 с.
109. *Козарко Л.Н., Кругман Л.Д.* Фтор в силикатных растворах и магмах. М.: Наука, 1981. 125 с.
110. *Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В.* Некоторые особенности вулканизма и генезиса Паужетской вулканотектонической структуры (Южная Камчатка). — Бюл. вулканол. станций, 1977, № 53, с. 92—101.
111. *Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Литасов Н.Е., Важевская А.А., Зубин М.И., Балеста С.Т., Пампура В.Д., Волюнец О.Н., Пополитов Э.И.* Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 170 с.
112. *Козленко В.Г., Старостенко В.И., Субботин С.И.* Строение коры и верхней мантии по гравиметрическим данным. — В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 220—266.
113. *Колосков А.В.* Оливин в породах БТТИ. — Бюл. вулканол. станций, 1979, № 56.
114. *Коптева В.В.* Позднепалеозойские вулканотектонические структуры

Северного Прибалхашья. М.: Наука, 1974. 145 с.

115. *Коржинский Д.С.* Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 1.

116. *Коржинский Д.С.* Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 56—69.

117. *Коржинский Д.С.* Обзор метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 333—453.

118. *Коржинский Д.С.* Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955.

119. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 107 с.

120. *Коржинский Д.С.* Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, ч. 1, с. 144—153.

121. *Коржинский Д.С.* Метаматические процессы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12, с. 3—6.

122. *Короновский Н.В., Фромберг Э.Д.* Возможные признаки ликвации в кислых вулканических породах. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геологии, 1979, т. 54, № 5, с. 47—54.

123. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 388 с.

124. *Кузнецов Ю.А., Изох Э.П.* Геологические свидетельства интрателлургических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1, с. 7—20.

125. *Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л.* Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1968.

126. *Куно Х.* Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг. — В кн.: Окраины континентов и островных дуг. М.: Мир, 1970, с. 249—262.

127. *Кутолин В.А.* Петрохимические особенности базальтов разных формационных типов и состав верхней мантии Земли. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Недра, 1968.

128. *Кутолин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 207 с.

129. *Куширо И.* Частичное плавление

перидотита в присутствии воды и в сухих условиях при высоких давлениях и генезис магмы. — В кн.: I Междунар. геохим. конгр. М.: 1972, т. 1, с. 37—47.

130. *Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1975.

131. *Лебедев Л.М.* О рудных новообразованиях в гидротермально-измененных породах в районе Паужетских гидротерм. — Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.

132. *Лебедев Л.М.* Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965.

133. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 58 с.

134. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Петрография. 4-е изд. М.; Л.: Гл. ред. геол.-разв. и геодез. лит.-ры, 1935. 495 с.

135. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1952, т. 3, с. 221—250.

136. *Летников Ф.А., Нарсеев В.А.* Термостатирование природных систем и его роль в геологических процессах. — В кн.: Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1971, с. 38—43.

137. *Логонов В.П., Русинов В.Л.* Некоторые существенные различия проликтизации и регионального зеленокаменного метаморфизма в вулканогенных толщах геосинклиналей. — В кн.: Метаморфизм и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 171—183.

138. *Логонова Г.Н.* Вулканические структуры Центрального Приохотья. — В кн.: Палеовулканологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1976, с. 104—113.

139. *Лопадю-Арг П.* О существовании и природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. — В кн.: проблемы образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, т. 1.

140. *Лопатина Н.П., Рябой В.З.* Ско-ростные неоднородности верхней мантии и глубинные аномалии силы тяжести территории СССР. — В кн.: Физические свойства составов и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974, с. 75—85.

141. *Лутц Б.Г.* Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М.: Наука, 1964.

142. *Лутц Б.Г.* Верхняя мантия Земли и формирование коры континентов. — Вест. АН СССР, 1973, № 10, с. 28—36.

143. *Лутц Б.Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974.

144. *Лутц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.

145. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
146. *Луцицкий И.В.* Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 2. 360 с.
147. *Луцицкий И.В., Фрейд Г.М.* Проблемы палеовулканологических реконструкций. — В кн.: Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. Алма-Ата, 1964, с. 182—196.
148. Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки. Новосибирск: Наука, 1979. 143 с.
149. Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. Т. 2. 277 с.
150. *Майсен Б., Беттчер А.* Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 122 с.
151. *Маракушев А.А.* Достижения и проблемы петрографии. — Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1977, № 5, с. 67—87.
152. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: i Междунар. геомин. конгресс: Доклады. М., 1972, т. 3, с. 3—14.
153. *Маракушев А.А., Яковлева Е.Б.* Генезис кислых лав. — Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1975, № 1, с. 3—24.
154. *Маракушев А.А., Иванов И.П., Римкевич В.С.* Значение ликвации в генезисе магматических горных пород. — Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1979, № 1, с. 3—22.
155. *Маракушев А.А., Фролова Т.И., Яковлева Е.Б., Емельяненко П.Ф.* Магматизм и земная кора. — Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1977, № 1, с. 3—29.
156. *Масуренков Ю.П.* Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 209 с.
157. *Масуренков Ю.П., Комкова Л.А.* Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 262 с.
158. *Масуренков Ю.П., Егоров О.Н., 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.
159. *Мелекесцев И.В.* Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма на Камчатке. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967, с. 82—92.
160. *Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980.
161. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 297 с.
162. *Милло Ш.* Геология глин (выветривания, седиментация, геохимия). М.: Недра, 1968. 355 с.
163. *Миллюков Е.М.* К вопросу о несмешиваемости в магме и в искусственных силикатных расплавах и стеклах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 6, с. 126—131.
164. *Муравски Г.* Толковый словарь немецких геологических терминов. М.: Мир, 1980.
165. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 168 с.
166. *Набоко С.И., Филькова Е.М.* Вертикальная зональность в гидротермальных глинах Паужетки. — Бюл. вулканол. станций, 1966, № 41, с. 31—34.
167. *Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П.* Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965.
168. *Наковник Н.И.* Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Недра, 1964. 299 с.
169. *Ненашев Н.И.* О продолжительности формирования некоторых массивов изверженных пород Якутии и сопредельных районов в абсолютном летоисчислении. — В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов. М.: Наука, 1966, с. 347—351.
170. *Огородов Н.В., Волицыц О.Н., Колосков А.В., Пополитов Э.И.* Дикая Гребень. — Бюл. вулканол. станций, 1978, № 54, с. 75—88.
171. *Павловский Е.В.* Происхождение и развитие земной коры материков. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 3—14.
172. *Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 316 с.
173. *Петров В.П.* Условия образования каолинов и их свойства. — В кн.: Каолины. М.: Наука, 1974, с. 10—19.
174. Петрографические критерии ликвации в кислых лавах (Сб. статей). — Тр. ИГЕМ, 1963, вып. 90. 99 с.
175. *Пийп Б.И.* Материалы по геологии и петрографии районов рек Авачи, Рассошины, Гаванки и Налачевы на Камчатке. — Тр. Камчат. компл. экспед. 1936—1937 гг. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941, вып. 2. 116 с.
176. *Пийп Б.И.* Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки. — Тр. Камчат. вулканол. ст., 1947, вып. 3, с. 89—132.
177. *Полканов А.А.* Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953, т. 1, с. 27—39.
178. *Попов В.С.* Смешение магм при формировании новейших вулканитов

Кавказа. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 1, с. 3—14.

179. *Попова Г.З.* Кольцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны. Алма-Ата: Наука, 1966. 210 с.

180. *Поспелов Г.Л.* Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников. — Геология и геофизика, 1963, № 3/4.

181. *Прокопцев Н.Г.* О раннемагматической ликвационно-динамической дифференциации в щелочно-базальтовых глубоководных лавах. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6, с. 1426—1429.

182. *Прохоров К.В.* Третичные гранитоиды Камчатки. М.: Наука, 1964. 128 с.

183. *Ражен Э.* Геология гранитов. М.: Недра, 1979. 327 с.

184. *Рао С.Р.* Линейные статистические методы и их применение. М.: Наука, 1968. 548 с.

185. *Рейнольдс Д.Л.* Последовательность геохимических явлений, ведущих к гранитизации. — В кн.: Проблемы образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, т. 2.

186. *Респер Г.Ю.* Петрологические исследования в основных магматитах. IV. Гравитационная кристаллизационная дифференциация в пиллоу-лавах. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1, с. 292—297.

187. *Ривов Л.А.* О тектонике Камчатского полуострова и дна прилегающих к нему морских районов (по геофизическим данным). — Геология и геофизика, 1963, № 6.

188. *Руб М.Г.* Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М.: Наука, 1970. 361 с.

189. *Рудич К.Н., Колосков А.В., Алискеров А.А., Волинец О.Н.* Особенности кристаллизации магматических расплавов в связи с их дегазацией. — Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 32—44.

190. *Русинов В.Л.* О роли кинетических факторов в реакциях приповерхностного метаморфизма. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 4.

191. *Русинов В.Л.* О находках пренита и кластического характере эпидота некоторых областей современного гидротермального метаморфизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2.

192. *Русинов В.Л.* Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.: Наука, 1972. 192 с.

193. *Рыбалко В.И., Тащи С.М., Ростовский Ф.И.* Геологические позиции и особенности строения вулканических поясов как тектономагматических структур. — В кн.: Вулканические

зоны Востока Азии. Владивосток, 1978, с. 3—10.

194. *Рябчиков И.Д., Богатилов О.А., Бабановский А.Д.* Проблемы происхождения щелочноземельных магм. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 1, с. 28—38.

195. *Садовский В.Н.* Система. — БСЭ. М., 1976, т. 23, с. 1376—1380.

196. *Салоп Л.И.* Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. — Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., 1971, № 4.

197. *Савишников Е.В.* Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973. 184 с.

198. *Святловский А.Е.* Структурная вулканология. М.: Недра, 1971. 220 с.

199. *Святловский А.Е.* Южно-Быстринский хребет на Камчатке. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1956, вып. 12, с. 110—190.

200. *Селянгин О.Б.* Эволюция кальдерного комплекса, ритмичность и направленность вулканического процесса в Карымской группе вулканов, Камчатка. — В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977, с. 187—199.

201. *Сергеев К.Ф.* Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М.: Наука, 1966. 148 с.

202. *Сережников А.И., Литасов Н.Е., Огородов Н.В., Спиченкова М.В.* Кошелевский вулканический массив. — Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 54—59.

203. *Соболев В.С.* Строение верхней мантии и способы образования магмы. М.: Наука, 1973. 34 с.

204. *Соболев В.С.* Образование магм и магматических горных пород. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1976, с. 112—147.

205. *Соболев В.С.* Происхождение магм. — В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 433—446.

206. *Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Хлестов В.В.* Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. — Геология и геофизика, 1970, № 4, с. 24—35.

207. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и верхней мантии. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1976, с. 103—111.

208. *Соболев Н.Д.* Южно-Быстринский хребет на Камчатке. — Тр. Камчат. компл. экспед. 1936—1937 гг. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940, вып. 1, с. 111—174.

209. *Сопко П.Ф.* Структура Шамлучского медноколчеданного месторождения в Северной Армении. — В кн.: Основные вопросы и методы изучения

структур рудных полей и месторождений. М.: Наука, 1960.

210. Стрoение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.

211. *Судовиков Н.Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 528 с.

212. *Тазиев Г.* Механизм игнимбритовых извержений. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 134—141.

213. *Тихонов В.И.* Тектоника Южной Камчатки по новым данным геологии, геофизики и батиметрии. — Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геологии, 1960, т. 35, вып. 3, с. 164—165.

214. *Тихонов В.И.* Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов. — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 89.

215. *Тихонов В.И., Ривов Л.А.* Новые данные о тектоническом строении Южной Камчатки (по результатам геологических и магнитных работ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 6.

216. *Уиссер Э.* Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. — В кн.: Проблема рудогенных месторождений. М.: Мир, 1964, в. 2, с. 9—196.

217. *Устиев Е.К.* Охотский тектономагматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — Сов. геология, 1959, № 3, с. 3—26.

218. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 534 с.

219. *Фаворская М.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И., Баскина В.А., Дудыкина А.С.* Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М.: Наука, 1965. 148 с.

220. *Файт У.* Несколько мыслей о гранитных магмах. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 173—187.

221. *Федоров М.В.* О неоднородности магматического расплава вулкана Аар-Арик. — Бюл. вулканол. станций, 1972, № 48, с. 48—50.

222. *Федотов С.А.* Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 год. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966, с. 8—25.

223. *Федотов С.А., Славина Л.Б.* Оценка скоростей предельных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 2.

224. *Федотов С.А., Фарберов А.И.* Об

экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966, т. 3, с. 43—48.

225. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 287 с.

226. *Флеров Г.Б., Соболев А.В., Колосков А.В., Щербовский Е.Я., Королук В.И.* Пироксены и оливины в породах Большого Трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. — Вулканонология и сейсмология, 1980, № 3, с. 3—15.

227. Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980. 142 с.

228. *Фрейд Г.М.* Фациальная изменчивость вулканогенных формаций и проблема цикличности (на примере Южной Джунгарии). — Тр. Лав. палеовулканизма, Алма-Ата, 1963, вып. 2.

229. *Фрейд Г.М.* Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихоте-Алинского поясов. Томск, 1972. 454 с.

230. *Фрейд Г.М., Рыбалко В.И., Олейников А.В.* Типизация, генезис и металлогенетическая специализация вулканотектонических структур Восточно-Сихоте-Алинского вулканогенного пояса. — В кн.: Палеовулканонологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1976, с. 88—103.

231. *Фролова Т.И., Митрейкина О.Б.* Явления ликвационного расслоения в океанических базальтах. — В кн.: Петрологические исследования базальтов островных дуг. М., 1978, с. 110—131.

232. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 468 с.

233. *Харрис П., Кеннеди У., Скарф К.* Соотношение вулканизма и плутонизма в свете вариаций химического состава горных пород. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 160—173.

234. *Хенкина С.Б.* Продукты ликвации в породах мел-палеогенового возраста Охотско-Чукотского вулканического пояса и особенности их металлогенности. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 2, с. 433—436.

235. *Хитаров Н.И., Лугин В.А.* Ликвация в природных силикатных системах. — Геохимия, 1978, № 6, с. 803—820.

236. *Хотин М.Ю.* Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса. М.: Наука, 1976. 196 с.

237. *Шаповалов Ю.Б., Зарайский Г.П.* Экспериментальное исследование диффузионной метасоматической зональности при кислотном выщелачивании гра-

нитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 314—329.

238. Шаповалов Ю.Б., Зарайский Г.П. Экспериментальное моделирование средне-низкотемпературных гидротермальных метасоматитов кислотного выщелачивания гранитоидных пород. — В кн.: Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 129—138.

239. Шарпов В.Н., Голубев В.С. Динамика взаимодействия магмы и породами. Новосибирск: Наука, 1976. 234 с.

240. Шарпенко Л.Н. Магматогенные кольцевые структуры. Л.: Недра, 1979. 217 с.

241. Шахов Ф.Н. Геология жильных месторождений. М.: Наука, 1964. 212 с.

242. Шеймович В.С. Особенности развития дочетвертичных вулканотектонических депрессий на Камчатке. — Геотектоника, 1974, № 6, с. 118—125.

243. Шеймович В.С. Игнимбриты Камчатки. М.: Недра, 1979. 146 с.

244. Шинкарев Н.Ф. Происхождение магматических формаций. Л.: Недра, 1978. 302 с.

245. Шульц С.С. Поведение химических элементов при глубинной дифференциации вещества Земли. — Геология и геофизика, 1976, № 12, с. 161—166.

246. Щека С.А. О явлениях ликвации базальтовых расплавов. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 3, с. 691—694.

247. Эльдер Дж. Количественное лабораторное изучение динамических моделей магматических интрузий. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 213—229.

248. Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 232 с.

249. Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Основные этапы вулканизма и тектонических преобразований четвертичного времени в западной части Тихоокеанского кольца. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, № 3, с. 5—26.

250. Яковлев Г.Ф. Вулканогенные структуры рудных полей. — Геология руд. месторождений, 1979, № 3, с. 3—17.

251. Ярмолюк В.В. Вулканогенные структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 99 с.

252. Blake D.H. Welded tuffs and the Maellitell Caldera, Alftatjördur Volcano, South-eastern Iceland. — Geol. Mag., 1969, vol. 106, N 6, p. 531—541.

253. Ewart A. A review of the mineralogy and chemistry of tertiary-recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. Amsterdam etc.: Elsevier Sci. Publ. Co, 1979, p. 14—120.

254. Kennedy W.O., Anderson E.M. Crustal layers and the origin of magmas. — Bull. Volcanol., 1938, vol. 3, N 23.

255. Krummenacher D., Gastil R.G., Busher J., Doupoint J. K—Ar apparent ages, Peninsular ranges batholith, Southern California and Baja California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 6, p. 760—768.

256. Lipman P.W. Evolution of the Platoro Caldera complex and related volcanic rocks, South-eastern San Juan Mountains, Colorado. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1975, N 852, p. 1—123.

257. Malahoff A., Woolard G.P. Magmatic measurements over the Hawaiian ridge and their volcanological implications. — Bull. Volcanol., 1966, vol. 29, N 735.

258. McBirney A.R. Differentiation of the Skaergaard intrusion. — Nature, 1975, vol. 253, N 5494, p. 691—694.

259. Myers J.S. Cauldron subsidence and fluidization: mechanism of intrusion of the Coastal Batholith of Peru into its own volcanic eject. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 9, p. 1209—1220.

260. Smith R.L., Bailey R.A. Resurgent cauldrons, their relation to granitic ring complexes and large volume rhyolitic ash flows. — In: Intern. Symp. Volcanol., Tokyo, Sci. Council Jap. Abstrs. Tokyo, 1962, p. 67—68.

261. Smith R.L., Bailey R.A. Resurgent cauldrons. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1968, vol. 116, p. 613—662.

262. Steven Th.A., Lipman P.W. Calderas of the San Juan volcanic field, South-eastern Colorado. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1976, N 958, p. 1—35.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I	
Геотектонические позиции, признаки и основа систематики центров эндогенной активности	12
Глава II	
Общая характеристика центров эндогенной активности (вулканических систем)	16
Паужетский центр эндогенной активности	17
Результаты предшествующих работ	17
Осадочно-вулканогенные комплексы и палеовулканические реконструкции	23
Особенности геологического строения и развития	45
Налачевский центр эндогенной активности	47
Результаты предшествующих работ	47
Вулканогенные комплексы и палеовулканические реконструкции	50
Особенности геологического строения и развития	65
Корякско-Быстринский (Южно-Быстринский) центр эндогенной активности	66
Результаты предшествующих работ	66
Осадочно-вулканогенные комплексы и палеовулканические реконструкции	69
Особенности геологического строения и развития	82
Глава III	
Закономерности строения и развития центров эндогенной активности	84
Строение центров эндогенной активности	84
Развитие центров эндогенной активности	90
Глава IV	
Породные ассоциации и эволюция магматизма в центрах эндогенной активности	98
Породные группы и их ассоциации в центрах эндогенной активности	99
Краткая характеристика породных групп в центрах эндогенной активности	105
Ассоциации породных групп (классов) в центрах эндогенной активности	114
Возможная природа породных групп (классов), ассоциативных (обобщенных) породных групп и ассоциаций магматических пород в центрах эндогенной активности	122
Глава V	
Метасоматиты в центрах эндогенной активности	133
Классификация и краткая характеристика классов и групп метасоматитов	133
Вероятная природа классов метасоматитов	144
Ассоциации метасоматитов и магматических проявлений в центрах эндогенной активности	145
Метасоматиты и ритмичность в вулканических системах	147
Возможная природа связи метасоматитов с магмопроявлениями	148
Глава VI	
Корни вулканических систем (вероятная модель)	151
Заключение	154
Литература	156

1
Олег Николаевич Егоров
ЦЕНТРЫ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ
(вулканические системы)

*Утверждено к печати
Институтом вулканологии
ДВНЦ АН СССР*

Редактор *Т.Ю. Маренина*
Редактор издательства *А.А. Фролова*
Художник *Д.А. Шпаков*
Художественный редактор *М.В. Версоцкая*
Технический редактор *Г.П. Каренина*
Корректор *В.П. Крылова*

Набор осуществлен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27719

Подписано к печати 19.01.84. Т — 00227
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 2
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 10,5 + 2,0 вкл. Усл.кр.-отт. 10,8
Уч.-изд. л. 15,8. Тираж 600 экз. Тип. зак. 1068
Цена 2 р. 40 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

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Готовятся к печати книги:

Вулканические пояса Восточной Азии. 55 л. 8 р. 80 к.

Работа посвящена характеристике вулканических поясов Восточной Азии. Рассматриваются различные типы поясов, их магматизм и металлогения. Освещаются вопросы эволюции магматизма и оруденения в вулканических поясах. Показано, что наиболее интенсивно процессы вулканизма проявились в мезозое и кайнозое. Отмечается особая роль разрывных нарушений и сдвиговых дислокаций в формировании поясов и рудных месторождений.

Для широкого круга геологов.

Большое трещинное Толбачинское извержение (1975—1976, Камчатка). 48 л. 7 р. 70 к.

В книге описывается одно из крупнейших базальтовых извержений Курило-Камчатского вулканического пояса, а также крупнейшее трещинное извержение мира за историческое время. Дается подробное описание извержения, его физические характеристики, история вулканизма в районе извержения и другие геофизические исследования.

Для вулканологов, географов, геологов, геофизиков.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

2р. 40 к.

4186

