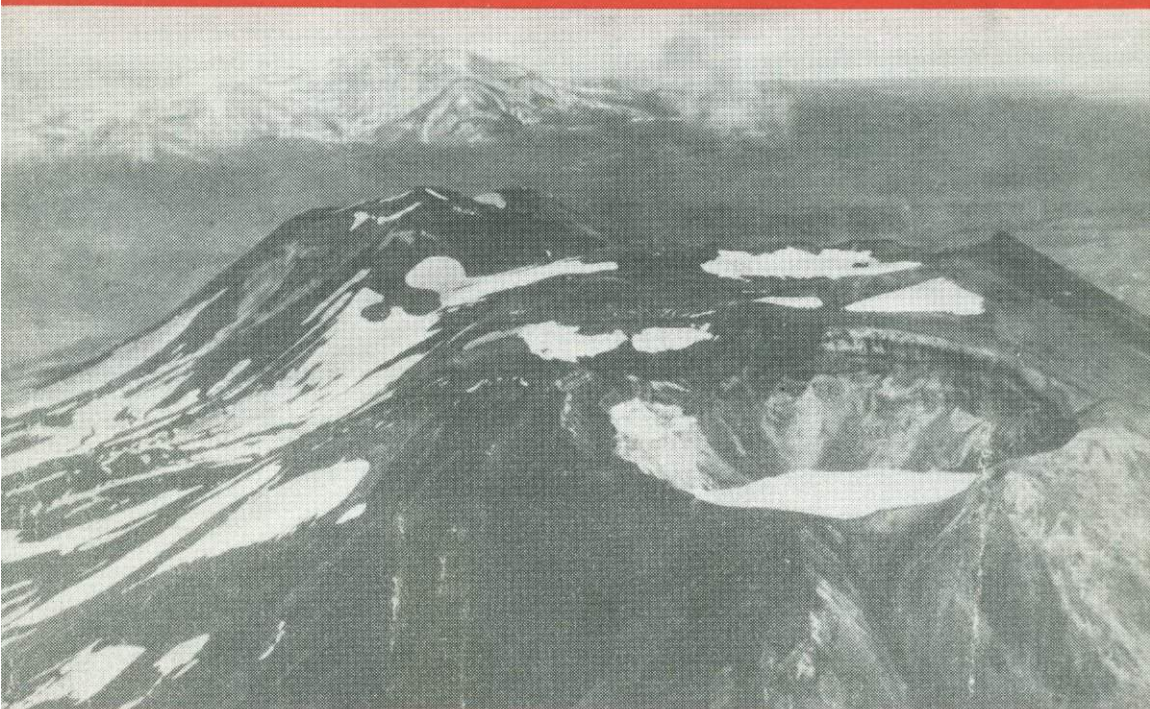


О.Б.Селянгин

**ПЕТРОГЕНЕЗИС
БАЗАЛЬТ-ДАЦИТОВОЙ
СЕРИИ
В СВЯЗИ
С ЭВОЛЮЦИЕЙ
ВУЛКАНО-
СТРУКТУР**



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

О.Б.Селянгин

**ПЕТРОГЕНЕЗИС
БАЗАЛЬТ-ДАЦИТОВОЙ
СЕРИИ
В СВЯЗИ
С ЭВОЛЮЦИЕЙ
ВУЛКАНО-
СТРУКТУР**

Ответственные редакторы:

кандидат геолого-минералогических наук Г.Б. ФЛЕРОВ,
кандидат геолого-минералогических наук К.Н. РУДИЧ



МОСКВА "НАУКА"
1987



4794

Селянгин О.Б. Петрогенез базальт-дацитовый серии в связи с эволюцией вулканоструктур. М.: Наука, 1987. С. 148

Освещаются закономерности долговременного развития вулканического процесса, место и роль в нем вулканотектонического образования структур на основе широкого комплекса геологических, петрографических и микрозондовых минералогических данных. Обсуждается происхождение сложнодифференцированной серии изверженных пород с признаками толеитовых и известково-щелочных и взаимосвязь их вулканических и plutонических фаций.

Табл. 26, ил. 52, библиогр. 126 назв.

Рецензенты:

М.М. Лебедев, С.И. Набоко

ВВЕДЕНИЕ

Происхождение и генетические соотношения дифференцированных серий изверженных горных пород в силу фундаментальной научной и металлогенической значимости относятся к числу наиболее актуальных проблем магматической геологии. В подходе к их решению могут быть выделены две главные задачи: выявление физико-химической сущности процессов, порождающих разнообразие пород (петрогенезис в узком смысле), и установление конкретного механизма и путей их реализации, обеспечивающих присущие данным сериям взаимоотношения пород разного состава, фациального облика и потенциальной рудоносности.

Если первая задача при современном уровне исследований становится принципиально разрешимой на основании изучения только самого изверженного вещества, то решение второй задачи и проблемы в целом возможно лишь в рамках конкретных магмодинамических моделей, воссоздаваемых по геологическим данным (удовлетворяющих им) и учитывающих комплекс основных свойств магматического процесса как целостного физико-химического и гидродинамического явления. К числу таких свойств, в разной степени проявляющихся и опознаваемых в различных геологических ситуациях, относятся определенный механизм подъема магмы в гравитационном поле Земли, химическое и (или) физическое взаимодействие ее с вмещающими породами (проводящей средой), динамический режим этих процессов и факторы его регуляции и, наконец, место и роль изменения состава и физических свойств магмы в общей системе этих характеристик единого процесса. Понимание каждой из них, в свою очередь, проблематично и дискуссионно, однако именно комплексное рассмотрение их в органической взаимосвязи представляет оптимальным путем решения как общей задачи, так и составляющих ее частных.

Наибольшие возможности для такого подхода к исследованию генезиса дифференцированных серий предоставляет изучение вулканической формы магматизма, характеризующейся предельно высоким уровнем подъема магматических масс, развивающейся в периодическом режиме и с периодическими преобразованиями магмопроводящих систем. Эти перестройки связаны с определенными стадиями эволюции магм и прямо или косвенно отражаются на дневной поверхности в образовании характерных вулканических форм и вулканотектонических структур. Поэтому выявление причинно-следственных отношений между общей динамикой (долговременным режимом) вулканизма, вулканогенным структурообразованием и эволюцией магм представляется необходимой предпосылкой более глубокого постижения как механики магматического процесса в целом, так и сущности одной из важнейших его сторон — дифференциации глубинного магматического вещества, составной частью которой является и потенциальная концентрация его рудных компонентов.

Вулканизм необходимо связан и с плутонической формой магматического процесса, следы которой обнаруживаются в выносе вулканитами обломков-включений родственных им подно- и полукристаллических пород разноглубинного облика. В отличие от самостоятельных проявлений плутонизма, всегда наблюдаемых лишь в качестве конечного результата магматического процесса, совместное исследование вулканитов и включений дает возможность анализа его

промежуточных стадий и реконструкции механизма петрогенезиса взаимосвязанных вулканических и плутонических серий в динамике.

Наиболее благоприятными объектами исследования, обладающими необходимой полнотой проявления указанных свойств и признаков, являются долгоживущие вулканические узлы — центры типа групп вулканов с телескопированными комплексами кальдер. Существование последних позволяет предполагать для продуктов деятельности центров общность систем проводимости магматического вещества, что нередко подтверждается извержениями непрерывно-дифференцированных вулканитов — производных зональных по составу частей этих питающих магмодов.

Настоящая работа представляет опыт комплексного, системного исследования магматического процесса и петрогенезиса базальт-дацитовый серии на примере одного из таких длительно развивающихся и активных донныне вулканических центров Камчатки — Малосемячинского центра. Являясь во многом типичным среди подобных узлов Восточно-Камчатского плиоцен-четвертичного вулканического пояса, Малосемячинский центр выгодно отличается выдержанностью унаследованного полиритмического развития и полнотой спектра пород с сериальными признаками толеитовых и известково-щелочных в составе общей сложнодифференцированной серии от базальтов до риолито-дацитов.

Автор выражает искреннюю признательность за помощь сотрудникам Института вулканологии Н.В. Семенихиной, К.З. Гребзды, Л.Л. Зубаревой, А.Д. Чернявской, В.К. Костаревой, Л.Н. Ананьевой, а также своим коллегам А.П. Максиму, О.Н. Волинцу и Б.В. Иванову, обсуждение с которыми различных аспектов работы способствовало ее улучшению.

Глава I

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Малосемячинский вулканический центр представляет собой одну из трех автономных частей более крупного вулканического центра Карымской группы вулканов, структурно обособившуюся в его составе на определенной стадии развития центра. Общность раннего этапа геологической истории и сопоставление путей позднейшего развития этих структур позволяют нам дать детальное описание эволюции Малосемячинского центра на фоне основных сведений о развитии всего района Карымской группы вулканов.

Эта группа расположена в средней части плиоцен-четвертичного вулканического пояса Восточной Камчатки, на побережье Кроноцкого залива, в междуречье Новый Семячик — Жупанова. Она включает действующие вулканы Карымский и Малый Семячик, 18 других, угасших и в различной степени разрушенных-полигенных вулканов, а также более двух десятков моногенных вулканических образований — шлаковых конусов, мааров, экструзий (рис. 1). Вулканы, тяготеющие к Малосемячинскому центру, лежат в северо-восточной части Карымской группы, наиболее близкой к Тихому океану.

Первые систематические сведения о вулканизме Карымской группы были получены в результате маршрутных исследований района под руководством В.И. Влодавца в 1938 и 1946 гг. [10, 11, 14, 15]. Дальнейшее расширение и углубление знаний о геологическом строении и вулканизме района связано с работами Б.В. Иванова, изучавшего Карымский вулкан и прилегающую юго-западную часть Карымской группы в начале 60-х гг. [29, 30, 31].

Детальное геолого-петрологическое изучение вулкана Малый Семячик и всей северо-восточной части Карымской группы (собственно Малосемячинского вулканического центра), выполненное автором в 1968—1974 гг., завершило исследование района на новом уровне детальности и позволило воссоздать картину его тектономагматической эволюции в четвертичное время [54, 57]. В этот же период партией КТГУ под руководством А.Г. Цикунова была проведена геологическая съемка центральной части Восточной вулканической зоны Камчатки в м-бе 1:200 000, внесшая существенные коррективы в понимание ее дочетвертичной геологической истории, а вулкан Малый Семячик стал объектом уникальных по своей детальности геофизических и тефрохронологических исследований [7, 8, 24, 60]. В последние годы группой исследователей различных направлений выполнено повторное детальное изучение западной части Карымской группы вулканов. В коллективной работе [22] обобщены новые и ранее известные данные о Карымском районе, в целом подтвердившие более раннюю схему его развития. Однако новые интерпретации и выводы (в частности, о времени возникновения вулканического центра, о его купольном строении, об общей направленности тектономагматического процесса) не обеспечены в этой работе достаточно надежной аргументацией, и их следует воспринимать критически.

В итоге многолетних комплексных исследований вулканический центр Карымской группы, и особенно одна из его составляющих — Малосемячинский центр, стал наиболее геологически изученным узлом Курило-Камчатской островодужной системы.

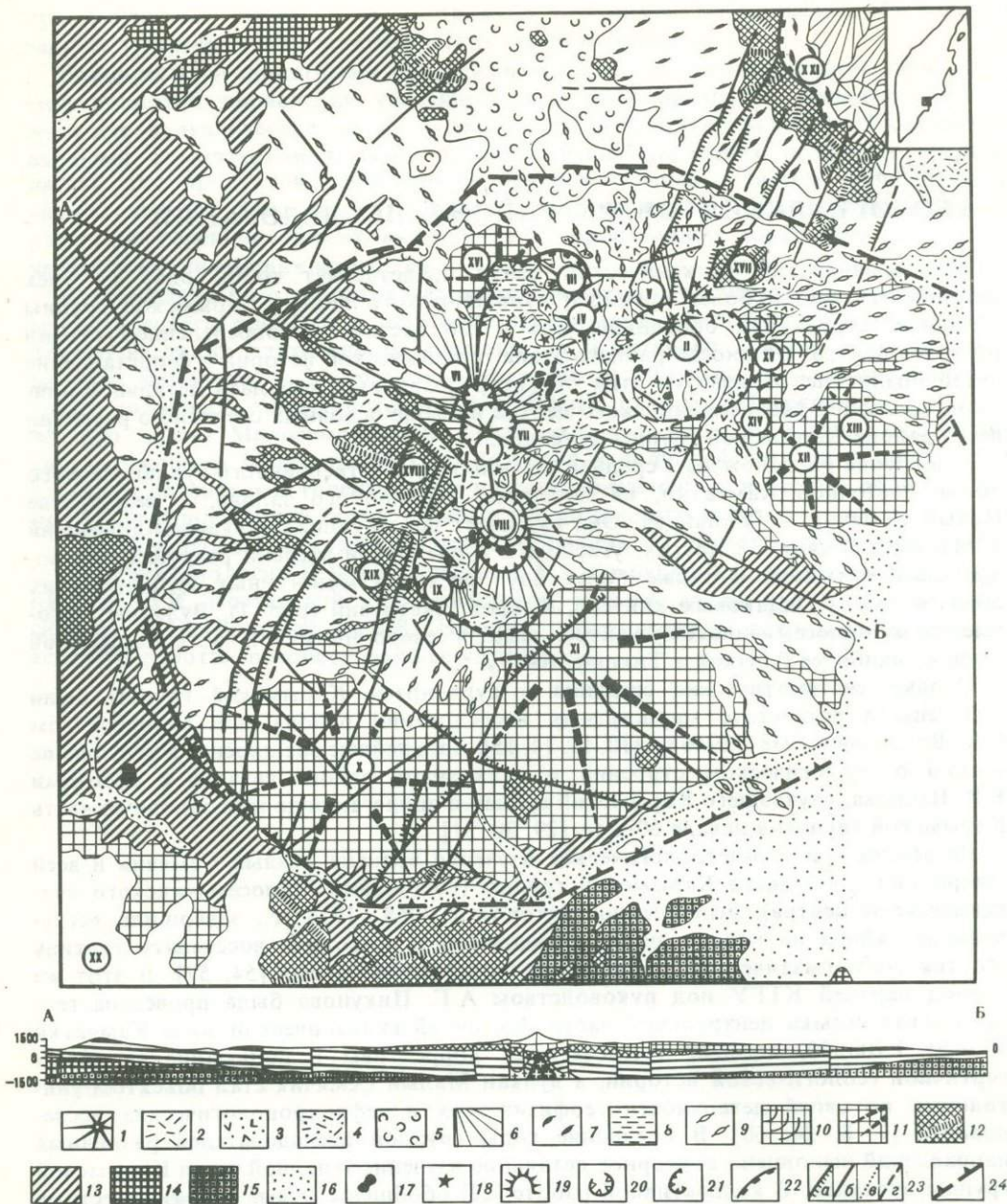


Рис. 1. Структурно-геологическая схема района Крымской группы вулканов. По О.Б. Селянину [59], с дополнениями по [22]

1 — действующие и недавно угасшие вулканы позднплейстоценового—голоценового возраста; 2 — пемзы, связанные с образованием кальдеры Крымского вулкана, средний голоцен; 3 — агломеративные туфы кальдеры Малого Семячика, поздний плейстоцен; 4 — пемзы и туфы кальдеры Однобокого Академии наук, поздний плейстоцен; 5 — позднплейстоценовый спекшийся пемзовый туф краевой фации игнимбритов кальдеры Узон; 6 — базальт-андезито-базальтовые стратовулканы начала позднего плейстоцена; 7 — игнимбриты кальдеры Большого Семячика, средний—поздний плейстоцен; 8 — внутрикальдерные озерные и пирокластические отложения средне-позднплейстоценового возраста; 9 — игнимбритовые покровы, связанные с кальдерами Крымско-Семячинской системы, средний плейстоцен; 10 — лавы дацитов, средний плейстоцен; 11 — базальт-андезито-базальтовые стратовулканы и лаво-пирокластические толщи раннплейстоценового возраста; 12 — реликты вулканических построек и эффузивно-пирокластические отложения позднего плиоцена; 13 — терригенные, вулканотерригенные и вулканические

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА КАРЫМСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

Вулканический центр Карымской группы вулканов естественно выделяется как участок повышенной концентрации вулканических аппаратов в центральной части плиоцен-четвертичного вулканического пояса Восточной Камчатки. В системе его продольной зональности центр принадлежит зоне развития контрастного, базальтоидного и кислого вулканизма, характерной широким проявлением эксплозивных процессов, формированием мощных пемзово-игнимбритовых толщ и компенсационных вулкано-тектонических структур — кальдер. Комплекс вулканов и кальдер Карымской группы замыкает с юга ряд подобных центров Восточной Камчатки, расположенных между поперечными поднятиями Кроноцкого и Шипунского полуостровов, и граничит с зоной иного тектономагматического режима.

В структурном отношении вулканический пояс представляет собой пологий асимметричный прогиб СВ простираения ($40-45^\circ$), имеющий на участке Карымской группы ширину около 60 км. Он заложился в раннем плиоцене на пенепленизированном складчатом геосинклинальном основании, сложенном кремнисто-вулканогенными, кремнисто-карбонатными и вулканогенно-терригенными отложениями мел-палеогенового и олигоцен-миоценового возраста [23, 33]. Эти интенсивно дислоцированные толщи, объединяемые в нижний структурный этаж, обнажаются в смежных, развивавшихся параллельно с прогибом горст-антиклинальных структурах хребтов Валагинского и Тумрок на северо-западе, полуостровов Кроноцкого и Шипунского на юго-востоке. Севернее Карымской группы простираение плиоценового прогиба совпадает с простираением складчатых толщ основания, однако на широте группы они испытывают резкий структурный разворот к юго-востоку, в направлении Шипунского полуострова, образуя вместе с его складчатой системой единую положительную структуру СЗ простираения (Шипунско-Кирганикское поперечное поднятие, по А.Е. Шанцеру) [80]. Вулканический пояс не меняет простираения при пересечении этой структуры фундамента, отчетливо обнаруживая свой характер наложенной структуры.

Строение прогиба соответствует общему характеру новейших дислокаций Центральной и Восточной Камчатки, представляющих систему асимметричных линейных структур типа односторонних горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Такую форму односторонней грабен-синклинали, с пологим северо-западным крылом и крутым, существенно дизъюнктивным ограничением с юго-востока, имеет прогиб Восточной вулканической зоны на своих фланговых участках, в районах Кроноцкого и Шипунского полуостровов. Однако на центральном участке между полуостровами юго-восточная граница прогиба морфологически не выражена. В районе Карымской группы юго-восточное крыло структуры намечается по ограниченному выходу верхнеплиоценовых отложений по побережью Кроноцкого залива. В направлении побережья по данным гравиметрии [24] фиксируется также воздымание кровли нижнего структурного этажа. В целом,

отложения раннего плиоцена (сторожевская и шапинская свиты). Комплекс основания: 14 — дислоцированные отложения миоценового возраста; 15 — четвертичные флювиальные отложения; 16 — магматические внедрения; 17 — эструзии; 18 — шлаковые и лавовые конусы; 19 — маары; 20 — взрывные кратеры; 21 — кольцевые уступы кальдер второго поколения (поздний плейстоцен — голоцен); 22 — кольцевые уступы среднеплейстоценовых кальдер Карымско-Семьячинской системы на уровне заполнения; 23 — линейные разломы; а — с существенным смещением блоков, б — малоамплитудные и с неустоявленным характером смещения, в — погребенные, г — предполагаемые; 24 — граница предполагаемой Жупановской кольцевой структуры и Карымской группы вулканов.

Вулканы Карымской группы (цифры в кружках): I — Карымский, II — Малый Семьячик, III — Ступенчатый бастион, IV — Сухой, V — Пра-Семьячик, VI — Двор, VII — Древний Карымский, VIII — Академия наук и Однобокий, IX — Белянкина, X — Жупановские Востряки, XI — Дитмара, XII — Прибрежный Южный, XIII — Прибрежный Северный, XIV — Стена, XV — Массивный, XVI — Соболиный, XVII — Березовый, XVIII — Разлатый, XIX — Крайний, XX — лавовые поля Жупановского вулкана; XXI — хр. Борт и уступ кальдеры Большого Семьячка

однако, морфоструктура прогиба здесь открыта к океану, и природа ее восточного ограничения не ясна.

Наиболее полный разрез плиоценовых отложений, выполняющих прогиб, описан А.Г. Цикуновым и другими [81] у северо-западной границы Карымской группы, где они слагают северо-западное крыло структуры и наклонены к ЮВ по азимуту 130—135°, под углами 10—15°. В разрезе выделяются две свиты: нижняя, щапинская, и согласно перекрывающая ее сторожевская.

Щапинская свита имеет мощность до 1400 м. С резким несогласием она залегает на размытой поверхности дислоцированных пород миоцена. Нижняя часть свиты (1100—1200 м) представлена толщей терригенных прибрежно-морских базальных слоев и преимущественно континентальными отложениями — конгломератами, песчаниками, аргиллитами и алевролитами с прослоями бурых углей и ископаемой флорой. Верхняя часть свиты (200—300 м) фиксирует начало вулканической деятельности в пределах формирующегося прогиба: она сложена терригенно-вулканогенными отложениями, включающими пачку туфов основного состава, конглобрекчии и протяженные горизонты базальтовых лав, в частности характерных мегаплагиофировых лав, маркирующих кровлю свиты. Они встречены в виде ксенолитов в среднеплейстоценовых игнимбриках на востоке Карымской группы, что свидетельствует о выдержанности описанного разреза на всей площади вулканического центра. По комплексу биостратиграфических и палеомагнитных данных щапинская свита предварительно датирована ранним плиоценом.

Сторожевская свита надстраивает плиоценовую толщу. Наиболее полный непрерывный ее разрез общей мощностью 222 м (гора Стол) включает покров туфоигнимбриков (42 м), конгломераты (5 м), пачку переслаивающихся озерных диатомитов и песчаников (85 м), оливиновые базальты (90 м). Игнимбрики и базальты обратно намагничены.

Севернее района Карымской группы щапинская свита и нижняя часть сторожевской свиты, постепенно сокращаясь в мощности, выпадают из разреза, и толща сторожевских базальтов (суммарной мощностью до 450 м) налегает непосредственно на миоценовое основание. На участке Карымской группы, таким образом, проявилось наиболее раннее и интенсивное прогибание ложа вулканического пояса, начавшееся локальной ингрессией, а затем компенсированное континентальным осадконакоплением и вулканической аккумуляцией.

На северо-западном фланге Карымской вулканической группы, в долине р. Жупановой, озерные отложения сторожевской свиты, погружающиеся к оси прогиба, перекрываются пачкой эффузивных и пирокластических пород основного состава мощностью до 450 м. Эта пачка уже непосредственно надстраивается древнейшими из сохранившихся в рельефе вулканами Карымской группы — Разлатым и Крайним, с которыми, видимо, она отчасти и связана. Эффузивы всего этого комплекса, по данным А.Г. Цикунова и В.В. Кочегуры [37], вплоть до верхних горизонтов лав вулкана Крайнего, магнитоотрицательны. Сходные сохранность, геологическую позицию и возраст имеет также вулкан Березовый на северо-востоке вулканической группы. Все вулканические образования более высоких стратиграфических уровней, составляющие основной объем материала, извергнутого центром, характеризуются только положительной намагниченностью.

Таким образом, возрастным рубежом, от которого достоверно прослеживается развитие вулканического центра Карымской группы как сообщества морфологически выраженных вулканических аппаратов и локализованного ареала мощной вулканической аккумуляции, является конец плиоцена. Все более древние вулканогенные отложения района представлены исключительно стратифицированными толщами без морфологически выраженных аппаратов. Тенденция их регионального распространения при всей невыдержанности и фациальной измен-

чивости отражает, по-видимому, преимущественно площадной (ареальный) тип извержений и широкую миграцию центров активности на ранней стадии эволюции вулканического пояса. Этот пояс, единый в начале, лишь позднее испытал структурную дифференциацию с образованием отдельных вулканических центров.

МОРФОЛОГИЯ И СТРУКТУРА ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ГРУППЫ

К концу плиоцена происходит существенное сужение прогиба вследствие роста срединных с ним положительных структур. Нарастание жесткости и постепенное затухание прогибания ложа вулканического пояса наряду с концентрацией вулканизма в ареалах-центрах его приосевой части вызвало перекомпенсацию прогиба вулканической аккумуляцией. Это привело к возникновению в пределах прогиба обращенного рельефа в виде системы вулканических нагорий, имеющих в разрезе вид двояковыпуклой линзы, или "биклинали" [85]. Такая морфоструктура свойственна и вулканическому центру Карымской группы. Продукты его деятельности формируют вдоль оси прогиба пологую валообразную возвышенность размером 30×60 км, увенчанную вулканическими постройками и осложненную в вершинной части комплексом кальдер (см. рис. 1, 2). Она образована слившимися щитообразными основаниями докальдерных базальт-андезито-базальтовых стратовулканов, эффузивными толщами их подножий и перекрывающими их покровами кислой пироклаستيку. Высота нагорья (без вулканических конусов) в его центральной части, в районе Карымского озера, достигает 800 м, снижаясь до 0 на востоке, у берега океана, и до 400—200 м у западной границы центра, в долине р. Жупановой. Углы склонов составляют 2—4°.

Возвышенность образовалась, следовательно, существенно аккумулятивным путем без положительной тектонической составляющей. Геологические данные не подтверждают предположений о вулканопольной структуре района: плиоценовые (сторожевские) озерные осадки в верхах его фундамента наклонены к оси прогиба, а озерные отложения внутри среднеплейстоценовых кальдер залегают горизонтально. Таким образом, залегание вулканитов позднеплиоцен-четвертичного возраста близко к первичному, и на данной стадии развития структуры центра, с ее ослабевающим вулканизмом, положительные деформации в них отсутствуют.

Смыкание в субкольцевую систему (дугообразных) долин рек Жупанова и Новый Семячик — естественных географических границ Карымской группы — использовалось ранее в качестве признака возможного заложения их по швам крупной вулкано-тектонической структуры, выделяемой под названием Жупановской [29, 85]. Существенных однонаправленных смещений по ее северной и западной границам в породах четвертичного яруса не установлено, что, однако, не исключает более ранних деформаций. Южная граница предполагаемой депрессии представляет собой систему сбросов плиоценового фундамента (см. рис. 1, 2) с амплитудами до первых сотен метров. Эта граница одновременно является и границей различных структурно-фациальных зон Восточного вулканического пояса, пересекающего в этом месте поперечное поднятие складчатого основания. Таким образом, нельзя полностью исключить существование в фундаменте района предполагаемой отрицательной структуры.

В четвертичное время главным структурообразующим фактором в вулканическом центре Карымской группы были отрицательные дизъюнктивные деформации. Крупнейшие из них имели вулкано-тектоническую природу и были представлены обрушениями обширных раздробленных блоков по кольцевым уступам, ограничивающим кальдеры; они возникли в среднеплейстоценовое время при извержении около 200 км³ пемз и игнимбритов.

Единая система из трех сближенных кальдер диаметрами 10—12 км, объединенных почти в единую структуру дополнительными проседаниями межкальдерных блоков и секторных грабенов, осложняет вершинную часть вулканического

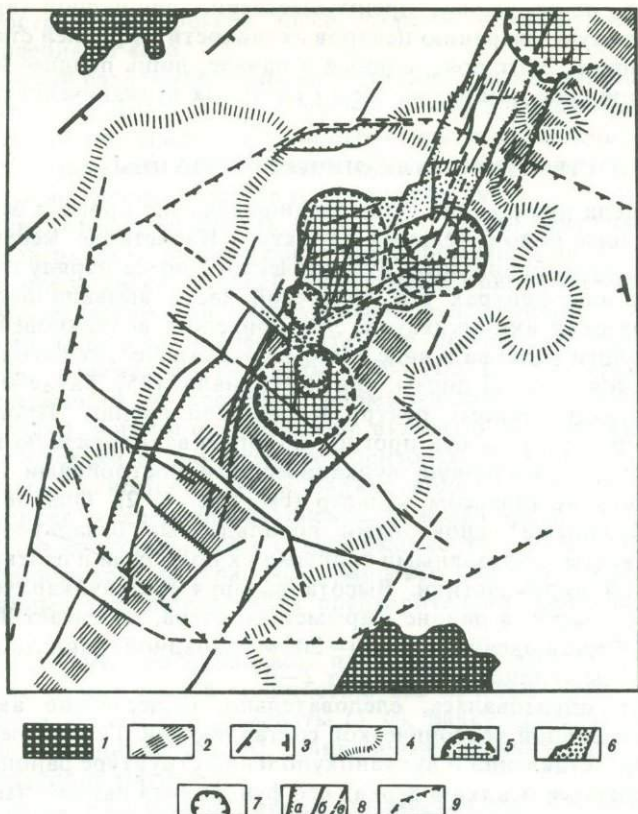


Рис. 2. Тектоническая схема района Карымской группы

1 — выступы доплиоценового фундамента (нижний структурный этаж); 2 — предполагаемое положение оси прогиба; 3 — элементы залегания плиоценовых отложений; 4 — контур вулканического нагорья по 500-метровой изогипсе; 5 — кольцевые уступы и обрушенные блоки дниц среднеплейстоценовых кальдер; 6 — дополнительные проседания смежных блоков и секторных грабенов; 7 — кальдеры второго поколения Q_1-Q_4 ; 8 — разломы: а — с выраженным в рельефе смещением блоков, б — малоамплитудные и с неустановленным характером смещения, в — погребенные и предполагаемые; 9 — граница предполагаемой Жупановской кольцевой структуры и вулканического центра Карымской группы вулканов

нагорья (см. рис. 2). Эта структура сочетает в своем облике черты единства и одновременно автономности отдельных своих частей. Кальдеры, входящие в ее состав, имеют те же названия, что и останцы срезанных ими докальдерных вулканов, образующих участки кальдерных уступов, наиболее четко выраженные в рельефе: кальдера Стены (северо-восточная часть системы), кальдера Соболиного (северо-западная часть) и кальдера Крайнего, или Крайняя, — замыкающая с юга не только описываемую структуру, но и весь ряд кальдер Восточной вулканической зоны. Первые две кальдеры, возникшие одновременно, образуют общую сдвоенную структуру, выраженную в виде единого элемента рельефа (депрессии). Кальдера Крайняя, возникшая несколько позднее, хотя и связана структурно с первыми, но геоморфологически не является единой с ними. Она отделена от этих двух кальдер широкой перемычкой, деформированной грабенами, и характеризуется существенно большими абсолютными высотами дница и ограничивающего ее игнимбритового уступа. Общая площадь всей структуры, называемой Карымско-Семячинской кальдерной системой, вместе с дополнительно опущенными смежными блоками составляет 350 км^2 .

У кальдер Стены и Соболиного сохранились лишь противоположащие восточный

и западный дуговые фрагменты уступов. Реконструкция их до полных "колец" позволяет установить первоначальную автономность каждой кальдеры в двоянной структуре. Это позднее проявилось в различном характере локализации и эволюции внутрикальдерного вулканизма.

Глубину обрушения блоков кальдерных дниц, погребенных позднейшими отложениями, можно ориентировочно оценить по высоте кольцевых уступов. Составляя первые десятки метров на участках, сложенных игнимбритами, она достигает сотен метров на участках "срезания" кольцевыми сбросами докальдерных вулканов: 500 м у вулкана Соболиного, 350 м у Стены, 400 м у вулканов Крайнего и Дитмара. Исчезновение крупных фрагментов этих построек показывает, что амплитуды просядок превышают указанные величины. Взрывных отложений под игнимбритами нет, а количество резургентного материала в них, хотя и довольно значительное (порядка 3—5%), несопоставимо с исчезнувшими объемами пород докальдерных вулканов. Поэтому механизм компенсационного обрушения представляется единственно приемлемым для объяснения генезиса кальдер. В то же время их воронкообразные профили и округлость очертаний на уровнях их современного заполнения свидетельствуют о существенной роли взрывов, содействующих образованию игнимбритов, как инициальном факторе деструкции и формообразования. Как показало разбуривание подобных структур в Японии, они действительно представляют собой пологие воронкообразные расширения над центральными эруптивными цилиндрами значительно меньших диаметров [2].

Образование кальдерной системы завершило формирование вулканического центра Карымской группы: субсинхронная вулкано-тектоническая деструкция большей части докальдерных вулканов явно обнаружила наличие глубинной связи этих магматических аппаратов. В то же время автономность кальдер в их общей системе обнаружила и структурную дифференциацию единого вулканического центра на три составляющие его части. Новообразованные кальдеры представляют собой контролирующие структуры не только для синхронного им кислого вулканизма, но и почти для всего вулканизма и вулкано-тектоники позднейшего времени, развивавшихся далее в трех разобценных вулканических центрах. Эти центры названы по наиболее молодым составляющим их вулканам: центр Академии наук, связанный с кальдерой Крайней; Карымский центр, опосредованно связанный с кальдерами Соболиного и Крайней, и Малосемячинский центр, ассоциирующийся с кальдерой Стены. В их последующем развитии черты сходства сочетались со специфическими, индивидуальными для каждого центра особенностями.

Посткальдерный этап существенно базальтоидного вулканизма завершился второй серией пароксизмов кислого вулканизма в каждом из сформировавшихся центров с образованием в них молодых кальдер. Однобокого — Академии наук (диаметром 6 км), Малого Семячика (7 км) и Карымского (5 км). В отличие от ранних более поздние кальдеры приурочены каждая к отдельному вулканическому сооружению. Амплитуды их обрушения также достигают сотен метров. Кальдеры Малого Семячика и Карымского являются сравнительно простыми одноактными образованиями, в то время как кальдера Однобокого — Академии наук представляет собой сложную структуру, состоящую предположительно из двух, эксцентрично наложенных одна на другую (см. рис. 1, 2). На юге они разделены серповидным в плане останцом вулканической постройки — вулканом Академии наук. Единство двоянной кальдеры и коррелятного ей пирокластического покрова свидетельствует о сближенном во времени формировании обеих ее частей.

Усложнение кальдерной системы новыми структурами обрушения, две из которых вложены в предыдущие, а третья (Карымская кальдера) образовалась между ранними кальдерами, в сопряженной с ними зоне разломов, почти завершило формирование современной центральной многоосевой структуры Карымской группы — кальдерного комплекса с чертами гнездового и телескопического

строения. В кальдерах Малого Семячика и Карымского позже возникли одноименные с ними современные действующие вулканы.

Помимо кольцевых кальдерных сбросов, существенную роль в строении и эволюции вулканического центра Карымской группы и его производных играют системы линейных разрывов различных порядков. Доминирует диагональная система нарушений, ортогональная развита незначительно.

Разломы северо-западного ($310-320^\circ$) направления обуславливают поперечную делимость прогиба. Наиболее существенны сбросы южного обрамления вулканического центра. По удалении к северо-востоку от этой зоны контрастных движений разрывы северо-западного простирания в породах четвертичного яруса постепенно затухают.

Разломы северо-восточного направления, согласные с простиранием прогиба, немногочисленны. Небольшие опускания по ним (до первых десятков метров), тяготеющие к оси прогиба, дешифрируются в рельефе вулканов Дитмара и Жупановских Востряков.

Отчетливо выражена самая молодая система активно живущих линейных разрывов северо-восточного (20°) простирания, несколько дискордантного к простиранию прогиба. Эта система выражена в рельефе узкой, от 10 до 20 км, ломаной полосой дробления и дифференцированных опусканий в створе общего удлинения кальдерной системы центра (см. рис. 2). Транскальдерная трещинная зона является частью общей для Восточной Камчатки современной структуры растяжения и потенциальной магматической проницаемости [54, 57], т.е. молодого вулканогенного грабена, локализованного в приосевой части прогиба. Вблизи активных вулканических центров амплитуды опусканий в зоне частично компенсируемых вулканических аккумуляций увеличиваются от обычных первых метров до десятков метров: например, на северо-восточном фланге центра Карымской группы, где к описываемой зоне относится секторный грабен кальдер Стены и Малого Семячика. Южнее трещинная зона смещается к западу: она как бы преломляется при пересечении кальдерной системы и внутри нее, между Малым Семячиком и Карымским вулканом, прослеживается в виде системы разрывов с простиранием СВ 70° . Этот излом зоны отражен в морфологии хребтообразной постройки Малого Семячика, изогнутой в плане согласно с простиранием разломов.

У западного фланга кальдерной системы транскальдерные разломы вновь приобретают простирание СВ 20° и деформируют перемычку между кальдерами Соболиной и Крайней, обуславливая локализацию здесь вулканического хребта Двора—Пра-Карымского и в конечном счете кальдеры и современного конуса вулкана Карымского. Южнее кальдеры Крайней с осевой частью зоны совпадает участок повышенной сейсмической активности [31].

Транскальдерный характер трещинной зоны и локально приуроченные к ней только молодые внутрикальдерные вулканические аппараты свидетельствуют о ее недавнем заложении на участке Карымской группы — не ранее среднего плейстоцена. Магмоконтролирующая роль этой структуры усиливается с течением времени, но ограничена пока лишь кальдерами.

В целом для изученного района характерна отчетливая соподчиненность, иерархия основных структурных элементов: вулканический прогиб — обширная Жупановская кольцевая структура (?) — Карымско-Семячинская кальдерная система — молодые кальдеры на вулканах и линейная трещинная зона-магмовод. Их последовательное развитие свидетельствует об общей направленности прерывистой эволюции структуры района, отдельные элементы которой можно рассматривать как продукты структурной дифференциации предшествующих форм более крупного порядка. Эти закономерности непосредственно сопряжены с режимом вулканической деятельности центра.

ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА КАРЫМСКОГО РАЙОНА

В позднеплиоценовое-четвертичное время вулканическая деятельность в районе Карымской группы развивалась в отчетливо выраженном ритмическом режиме. Ритмичность проявилась в регулярном повторении пульсаций вулканической активности, сопряженных с периодическими перестройками магмопроводящей структуры центра, а также в соответствующих им закономерных вариациях состава и фациального облика изверженных пород — чередовании этапов эффузивно-пирокластического базальтоидного и существенно пирокластического кислого вулканизма.

Судя по переменяемости в фундаменте центра вулканитов контрастного состава, вулканитов и осадочных отложений, определенный ритм был свойствен и вулканизму плиоценового времени. Однако лишь в четвертичном периоде, благодаря возникновению в районе вулкано-тектонических структур, ритмичность вулканизма проявилась в вариациях наиболее полного набора его параметров и однозначно связывается именно с деятельностью вулканического центра.

Пароксизмальные вспышки кислого вулканизма и кальдерообразования разделяют вулканический процесс центра на три крупных ритма (мегаритма): позднеплиоценовый—среднеплейстоценовый (I), существенно позднеплейстоценовый (II) и позднеплейстоценовый—современный (III). Из них полностью завершены первые два. Они включают длительные начальные этапы (фазы) преимущественно базальтоидного эффузивно-пирокластического вулканизма, предполагаемые крупные перерывы активности и заключительные вспышки кислого взрывного вулканизма, сопровождаемые образованием кальдер. Третий мегаритм развивается в настоящее время, представлен ныне действующими вулканами Карымским и Малым Семячком. Начальные фазы каждого мегаритма осложнены ритмичностью более высокого порядка — макроритмами, отвечающими периодам формирования отдельных вулканов.

Детальный анализ развития современных вулканов с помощью тефрохронологического метода показал, что каждый макроритм включает флуктуации еще более высоких порядков — микроритмы и т.д. вплоть до единичных извержений.

Начальный этап I мегаритма охватывает время формирования докальдерного комплекса: стратовулканов Разлатого, Крайнего, Березового, Прибрежных — Южного и Северного, Соболиного, Стены, Жупановских Востряков, Дитмара, лавового вулкана Массивного, а также пирокластическо-эффузивного комплекса их подножий. В составе последнего преобладают покровные формы эффузивов типа плато-лав, связанных, вероятно, с начальными стадиями формирования первых стратовулканов и, возможно, с эпизодами ареальной вулканической деятельности, еще проявлявшейся тогда в центре.

Нижняя граница I мегаритма в геологическом разрезе центра проводится по основаниям древнейших, позднеплиоценовых вулканов Разлатого, Крайнего и Березового. Все остальные сооружения докальдерного комплекса относятся к раннечетвертичному, а, возможно, к началу среднечетвертичного времени, за исключением вулкана Массивного, по составу и возрасту близкого первому этапу кислого вулканизма центра. Независимо от точной последовательности формирования докальдерных вулканических образований главными в геолого-петрологическом аспекте являются их принадлежность единому этапу эффузивно-взрывного вулканизма и преимущественно базальт-андезито-базальтовый состав. Более кислые породы развиты в подчиненных количествах лишь на некоторых вулканах, где слагают вершинные экструзии или отдельные горизонты лав и пирокластики [11, 22, 54]. Состав пород комплекса подножий варьирует от базальтов до андезитов.

После завершения развития докальдерного комплекса к началу среднего плейстоцена в основном сформировалось вулканическое нагорье — главный

элемент морфоструктуры вулканического центра. Суммарный объем вулканитов начальной фазы I мегаритма составил около 560 км^3 , из которых около 270 км^3 приходится на позднеплиоценовые образования, а 290 — на ранне-среднечет-вертичные.

После длительного перерыва в вулканической деятельности центра I мегаритм завершился во второй половине среднего плейстоцена серией крупнейших пароксизмов кислого вулканизма с образованием мощных пемзово-игнимбритовых покровов и системы кальдер обрушения (см. выше). Поля игнимбритов суммарной площадью более 2000 км^2 опоясывают почти всю Карымскую группу вулканов, перекрывая склоны нагорья и подножия "затопленных" докальдерных вулканов. Они образуют сложный покров, состоящий из 3—4 единичных покровов зонального строения, мощностью от 10—15 до 30—50 м. Зона максимального сваривания пирокластического материала обычно располагается в нижней половине толщ, переходя к подошве и кровле в несваренный пемзовый туф. Термин "игнимбрит" в приложении к этим образованиям включает собственно игнимбриты с эвтакситовыми структурами или с лавоподобным обликом и рыхлые фации покровов.

Наименьшей степенью сваривания в общем ареале распространения игнимбритов отличается самый молодой покров, связанный с кальдерой Крайней. Со сдвоенной структурой Стены—Соболиного связан сложный покров, включающий не менее трех моногенных горизонтов пемзово-игнимбритовых отложений. Типичный разрез этой толщи приведен ниже, при описании Малосемячинского центра.

Суммарная мощность игнимбритов достигает 180—200 м в заполненных ими понижениях палеорельефа и вблизи кальдер, уменьшаясь на участках древних водоразделов и к периферии вулканического центра. Принимая для всего сложного покрова среднюю мощность, примерно 75 м, общий объем кислой пирокластике, извергнутой за пределы кальдерной системы, оценивается величиной порядка 150 км^3 .

Состав игнимбритов варьирует от риолито-дацитового до андезитового с абсолютным преобладанием дацитовых—андезитовых разностей. Указанный диапазон изменения состава можно наблюдать в пределах покровов: более кислые разности тяготеют к их приподошвенным частям [29], отражая антидромное направление эволюции магмы. Часто, однако, такой характер изменения состава затушеван примесью резургентного материала (по-видимому, перемешиванием пирокластике при отложении в турбулентных потоках).

Внутри кальдер игнимбриты отсутствуют на уровнях, соответствующих их залеганию вне кальдер. Значительно ниже этого уровня в кальдерах вскрываются более молодые озерные и пирокластические отложения. Связь игнимбритов с кальдерами, помимо вышеприведенных данных, устанавливается по признакам их общего периклиналиного залегания относительно этих структур, по характерному экранированию центробежно распространявшихся потоков пирокластике останцами докальдерных стратовулканов. Особенно показательно сравнение гипсометрических уровней кромок кальдерных уступов на тех участках, где они сложены игнимбритами. Эти уровни почти горизонтальны и различны для автономной кальдеры Крайней и сдвоенной структуры Стены—Соболиного: по обе стороны последней, у северного и южного ее уступов, отметки близкой к первичной поверхности толщи игнимбритов находятся в пределах $600 \pm 20 \text{ м}$, а на противоположных северо-восточном и юго-западном бортах кальдеры Крайней составляют $790 \pm 10 \text{ м}$. Эти отметки являются максимальными для поверхностей игнимбритовых покровов, соответствующих указанным структурам.

Некоторая часть игнимбритов отлагалась, очевидно, и внутри кальдер, консолидируя раздробленные блоки днищ, но основная их масса была выброшена за пределы аппаратов извержений и плащеобразно перекрыла склоны нагорья,

подчиняясь его рельефу и профилю равновесия текучего пирокластического материала.

По завершении игнимбритообразующих пароксизмов экструзивно-эксплозивная деятельность, постепенно слабая, продолжалась в пределах кальдер, превратившихся вначале в бессточные озерные водоемы. В них формировалась полифациальная толща пирокластических и вулканогенно-осадочных пород озерного и аллювиально-пролювиального генезиса [38, 54, 64]. Глубина эрозионного вскрытия этих отложений, погребенных под молодыми вулканами (см. рис. 1, 3), не превышает 70—80 м. В низах толщи обнажаются пачки (до 20 м видимой мощности) уплотненных тонкопараллельно-слоистых озерных осадков с прослоями пемзовой пирокластики и линзами флювиальных отложений. Осадки почти нацело представлены выпадавшим в воду кислым пирокластическим материалом преимущественно пелито-псаммитовой размерности. Накопление их периодически подавлялось отложением более мощных пачек агломератовых туфов. Верхняя часть комплекса внутрикальдерных отложений отражает более неустойчивую фациальную обстановку осадконакопления с периодическими спусками и новым подпруживанием озерных водоемов. Наряду с озерными отложениями, представленными ювенильным или переотложенным пеплово-пемзовым материалом, более существенную роль в разрезах играют пролювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения "сухих рек" с преобладанием в них пород основного состава. Источником этого материала были базальтоидные вулканы следующего, позднплейстоценового мегаритма. Начало их деятельности еще сопровождалось последними отголосками внутрикальдерного кислого вулканизма первого этапа. Объем кислого пирокластического материала в составе внутрикальдерных отложений оценивается приблизительно в 50 км^3 , а общий объем пород первого этапа кислого вулканизма центра составляет, таким образом, около 200 км^3 .

Возраст первого этапа кислого вулканизма и кальдерообразования вулканического центра Карымской группы определяется по комплексу данных. Игнимбриты района перекрываются отложениями обеих фаз позднплейстоценового оледенения (покровные валунные суглинки и морены подножий вулканов соответственно). На севере они также перекрываются игнимбритами кальдеры Узон, неспекшаяся краевая фация которых заполнила сквозную долину рек Правая Жупанова — Новый Семячик (см. рис. 1). Ранее эти игнимбриты по комплексу признаков были отнесены к концу среднего — началу позднего плейстоцена, (110 тыс. лет назад) [88], однако появились данные в пользу значительно более молодого их возраста, определенного по ^{14}C и составляющего около 40 тыс. лет назад [72].

Нижнюю возрастную границу описываемого этапа определяют полученные в последнее время уран-иониевые датировки игнимбритов из разреза вблизи кальдеры Стены: не более 180 тыс. лет нижний покров и не более 200 тыс. лет верхний покров, а также датировка риолито-дацитов предкальдерного вулкана Массивного: не более 139 ± 28 тыс. лет [1] (образцы автора). Ввиду ограниченных возможностей методики определены лишь максимальные из возможных значений возраста. Ориентируясь на минимальные из них, следует заключить, что игнимбриты кальдеры Стены и Соболиного образовались около 140 тыс. лет назад. С учетом несколько более позднего образования кальдеры Крайней и периода постигнимбритового кислого внутрикальдерного вулканизма завершение этапа наиболее мощных игнимбрито- и пемзообразующих извержений можно датировать временем около 130 тыс. лет назад.

Вулканизм второго мегаритма развивался в Карымской группе одновременно в трех обособившихся молодых центрах, в жестком структурном подчинении возникшей системе кальдер и сопряженных с ними грабенев. Начиная с конца среднего и преимущественно в начале верхнего плейстоцена в районе вновь формировались крупные, существенно базальтоидные стратовулканы: Белянкина

и Однобокий, Пра-Семячик, Двор и Пра-Карымский. Первые эксцентрично разместились в кальдерах Крайней и Стены, а Двор — на юго-западной границе кальдеры Соболиного. Единственное исключение представляет вулкан Пра-Карымский, возникший вне кальдеры на южном склоне угасшего вулкана Двор [31] и почти достроивший его сооружение в виде вулканического хребта. Ориентировка сдвоенной постройки Двора—Пра-Карымского вдоль разломов транскальдерной трещинной зоны и локализация его в грабене между кальдерами Крайней и Соболиного показывают, что формирование Пра-Карымского вулкана связано с этой трещинной зоной, а не с кальдерным контролем. Показательно, что в дальнейшем вулканическая активность в пределах указанных кальдер полностью затухает и к голоцену сосредоточивается в "межкальдерном" Карымском центре, как бы замыкающем на себя энергетический потенциал обеих прежних магмоконтролирующих структур.

Помимо Двора, с кальдерой Соболиного связан также ареал позднеплейстоценового многовыходного вулканизма: группа преимущественно моногенных шлаковых и лавовых конусов (с потоками), мааров и экструзий, обрамляющая восточный фланг кальдеры в виде дугообразной полосы. К числу ее характерных особенностей относятся широкая дифференцированность пород с преобладанием андезито-базальтов и андезитов, а также резкое преобладание эффузивной фации. Наиболее крупными в ареале являются два полигенных андезит-андезито-базальтовых вулкана — Сухой и Ступенчатый Бастион (см. рис. 1, 3).

Суммарный объем вулканитов начальной фазы II мегаритма составил около 80 км³. Мегаритм завершился новой серией катастрофических извержений пирокластики кислого—среднего состава с образованием упомянутых молодых кальдер на крупных стратовулканах каждого из автономных вулканических центров. Как и в I мегаритме, кальдерообразующие извержения II мегаритма предварялись длительными перерывами вулканической активности: об этом свидетельствуют значительно эродированные докальдерные постройки, перекрытые пирокластическими покровами. Отложения, связанные с молодыми кальдерами, представлены в основном неспекшимися пемзовыми и агломератовыми туфами. Состав их варьирует от риолито-дацитов до андезито-дацитов для покровов кальдер Однобокого — Академии наук и Карымского вулкана (в среднем отвечая дацитам) и от дацитов до андезитов для покрова кальдеры Малого Семячика (в среднем — андезит). Более кислые разности при этом четко приурочены к подошвам покровов [31, 54], отражая антидромное направление эволюции магматического вещества. Площади покровов составляют первые сотни км², объемы извергнутого материала — около 8 км³ для покрова кальдеры Малого Семячика и примерно по 6 км³ для покровов двух других кальдер.

Для кальдеры Однобокого — Академии наук предполагается возраст, близкий к началу второй фазы позднеплейстоценового оледенения: ее кольцевой уступ подвергся ледниковой обработке. Уран-иониевые (в разных вариантах расчетов) и трековые датировки покрова, связанного с кальдерой [1], показали диапазон значений возраста от 17 до 80 тыс. лет с наилучшим согласованием обоих методов и геологических данных на цифрах порядка 28—30 тыс. лет.

Пирокластический покров, связанный с кальдерой Малого Семячика, датирован уран-иониевым методом временем 10—13 тыс. лет, что, однако, противоречит более точным данным радиоуглеродного метода для внутрикальдерного вулкана Малый Семячик. Их экстраполяция позволила определить, как наиболее вероятный, возраст пирокластического покрова и кальдеры около 20 тыс. лет [60].

Кальдера Карымского вулкана датирована методом ¹⁴C по углям, обнаруженным в ее пемзовом покрове, — 7450 лет [31] и по погребенной им почве — 7800 лет [6].

Третий мегаритм вулканизма центра Карымской группы представляют ныне действующие внутрикальдерные вулканы Карымский и Малый Семячик. В каль-

дере Однобокого — Академии наук, занятой Карымским озером, вулканизм современного этапа не проявился.

Эволюция вулканов Карымского и Малого Семячика существенно различна. Первый является обычным стратовулканом и сложен преимущественно андезитами и андезито-дацитами [31]. По тефростратиграфическим данным последнего времени установлен, однако, более основной, андезито-базальтовый состав продуктов ранних этапов деятельности Карымского [6].

Малый Семячик представляет собой сложное сооружение типа вулканического хребта. В его составе абсолютно преобладают базальты и андезито-базальты, небольшие объемы пород среднего—кислого состава приурочены к заключительным стадиям деятельности его конусов. Подробные сведения о вулкане — одном из главных объектов настоящей работы — изложены ниже.

Несмотря на значительные различия в эволюции трех автономных центров, составляющих общий вулканический центр Карымской группы, главные особенности развития вулканического процесса в них подобны: чередование этапов эффузивно-пирокластического основного и эксплозивного кислого вулканизма, образование однотипных вулкано-тектонических структур. В геологическом смысле можно говорить также о субсинхронности проявления катастрофических вспышек кислого вулканизма и преобразования структуры как в I, так и во II мегаритмах: завершение последнего для всего центра Карымской группы в целом можно датировать средней цифрой около 20 тыс. лет. Принципиальное сходство развития отдельных более молодых центров с особенностями "материнского" центра Карымской группы, делает вполне представительным анализ главных закономерностей тектоно-магматической эволюции подобных вулканических узлов на примере молодого центра. Малосемячинский вулканический центр является наиболее благоприятным объектом для решения этих задач.

Глава 2

ВУЛКАНИЗМ И ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРЫ МАЛОСЕМЯЧИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

К Малосемячинскому центру относятся вулканические образования северо-восточной части Карымской группы, расположенные внутри кальдеры Стены и вблизи нее (рис. 3, см. вкл.). Это вулканы Березовый, Прибрежные Южный и Северный, Стена, пирокластическо-эффузивный комплекс их подножий, вулкан Массивный, часть игнимбритового покрова, связанная с кальдерой Стены, внутрикальдерное сооружение Пра-Семячика с перекрывающим его пирокластическим покровом, коррелятным кальдере Малого Семячика, и современный вулкан Малый Семячик. Малосемячинский центр содержит около трети всего объема позднеплиоцен-четвертичных вулканитов Карымской группы. Стратиграфическая последовательность вулканических образований центра, за исключением комплекса подножий вулканов, устанавливается по их прямым взаимоотношениям в разрезах или путем опосредованных корреляций.

ДОКАЛЬДЕРНЫЙ КОМПЛЕКС

Вулкан *Березовый* расположен на северо-востоке центра, вблизи вулкана Малый Семячик (см. рис. 1, 3). Он представлен небольшим останцом немолодого крупного стратовулкана, поперечник которого 5 км, абсолютная высота 875 м. Судя по реконструкции, его первоначальная высота могла достигать 1300—1400 м, объем — 20 км³. Сохранилась юго-восточная часть постройки в виде небольшого

хребта широтного простирания с отходящими от него к северо-востоку скальными отрогами. Западный край останца разбит ступенчатой системой позднейших сбросов транскальдерной трещинной зоны, образующей здесь унаследованно развивающийся секторный грабен кальдер Стены и Малого Семьячика; амплитуда опусканий у его восточного борта в этом месте превышает 100 м.

Максимально обнажена верхняя часть разреза вулкана в середине северного склона общей мощностью около 70 м. Она включает (снизу вверх): два потока базальтов мощностью до 5 м; грубослоистую пачку агломератов и шлаков с отдельными прослоями желто-бурых литифицированных пеплов — около 18 м; пачку из шести потоков базальтов мощностью каждый от 1,5 до 3 м с разделяющими их тонкими горизонтами шлаков — 15 м; грубо-неяснослоистую пачку шлаков и агглютинатов — 25 м; поток базальта 6 м. Близкие к первичным южный и юго-восточный склоны бронированы потоками двупироксеновых андезито-базальтов. Среди пород вулкана Березового преобладают высокоглиноземистые оливин-плагиоклазовые базальты. Объем пирокластики в средней части постройки достигает 70—75%, но заметно снижается к ее периферии. В среднем коэффициент explosивности, видимо, не превышает 50%. Вся толща пород вулкана рассечена множеством круто падающих даек основного состава мощностью от долей метра до 3—4 м.

Подножия останца перекрыты среднечетвертичными игнимбритами, фундамент вулкана не обнажен. Он датируется поздним плиоценом на основании отрицательной намагниченности его пород и морфологической выраженности в рельефе, несвойственной более древним образованиям района.

Пирокластическо-эффузивный комплекс подножий докальдерных вулканов обнажается во врезх глубоких речных долин, расчленяющих покров среднечетвертичных игнимбритов (см. рис. 3). Это преимущественно эффузивные образования типа плато-лав — обширные покровы, местами разделенные горизонтами кластического материала. Состав их варьирует от базальтов до андезитов. По условиям обнаженности их соотношения с вулканами не установлены, и их можно лишь предполагать по косвенным признакам.

Крупнейший выход лавовой толщи наблюдается на южном фланге Малосемьячинского центра, по р. Карымской. На участке ее широтного течения по обоим бортам каньонообразной долины вскрываются от одного до трех протяженных горизонтов лав мощностью от 10—12 до 40 м, представленных андезитами и андезито-базальтами. Максимальная видимая мощность толщи в левом борту долины превышает 80 м. Слабо эродированная поверхность сложного лавового покрова наклонена к югу под углами 2—4°. На "плечах" каньона она перекрыта агломератами пирокластического покрова, связанного с кальдерой Малого Семьячика, а южнее, по правым притокам р. Карымской и в долине этой реки, погружена под покров игнимбритов.

Источники этих крупных эффузий неясны. Большая суммарная ширина полосы выходов покрова у южного края депрессии Стены—Соболиного (см. рис. 3) позволяет предполагать связь его с деятельностью ареальной вулканической зоны или крупного щитообразного вулкана, расположенных на месте депрессии в раннечетвертичное время. Произведенное нами и А. П. Горшковым палеомагнитное опробование выходов покрова по р. Карымской показало только прямую намагниченность лав.

На восточном склоне Малосемьячинского центра, к северо-востоку от Прибрежных вулканов, под расчлененным пемзово-игнимбритовым покровом вскрывается обширный, более 50 км², покров базальтов. Выходы его прослеживаются до берега Кроноцкого залива, где он налегает на магнитоотрицательные туфо-игнимбриты выступа плиоценового фундамента. Мощность его здесь составляет 5—6 м. Западнее этот покров, увеличиваясь в мощности до 20—25 м, полого воздымается в направлении Прибрежных вулканов, что позволяет предполагать

связь его с начальными этапами их деятельности. Здесь он подстилается слоистой пачкой литифицированных вулканомиктовых песчаников, гравелитов и конглобрекчий также основного состава видимой мощностью до 30 м.

Лавы комплекса подножий характеризуются большим сходством петрографических и структурно-текстурных признаков. Большая часть их представлена слабопористыми афировыми и субафировыми разностями, нередко с выдержанными плоскопараллельными текстурами течения, с плитчатой или столбчатой отдельностью. Они обладают также весьма характерным признаком петрохимической общности: при сравнительно широких вариациях содержаний кремнезема большая часть покровных лав относится к типу высокожелезистых пород ряда ферробазальт—ферроандезит.

Вулкан Прибрежный Южный расположен на востоке Карымской группы, на берегу Кронцкогго залива. Это самый разрушенный из четвертичных вулканов района. Высшая точка его останца имеет отметку 808 м. Его северный, западный и южный склоны перекрыты у оснований среднечетвертичными игнимбритами, ко времени извержения которых вулкан был уже основательно разрушен. По приблизительной реконструкции диаметр основания вулкана составлял 10—11 км, высота — до 1400 м, объем постройки — около 25 км³.

В береговом обрыве обнажены лишь небольшие части его разреза, характерного для типичного стратовулкана, и фрагменты вулканокластической толщи его восточного подножия. Наиболее полный разрез наблюдается на западном склоне, начиная от высоты 700 м (снизу вверх).

Мощность, м.

Грубослоистая пачка обохренной туфобрекчии, состоящей из обломков и глыб базальтов; базис шлаковый, базальтовый	до 25
Пачка сравнительно равномерно переслаивающихся шлаков и 5 потоков оливин-плагноклазовых базальтов мощностью каждый от 0,8 до 2,5 м	14
Перерыв в обнажениях	15
Пачка слоистых окисленных агломератов и шлаков с линзами грубо-обломочного резургентного материала,	20
перекрытая потоком оливин-пироксен-плагноклазового базальта	3
Под вершиной 808 м разрез надстроен плохо обнаженной пачкой базальтовых потоков, переслаивающихся с пирокластикой (преобладает в разрезе)	до 30

Судя по элементам залегания, описанная толща слагает западную часть разрушенного вулкана, его околожерловые горизонты. Отобранные нами два образца лав описанной толщи показали, по определению В.В. Кочегуры, прямую их намагниченность. Среди пород Прибрежного Южного вулкана абсолютно преобладают базальты, представленные в основном порфировыми оливин-плагноклазовыми разностями. В отдельных выходах на восточном склоне вулкана и в многочисленных дайках основного состава встречаются афировые базальты и андезитобазальты, а также не встреченные на других вулканах мегаплагнофировые базальты с крупными таблитчатыми вкрапленниками лабрадора.

В разобщенных обнажениях берегового обрыва Кронцкогго залива выходят породы восточного подножия Прибрежного Южного вулкана, представленные глыбовой вулканомиктовой брекчией (лахаровые отложения?) видимой мощностью до 12 м и пролювиальными отложениями основного состава.

Вулкан Прибрежный Северный является, по-видимому, "сателлитом" Прибрежного Южного вулкана. Остатки его постройки образуют северный отрог массива последнего. Вершина с отметкой 622,7 м венчает подковообразный гребень из красноцветного базальтового шлака на лавовом основании.

Вследствие малой высоты останец Прибрежного Северного почти полностью перекрыт покровом среднечетвертичных игнимбритов, впоследствии расчлененным. В основании северного склона вулкана обнажено субвулканическое тело оливин-плагиоклазовых микродолеритов с поперечником выхода около 80 м.

Вулкан Стена расположен в 8 км к юго-востоку от Малого Семячика. Он представлен дугообразным в плане тектоническим останцом постройки, западная часть которой была обрушена по краю одноименной с ней кальдеры (см. рис. 1, 3). Размеры останца $4,5 \times 3,5$ км, абсолютная высота 871 м, относительная — около 300 м. Он представляет немногим более трети обрушившейся постройки, высота которой могла достигать 1300 м, объем — около 15 км^3 . Эродировано сооружение умеренно, его восточный и юго-восточный склоны, за исключением сниженной вершинной части, близки к первичным и бронированы потоками базальтов. На уровне 450—500 м они перекрыты покровом игнимбритов, вложенных в древние троговые долины между вулканами Стена и Прибрежный Южный. На водоразделе этих долин комплекс вулканитов Стены прислонен к руинам Прибрежного. Фундамент вулкана, по-видимому, образуют эффузивы комплекса подножия, обнажающиеся у его южного края.

Строение вулкана вскрывается в 300-метровом эрозионно-тектоническом уступе кальдеры; в целом оно аналогично вышеописанным постройкам. Обнажена верхняя часть разреза, в котором наблюдается определенная ритмичность в чередовании лав и пирокластик с переходами от мощных пачек тефры в низах ритмов к более равномерному переслаиванию ее с потоками вверх по разрезу. Непосредственно под вершиной останца выделяются два таких ритма. Нижний включает пачку шлаков мощностью около 18, 25 и 8 м, разделенных потоками мощностью 4,5, 5, 3 и 1,5 м. Второй ритм содержит пачки шлаков и бомбовых агглютинатов 35, 22, 3, 0,5 и 2,5 м, потоки — 5, 1, 1,5, 3 и 2 м. Тефра и лавы имеют одинаковый состав оливин-пироксен-плагиоклазовых, оливин-плагиоклазовых базальтов. Вся пирокластика вулкана интенсивно окислена и имеет пеструю окраску с бурыми, красными, сиреневыми оттенками. Постройка насыщена множеством даек до 4—5 м мощностью, преимущественно крутопадающих, радиального простирания, нередко ветвящихся.

Как и в других глубоко вскрытых стратовулканах, в разрезе Стены хорошо заметно утонение слоев тефры к периферии постройки. Если ее доля в описанной околожерловой части разреза достигает 80%, то в обнажениях южного края останца лавы и пирокластика находятся в равных соотношениях или первые преобладают. В целом коэффициент эксплозивности вулкана не превышает 60%.

Среди вулканов Карымской группы Стена выделяется наиболее основным составом и меланократовым характером базальтов: преобладают оливин-пироксен-плагиоклазовые разновидности. Лейкократовые оливин-плагиоклазовые базальты чаще встречаются в верхах разрезов.

По геологической позиции и сравнительно хорошей сохранности останца вулкан Стена приблизительно датируется второй половиной раннечетвертичного времени.

Вулкан Массивный. Под этим названием впервые выделено лавовое сооружение, расположенное севернее вулкана Стена и ранее считавшееся его частью [15]. Подобно вулкану Стена, западная часть Массивного обрушена по проходящему через него кальдерному уступу.

По всей видимости, вулкан Массивный некогда представлял собой крупную экструзию с отходящими от нее потоками. Сохранившаяся часть сооружения (см. рис. 3) представляет собой два мощных потока плагиофировых дацитов, подковообразно сходящихся к предполагаемому центру эрупции в 1—1,5 км западнее кальдерного уступа. Короткий северный поток имеет длину 2 км, южный — 5 км при ширине до 2,5 км. Оба потока возвышаются более чем на 200 м над

поверхностью облекающего их основания игнимбритового покрова. Объем сохранившегося фрагмента вулкана составляет около $2,5 \text{ км}^3$.

Характерной особенностью дацитовых лав Массивного является высокая насыщенность их мелкозернистыми долеритоподобными гомеогенными включениями; местами их скопления достигают 10—12% объема породы, приобретающей тогда резко выраженную такситовую структуру.

В месте сочленения потоков Массивного дацитовые лавы прорваны небольшой экструзией риолито-дацитов, образующей отдельную вершину с отметкой 770,4 м. Южнее экструзии, у бровки кальдерного уступа, подобные риолито-дациты наблюдаются еще в нескольких мелких выходах — по-видимому, останцах связанного с экструзией потока.

ПЕРВЫЙ ЭТАП КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА И КАЛЬДЕРООБРАЗОВАНИЯ

Основные сведения о первом этапе кислого вулканизма Малосемячинского центра и всей Карымской группы вулканов и о связанных с ним образованиях приведены в предыдущей главе. Геологическая синхронность формирования обеих кальдер в составе сдвоенной структуры Стены—Соболиного и морфологическое единство коррелятного им сложного покрова игнимбритов не позволяют связывать какую-то конкретную его часть с собственно Малосемячинской ячейкой общей вулcano-тектонической системы — кальдерой Стены. Судя по сходству размеров всех трех среднеплейстоценовых кальдер района, на долю каждой из них приходится приблизительно равные количества извергнутого при их образовании кислого пирокластического материала. С Малосемячинским центром, таким образом, может быть связано около 50 км^3 игнимбритов; вместе с материалом внутрикальдерных отложений общий объем кислой пирокластики составит, вероятно, около 70 км^3 .

Строение игнимбритовых покровов Карымско-Семячинского района и их вещественный состав неоднократно изучались ранее [12, 22, 29, 54, 84]. Поэтому изложенные выше данные дополним лишь самыми основными сведениями об игнимбритах, развитых в непосредственной близости от кальдеры Стены.

Типичный и наиболее полный разрез сложного игнимбритового покрова,

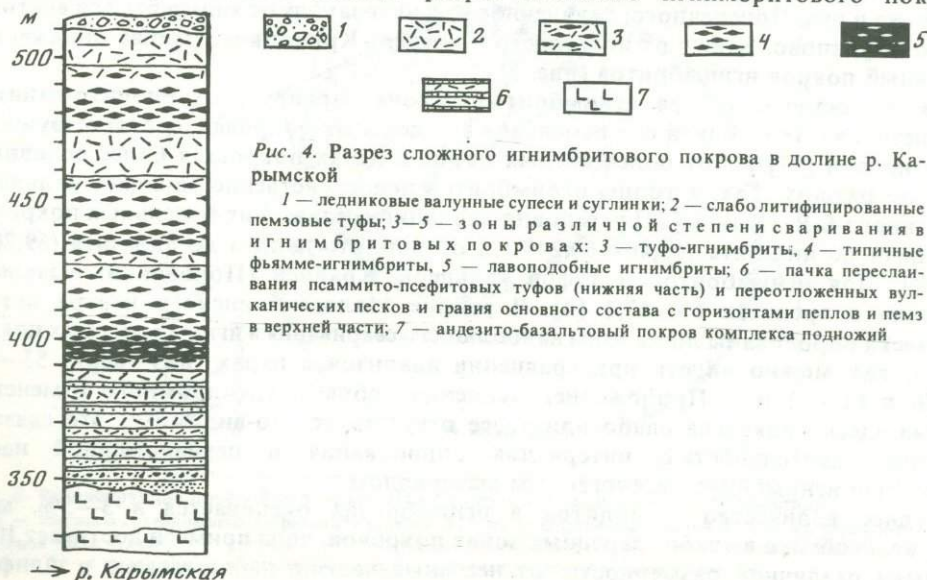


Рис. 4. Разрез сложного игнимбритового покрова в долине р. Карымской

1 — ледниковые валунные супеси и суглинки; 2 — слабо литифицированные пемзовые туфы; 3—5 — зоны различной степени сваривания в игнимбритовых покровах: 3 — туфо-игнимбриты, 4 — типичные фьямме-игнимбриты, 5 — лавоподобные игнимбриты; 6 — пачка переслаивания псаммито-псефитовых туфов (нижняя часть) и переотложенных вулканических песков и гравия основного состава с горизонтами пеплов и пемз в верхней части; 7 — андезито-базальтовый покров комплекса подножий



Рис. 5. Обнажение покрова игнимбритов на берегу Кроноцкого залива

вскрытого южнее кальдеры по р. Карымской, показан на рис. 4. Он включает три отдельных покрова описанного зонального строения, состав которых варьирует от дацитов до андезитов. Различные фрагменты этой толщи обнажаются во многих местах вокруг Малосемячинского центра, вплоть до берега океана, однако в целом обнаженность покрова недостаточна для надежной корреляции по площади составляющих его остывших единиц. Судя по положению в разрезах и по составу игнимбритов (см. Приложение), наиболее выдержано распространение двух верхних покровов, в то время как нижний, по-видимому, часто выклинивается на повышенных участках палеорельефа и за крупными экранирующими возвышениями. Так, строение игнимбритовой толщи, подобное показанному на рис. 4, трехчленное, хотя и отличающееся в деталях, наблюдается к северу и северо-западу от кальдеры Стены, в долинах рек Новый Семячик, Правая Жупанова и руч. Поперечного; двухчленное — к юго-западу от кальдеры и на востоке, до пос. Жупаново. К югу от последнего по берегу Кроноцкого залива обнажается отдельный покров игнимбритов (рис. 5).

Как отмечалось, состав игнимбритов района варьирует от риолито-дацитов до андезитов с тенденцией его изменения в отдельных покровах, соответствующей общемировой [97], — от более кислых пород в низах покрова к более основным вверх по разрезу. Так, в толще игнимбритов непосредственно западнее кальдеры Соболиного Б.В. Иванов [29] установил вариации состава в их отдельных покровах от дацита до андезита (66,46—60,24%) и от риолито-дацита до андезита (69,20—62,72%). Для игнимбритов и туфов кальдеры Крайней (Половинки) выявлены вариации в пределах 63—57% [4]. В районе Малосемячинского центра петрохимически опробованы лишь зоны наибольшего сваривания в игнимбритовых покровах, и, как можно видеть при сравнении анализов в парах (низ—верх) 53—54, 55—56 и 61—62 (см. Приложение), тенденция общего антидромного изменения состава здесь проявлена слабо или вовсе отсутствует. По-видимому, это связано с непредставительностью интервалов опробования и неравномерной насыщенностью игнимбритов ксеногенным материалом.

Среднее количество ксенолитов в игнимбритах оценивается в 3—5%, местами же, особенно в слабо сваренных зонах покровов, доля примеси достигает 10%. Обломки различной размерности: от песчаных частиц, наблюдаемых в шлифах,

до крупных глыб. Преобладает гравийный материал основного состава, обычно красно- или зеленокаменно-измененные вулканокласты. В некоторых обломках опознаются породы плиоценовой толщи фундамента — алевролиты, песчаники, мегаплагифириновые лавы. В каньоне р. Правая Жупанова в средней единице игнимбриитов содержится отлично окатанная галька порфириитоидов — вероятно, из базальных конгломератов щапинской свиты. Встречаются также обломки гранофириновых гранитоидов, габбро и алливалитов.

ВУЛКАН ПРА-СЕМЯЧИК

Одновременно с последними проявлениями внутрикальдерного кислого вулканизма в конце среднего — начале позднего плейстоцена в северной части кальдеры Стены вновь образовался стратовулкан с существенно базальтоидным составом пород — Пра-Семячик. Позднее, при образовании кальдеры Малого Семячика в конце позднего плейстоцена, он был почти полностью разрушен. Остатки его погребены под пирокластикой кальдерообразующего извержения и вулканитами современного Малого Семячика. Наиболее крупный останец древней постройки выступает над его северо-западным склоном. Максимальная высота останца составляет 1106 м. Небольшой фрагмент Пра-Семячика представлен холмом с отм. 784,1 м западнее современной постройки. Останцы принадлежали соответственно северо-западному и западному склонам вулкана, высота которого, по приблизительной реконструкции (рис. 6), могла достигать 1400—1500 м, а объем — 14—15 км³.

О строении вулкана можно судить по обнажениям в невысоком кальдерном уступе и по восточному краю крупного останца — борту секторного грабена,

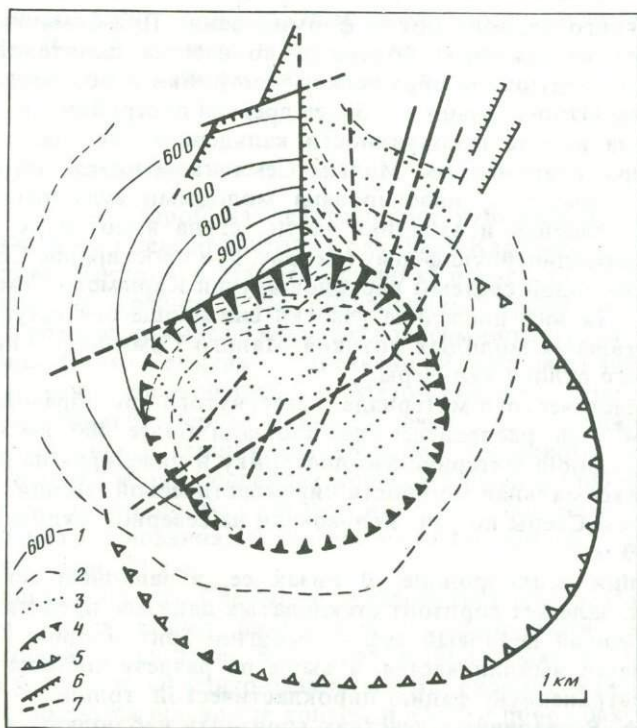


Рис. 6. Реконструкция постройки вулкана Пра-Семячик и кальдеры Малого Семячика

1 — изогипсы сохранившегося фрагмента вулкана; 2 — то же погребенных частей; 3 — то же, вероятные для разрушенной части вулкана; 4 — кольцевой уступ кальдеры Малого Семячика; 5 — уступ кальдеры Стены; 6—7 — разломы; 6 — с выраженным смещением блоков, 7 — малоамплитудные и предполагаемые

сопряженного с кальдерой. В уступе возле выс. 1106 м выходят два потока оливин-плагиоклазовых базальтов мощностью 2,5 и 2 м, разделенных тонким слоем шлаков, а в километре западнее обнажен поток гиперстенового базальта трехметровой мощности также со шлаками в подошве. Подобные базальты залегают в основании второго фрагмента постройки — холма 784,1 м. Несколько обнажений базальтовых потоков, налегающих на слоистую пачку пролювиального материала и пирокластики, наблюдаются в борту секторного грабена у северного подножия вулкана.

Видимый разрез Пра-Семячика венчается крупным потоком двупироксеновых андезитов, вскрывающимся из-под плаща пирокластики на северном склоне. Излияние, по-видимому, происходило двумя порциями: более вязкая лава образовала мощный наплыв на склоне с крутым фронтальным уступом, обрывающимся к подножию вулкана; к западу от него в эрозионных окнах прослеживается более протяженный, полого спускающийся по склону поток аналогичных андезитов с явнее выраженной флюидалной текстурой. Этот поток распространяется к северу вплоть до поля игнимбригов, слагающих западный борт секторного грабена кальдеры Стены.

Таким образом, Пра-Семячик, очевидно, представлял собой базальт-андезито-базальтовый стратовулкан, подобный большинству сооружений базитового вулканизма в Карымской группе, с гомодромным направлением дифференциации лав на заключительных этапах деятельности.

ВТОРОЙ ЭТАП КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА. КАЛЬДЕРА МАЛОГО СЕМЯЧИКА

После длительного периода покоя формирование Пра-Семячика завершилось катастрофическим извержением большого количества дацитово-андезитовой пирокластикой с последующим обрушением постройки и образованием кальдеры Малого Семячика. Относительно оси более древней постройки она смещена к югу, что отразилось на высоте и сохранности кальдерного уступа: в процессе компенсации кальдеры современным Малым Семячиком низкая юго-восточная его половина была полностью сnivelирована молодыми вулканитами. В рельефе выражены лишь северная и западная части уступа высотой до 100 м, причем северная имеет прямолинейную форму (см. рис. 6) и простирается СВ 70°, согласное с простираем молодой системы расколов внутри Карымско-Семячинской кальдерной системы. На юге последние участки снижающегося уступа картируются по началу разветвления молодых потоков Малого Семячика, нивелировавших ложбины внешнего склона кальдеры.

Объем пирокластического материала, извергнутого при образовании кальдеры, составляет 8 км³. Он распределен по площади более 400 км², плащеобразно облекая более древнюю материнскую постройку и нивелируя палеорельеф в удалении от нее. Максимальная мощность пирокластической толщи до 40 м наблюдается под уступом Стены по руч. Угловому и на северном склоне Пра-Семячика, где составляет 30 м.

Строение толщи неоднородное. В низах ее, в западном секторе ареала ее распространения, залегает горизонт стекловатых дацитов, представляющих собой интенсивно сваренный пепловый туф — реоигнимбриг мощностью от 1 до 3 м. Горизонт на фланге выклинивается, а выше по разрезу постепенно переходит в наиболее распространенную фацию пирокластической толщи — агломератовый андезитовый туф. В различных участках горизонта наблюдаются разнообразные переходные фации: обычные игнимбриги с фьямме, полосчатые сваренные туфы, реоморфные грубообломочные агломераты и агглютинаты. Типичные разрезы включают 1,5—3,0 м светлых пемзовых лапилли, сильно уплотненных, сваренных у

кровли и переходящих на протяжении 20—30 см в почти гомогенное красное или черное дацитовое стекло полосчатой текстуры с множеством микроксенолитов и редкими крупными порами. Выше по разрезу горизонт стекла также непрерывно и быстро сменяется полосчатыми афанитовыми разностями сваренной пирокластики со все более заметной обломочной структурой исходного материала. В соответствии со структурными изменениями на коротком 1,5—2-метровом интервале состав породы меняется до андезита.

На юге базальный горизонт реоигнимбрита замещается слоем неспекшейся андезитовой пемзы; однако и он выклинивается далее к востоку, где толща снизу доверху представлена структурно-фациальной разновидностью средних и верхних частей ее полного разреза — слабо сцементированным красноцветным андезитовым агломератом. В толще содержится значительное, до 2—3%, количество ксеногенного материала: обломков старых лав, кислого стекла (игнимбритов) и особенно характерных ксенолитов гранофировых диоритов и гранодиоритов. Встречаются также шаровидные гомогенные включения алливалитов с радиально концентрической структурой.

Северо-западная часть уступа кальдеры Малого Семячика, выраженная в рельефе, ранее объединялась с уступом Стены в единую кальдеру [15], однако детальное картирование показало самостоятельность этих морфологических элементов и существенно различный возраст. Доказательством этому являются взаимоотношения агломератов с вулcano-тектоническими формами и отложениями первого этапа кислого вулканизма. В пределах структуры Стены—Соболиного агломераты налегают на слабо расчлененную поверхность внутрикальдерных отложений и прислоняются к эродированным уступам этих древних кальдер (см. рис. 3). За пределами последних агломераты перекрывают игнимбриты, уже глубоко расчлененные ко времени их извержения; в частности, агломераты перекрыли днище долины р. Новый Семячик, возобновленной уже после заполнения ее туфом краевой фации узонских игнимбритов.

ВУЛКАН МАЛЫЙ СЕМЯЧИК

Малый Семячик — второй из действующих вулканов Карымской группы, расположенный в 15 км к северо-востоку от вулкана Карымского и 20 км от берега Кроноцкого залива. Постройка Малого Семячика представляет собой вулканический хребет длиной по гребню 3 км, образованный тремя тесно сближенными, последовательно развивавшимися в кальдере конусами-стратовулканами (см. рис. 3; рис. 7, 8). Из них Палео-Семячик — древнейший, уже частично эродированный северо-восточный конус высотой 1560,6 м; Мезо-Семячик — средний конус с полужасыпанным вершинным кратером; Кайно-Семячик — действующая юго-западная часть вулкана с активным вершинным кратером Троицкого, вмещающим термальное озеро. Высота обоих последних конусов близка к 1400 м. Относительная высота вулкана над поверхностью нагорья и днищем кальдеры Стены составляет 1000—800 м, диаметр основания 10 км, его площадь 120 км², суммарный объем всего сооружения около 20 км³.

Два ранних конуса Малого Семячика сложены типичными для вулканического центра высокоглиноземистыми базальтами и небольшими заключительными порциями андезитов и дацитов. В составе Кайно-Семячика преобладают гиперстеновые базальты и андезито-базальты. На склонах каждого из главных конусов вулкана имеются шлаковые конусы и потоки побочных прорывов.

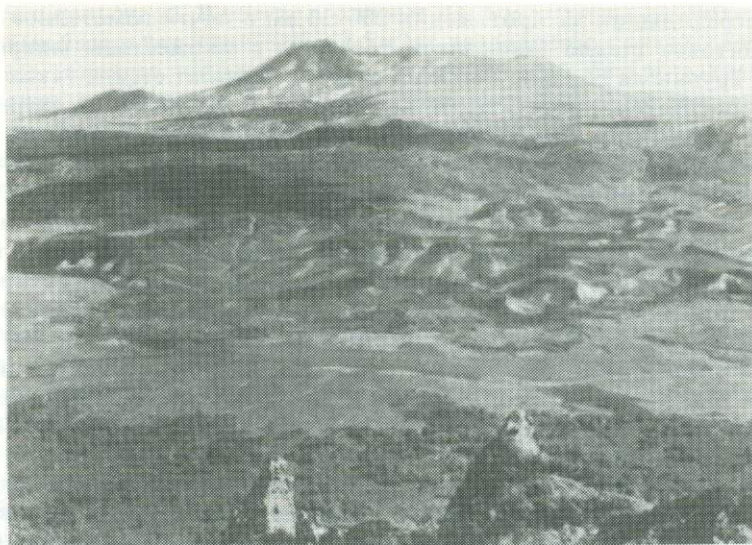


Рис. 7. Вулкан Малый Семячик
Вид с юго-запада



Рис. 8. Вершина Малого Семячика
Вид с юго-запада

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПОСТРОЙКИ

Малый Семячик — первый в Советском Союзе вулкан, история образования которого исследована особенно подробно, благодаря применению тефрохронологического метода [119] наряду с детальным геологическим картированием. Этот метод заключается в изучении стратиграфии тефры подножий вулкана, непрерывное накопление которой в благоприятных условиях фиксирует всю историю его эксплозивной деятельности. Захоронение тефрой остатков растительности (почв, древесины, углей), развивающейся в периоды затухания вулканизма, дает возможность определить радиоуглеродным методом абсолютный возраст отложений. Корреляция опорного разреза тефры для всего вулкана и частных разрезов на лавовых потоках позволяет составить сводную, включая эффузивы, хроностратиграфическую колонку вулкана — документальную основу

реконструкции его истории, режима деятельности и эволюции изверженных пород. К сожалению, в районах, подвергавшихся, подобно Камчатке, четвертичным оледенениям, почти не сохраняется отложений тефры более древних, чем голоценовые.

Малый Семячик, состоящий из трех самостоятельных вулканов, — особенно благоприятный объект для изучения природы пульсаций вулканизма более высоких порядков, чем мегаритмы.

Детально стратиграфия вулкана освещена в [7, 8, 60], здесь же приведем лишь необходимые краткие сведения. На сводной хроностратиграфической колонке Малого Семячика (рис. 9) виден неравномерный, пульсирующий характер вулканической деятельности во все время ее проявления. Почвенные горизонты, фиксирующие перерывы активности, разделяют всю массу отложений на отдельные пачки сходного ритмического строения. Если одиночные слои или слабо стратифицированные горизонты тефры отражают этапы одного извержения или отдельные извержения, то пачки тефры и лав, очевидно, соответствуют более крупным пульсациям вулканизма, включающим множество извержений. По этому принципу группирования продуктов вулканической аккумуляции [110] могут быть выделены ритмические единицы отложений различных порядков и соответственно разного порядка ритмы вулканизма.

Хроностратиграфическая колонка Малого Семячика отражает четкие перерывы в активности вулкана, которые разделяют комплексы отложений (ПС, МС и КС на рис. 9), отвечающие этапам формирования трех составляющих его конусов — Палео-Семячика, Мезо-Семячика и Кайно-Семячика. Самый молодой, наиболее полный и дробно расчлененный почвами комплекс КС состоит из двух групп отложений — I КС и II КС, выделенных по признаку существенного изменения характера вулканической деятельности, эволюции структуры и морфологии постройки после разграничивающего их перерыва. Комплексы и группы отложений соответствуют макроритмам активности. Группы объединяют подразделения более высоких порядков — подгруппы, отвечающие микроритмам (КС₁—КС₅).

Отложения тефры комплексов Палео-Семячика (ПС) и Мезо-Семячика (МС) крайне скудны. По-видимому, их накоплению препятствовало широкое развитие флювиальных и эоловых процессов в связи с таянием верхнелейстоценовых ледников и отсутствием растительного покрова. Органических остатков в основании комплекса ПС не обнаружено, и начало первого макроритма датировать прямым определением не удалось. Расчистка базальтовых потоков Палео-Семячика и Мезо-Семячика показала, что они непосредственно перекрываются почвами 8 и 7 соответственно. Это исключило более дробное расчленение их лав по возрасту, и поэтому с разрезами тефры комплексов ПС и МС сопоставляется каждый из этих базальтовых конусов в целом (см. рис. 9). Между базальтовыми лавами и почвами вклиниваются лишь слои тефры последних побочных прорывов — конуса Северного на Палео-Семячике и конуса Восточного на Мезо-Семячике. На дацитовых и андезитовых потоках самого последнего, терминального извержения Палео-Семячика фиксируются лишь следы почвы 8, почти не успевшей на них сформироваться: очевидно, существенная часть периода покоя предшествовала финальной вспышке активности древнего вулкана.

Залегающий выше почвы 7 комплекс пемзовых пирокластических отложений КРМ сформирован мощными извержениями, сопровождающими образование кальдеры соседнего Карымского вулкана, и представляет региональный маркирующий горизонт.

Следующий крупный комплекс КС третьего конуса вулкана — Кайно-Семячика — отличается от предшествующих наибольшей полнотой и подробностью геохронологической "летописи", позволившей расчленить и датировать его эффузивные образования (см. рис. 9). Кроме того, у Кайно-Семячика хорошо

обнажена околожерловая зона, вскрытая кратером Троицкого (см. рис. 6,11). По составу, по угловым и стратиграфическим несогласиям в ней выделяется несколько комплексов вулканитов, с которыми увязываются пирокластические отложения и потоки у подножия конуса. Развитие вулкана на последнем этапе его деятельности, таким образом, реконструируется наиболее полно.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНА

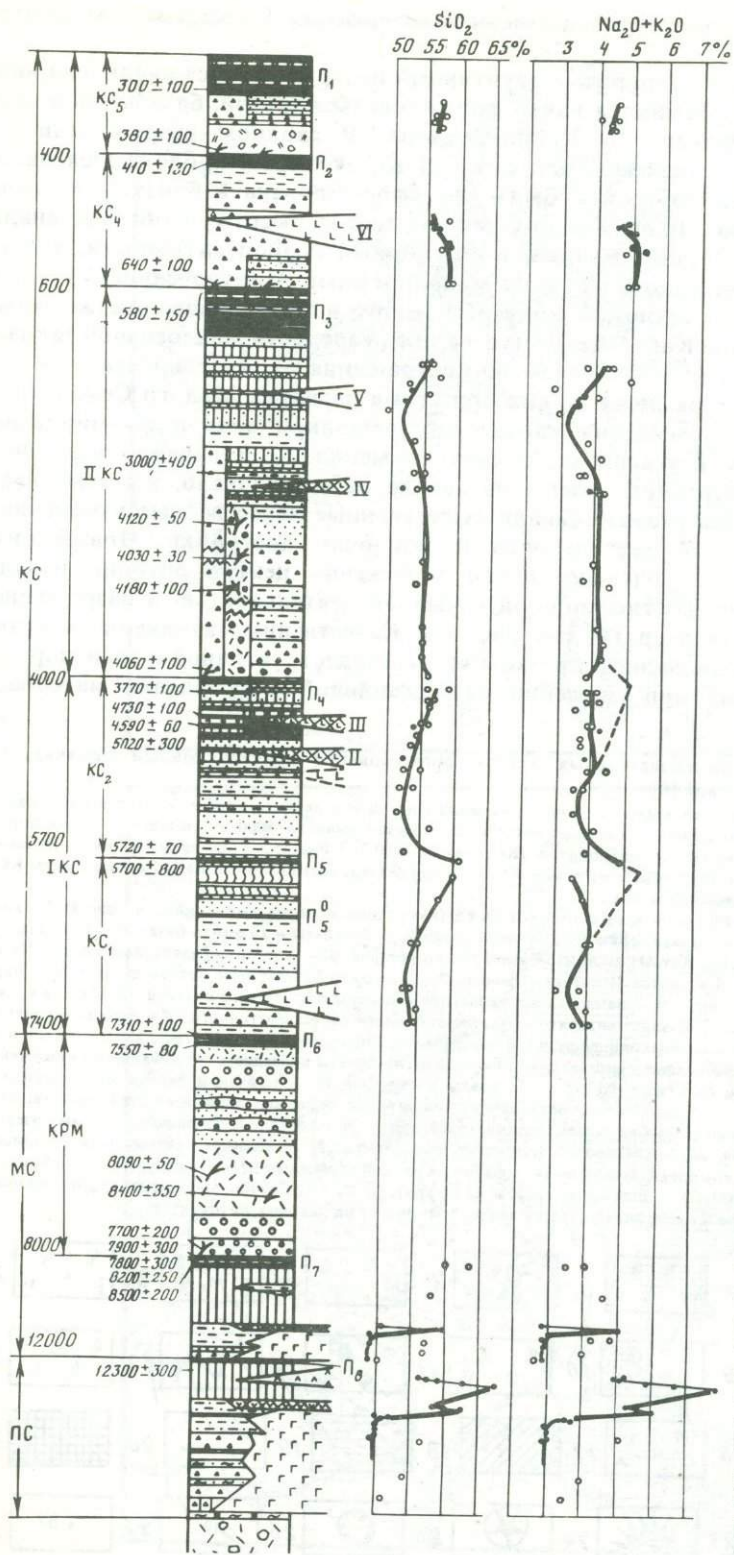
История формирования Малого Семячика, воссозданная по комплексу геологических и геохронологических данных, показана на серии карт-реконструкций (рис. 10). Эруптивный аппарат Палео-Семячика заложился у северного борта кальдеры. В процессе роста вулкан скомпенсировал существенную часть кальдерной впадины, а лавовые потоки его северного и восточного подножий распространились далеко за пределы кальдеры (см. рис. 10, а). В заключительный период деятельности Палео-Семячика на его склонах образовалось несколько побочных прорывов. Состав лав эволюционировал до андезитов, поставившихся последним побочным конусом Северным, и до дацитов—андезитов заключительного терминального извержения. С ним связана серия потоков на южном и западном склонах вулкана, а также пласт андезитового агглютината, заполнившего вершинный кратер. Деятельность Палео-Семячика завершилась 12 тыс. лет назад периодом покоя, фиксированного почвой 8.

Мезо-Семячик возник на южном склоне угасшего вулкана, на высоте около 1000 м, частично разрушив его вершину (кратер II, рис. 11). Судя по основному составу тефры инициальных взрывов, новый канал, заложившийся всего в 1 км от предыдущего, не был его ответвлением и дренировал более глубокие горизонты магмопроводящей системы. Базальтовый конус Мезо-Семячика сформировался за 4000 лет. В течение макроритма МС он перекрыл южную половину Палео-Семячика и почти сnivelировал юго-восточную часть кальдерного уступа (см. рис. 10, б). Подобно Палео-Семячику, деятельность его на конечных этапах выразилась образованием побочных прорывов на склоне, с самым крупным из которых — конусом Восточным — связан непрерывно-дифференцированный поток базальт-андезитового состава. Сохранившийся вершинный кратер Мезо-Семячика, возможно, имеет провальное происхождение, поскольку коррелятных ему взрывных отложений в разрезе почвенно-пирокластического чехла не установлено. Формирование Мезо-Семячика завершилось периодом ослабления и затем прекращения вулканических проявлений около 8000 лет назад. Период полного покоя, продолжавшегося 500—600 лет, приходится на время формирования почв 7 и 6 (см.

Рис. 9. Сводный разрез и вариации состава эффузивно-пирокластических отложений вулкана Малый Семячик [60]

1 — вулканический гравий и лапилли шлака; 2 — вулканический гравий и лапилли шлака с дресвой измененных пород; 3 — дресва измененных пород; 4 — пемзовые лапилли; 5 — пемзовый вулканический гравий и песок; 6 — пемзовый вулканический песок с единичными лапилли; 7 — стратифицированная пемзовая тефра: лапилли, гравий, песок; 8 — вулканические пески; 9 — вулканические пески слабостратифицированные; 10 — пемзовые вулканические пески пылеватые; 11 — тонкослойные пестрые пеплы и вулканические пески; 12 — горизонты тонких сиреневых пеплов; 13 — горизонты тонких палевых и белых пеплов; 14 — алевропелитовые и псаммитовые туфы пирокластических потоков и палящих туч; 15 — охристый горизонт — окисленные желтые и серые вулканические пески; 16 — супеси; 17 — супеси с примесью вулканического песка; 18 — горизонты погребенных почв; 19 — отложения вулканических взрывов; 20 — туфы пирокластического потока Кайно-Семячика; 21 — агломеративные туфы кальдеры Малого Семячика; 22 — слабо перемытые вулканический гравий и песок; 23 — пролювиальные отложения; 24 — погребенная древесина и угли; 25 — базальты; 26 — андезито-базальты; 27 — андезиты и дациты; 28 — андезито-базальты побочных прорывов; 29 — андезиты побочных прорывов; 30—31 — фигуративные точки лав и тефры. Справа показаны кривые: общ. вариаций состава пород (жирные линии), непрерывно дифференцированных вулканитов (тонкие линии) и кривая вариаций щелочей, типичных для лав Семячинского района (пунктир).

Индексы ПС, МС, КС и КРМ — комплексы пирокластических отложений Палео-, Мезо-, Кайно-Семячика и кальдеры Карымского. ИКС—ИКС — группы отложений Кайно-Семячика, КС₁—КС₂ — подгруппы отложений Кайно-Семячика; П₁—П₈ — горизонты погребенных почв; колонка отображает суммарную мощность тефры (около 7—8 м), близкую к средней для подножий Кайно-Семячика



- | | | | |
|--|----|--|----|
| | 1 | | 2 |
| | 3 | | 4 |
| | 5 | | 6 |
| | 7 | | 8 |
| | 9 | | 10 |
| | 11 | | 12 |
| | 13 | | 14 |
| | 15 | | 16 |
| | 17 | | 18 |
| | 19 | | 20 |
| | 21 | | 22 |
| | 23 | | 24 |
| | 25 | | 26 |
| | 27 | | 28 |
| | 29 | | 30 |
| | 31 | | |

рис. 9) и мощного кальдерообразующего извержения в Карымском центре (комплекс КРМ).

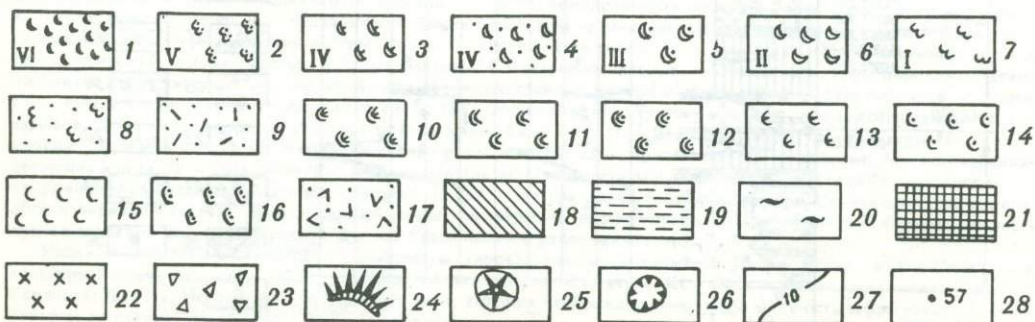
В начале следующего макроритма эруптивный центр сместился вновь и на юго-западном склоне Мезо-Семячика начал формироваться третий, базальт-андезито-базальтовый конус вулкана — Кайно-Семячик. В сводном разрезе этап его построения фиксирован отложениями ритма I КС, который продолжался около 3500 лет. К концу его постройка была уже сформирована в близком к современному виде (см. рис. 10, *б*). Кайно-Семячик достиг высоты и объема, аналогичных таковым для Мезо-Семячика, и за сходный период активности, являющийся, таким образом, одноранговым с макроритмами. Приуроченность к концу этого периода побочных прорывов конусов Южного и Обманувшего также свидетельствует о достижении Кайно-Семячиком степени зрелости, аналогичной таковой для предшествующих конусов ко времени прекращения их деятельности.

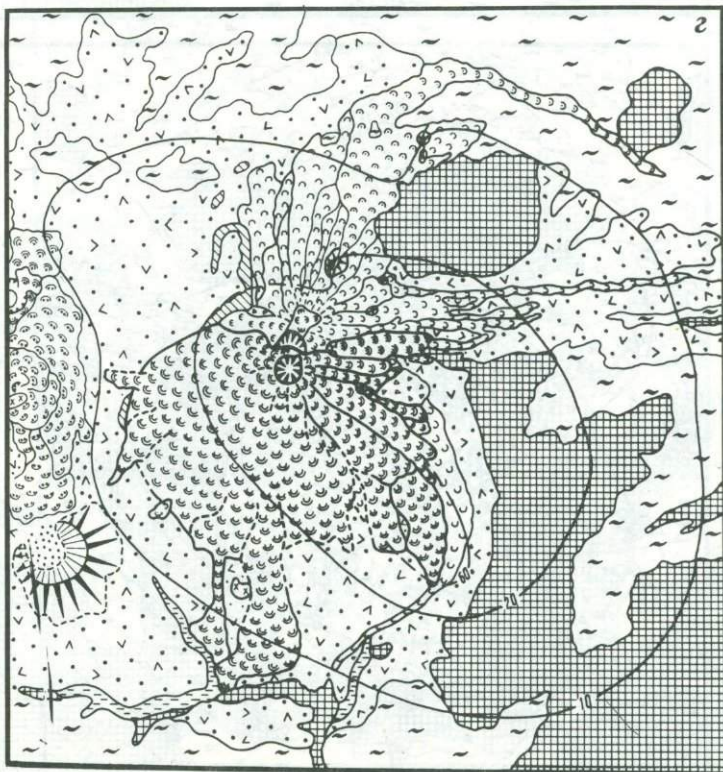
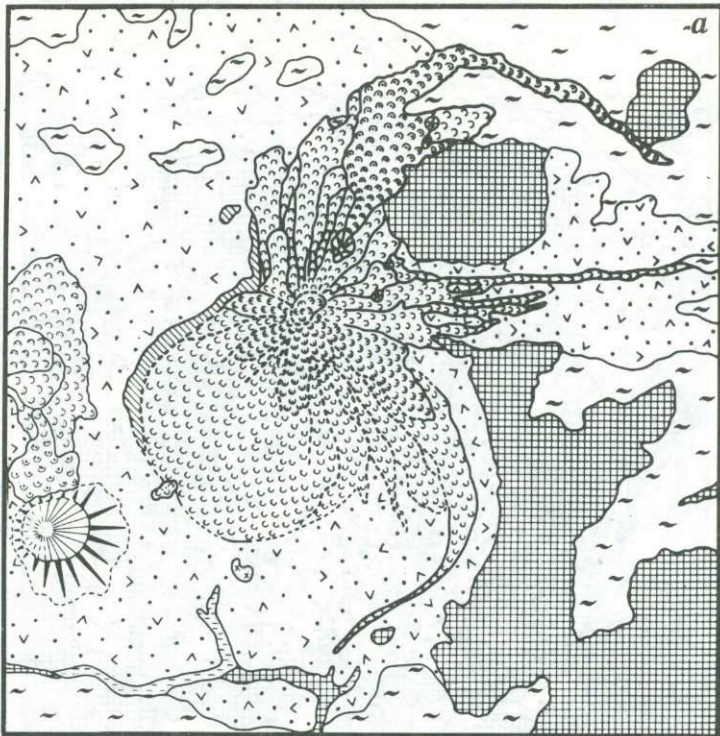
В дальнейшем действовавшая до сих пор схема развития Малого Семячика — путем периодического смещения канала по трещинной зоне и формирования новых конусов рядом с угасшими — резко изменилась. В начале следующего макроритма II КС очередного смещения канала не последовало, и с этим нарушением установившейся схемы совпали существенные качественные изменения в характере вулканической деятельности и эволюции постройки. Новый ритм активности в условиях унаследованного положения центра эрупции начался 4000 лет назад беспрецедентно мощной взрывной деятельностью и разрушением вершины постройки (кратер IV, см. рис. 11). Качественные изменения в вулканическом процессе заключались в резком усилении деструктивной и транспортной способности эксплозий при снижении околожерловой аккумуляции материала,

Рис. 10. Реконструкции последовательных этапов формирования вулкана Малый Семячик. По О.Б. Селянгину, О.А. Брайцевой [8]

a — вулкан Малый Семячик ко времени завершения деятельности его первого конуса — Палео-Семячика — около 12 тыс. лет назад; *б* — ко времени окончания деятельности Мезо-Семячика, 8000 лет назад; *в* — время формирования конуса Кайно-Семячика (конец макроритма IКС), около 4000 лет назад; *г* — во время излияния лавового озера в конце ритма КС₁, около 1500—2000 лет назад; *д* — в период деятельности второго лавового озера (ритм КС₂), около 500 лет назад; *е* — в современном виде.

1—8 — комплекс вулканитов Кайно-Семячика (нумерацию потоков и их серий см. на рис. 9): 1 — андезитовые и андезито-базальтовые потоки серии VI, 2 — лавы серии V — базальты и андезито-базальты, 3 — базальты потока IV, 4 — пирокластические потоки андезито-базальтового состава, 5 — андезито-базальтовый поток III побочного конуса Обманувшего, 6 — поток II конуса Южного, 7 — андезито-базальтовые туфы кальдеры Малого Семячика; 8 — пирокластический поток Кайно-Семячика; 9 — лемзовая пирокластика кальдеры Карымского вулкана; 10—11 — вулканициты Мезо-Семячика; 10 — базальт-андезитовый поток побочного конуса Восточного, 11 — базальты главного конуса; 12 — эффузивы района многовогодного вулканизма (вулкан Ступенчатый Бастион); 13—15 — вулканициты Палео-Семячика; 13 — дацитовые—андезитовые потоки и агглютинаты последнего терминального извержения, 14 — андезиты побочного конуса Северного, 15 — базальты постройки; 16 — эффузивы района многовогодного вулканизма (вулкан Сухой); 17 — позднплейстоценовые агломеративные туфы кальдеры Малого Семячика; 18 — породы докальдерной постройки (Пра-Семячика), поздний плейстоцен; 19 — средне-позднплейстоценовые озерные и пирокластические отложения; 20 — среднеплейстоценовые игнимбриты; 21 — породы разрушенных вулканов и эффузивно-пирокластического комплекса фундамента, плиоцен — ранний плейстоцен; 22 — экструзии; 23 — обвальнотельные отложения; 24 — маары; 25 — шлаковые конусы; 26 — кратеры; 27 — изодиины мощностей тefры подножия вулкана; 28 — местонахождение и нумерация разрезов тefры (см. рис. 9) на лавовых потоках





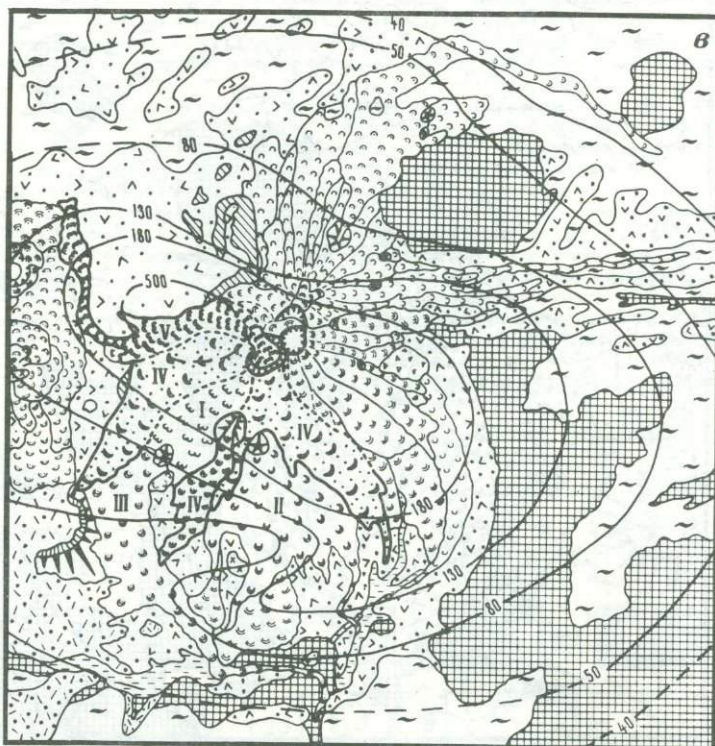
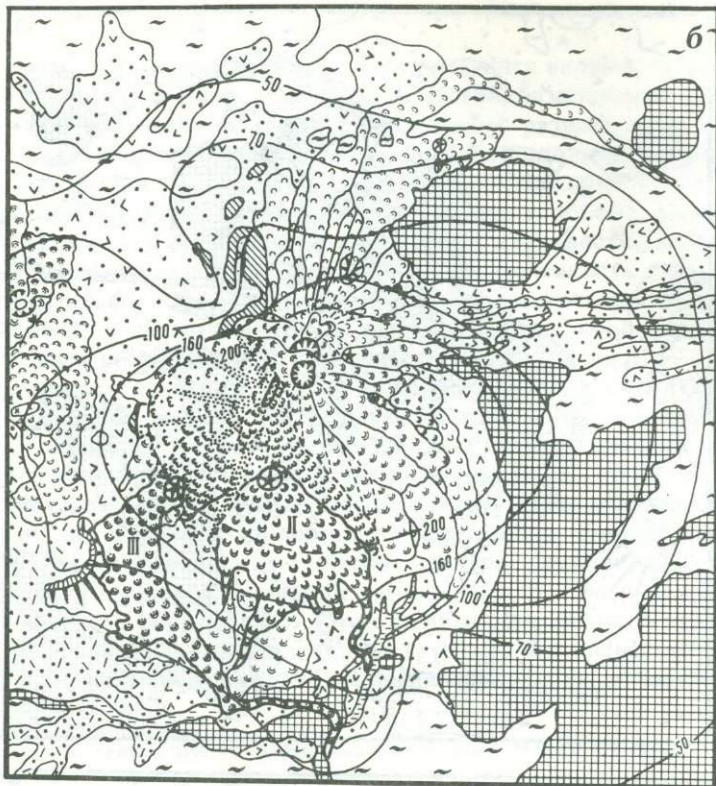


Рис. 10 (продолжение)

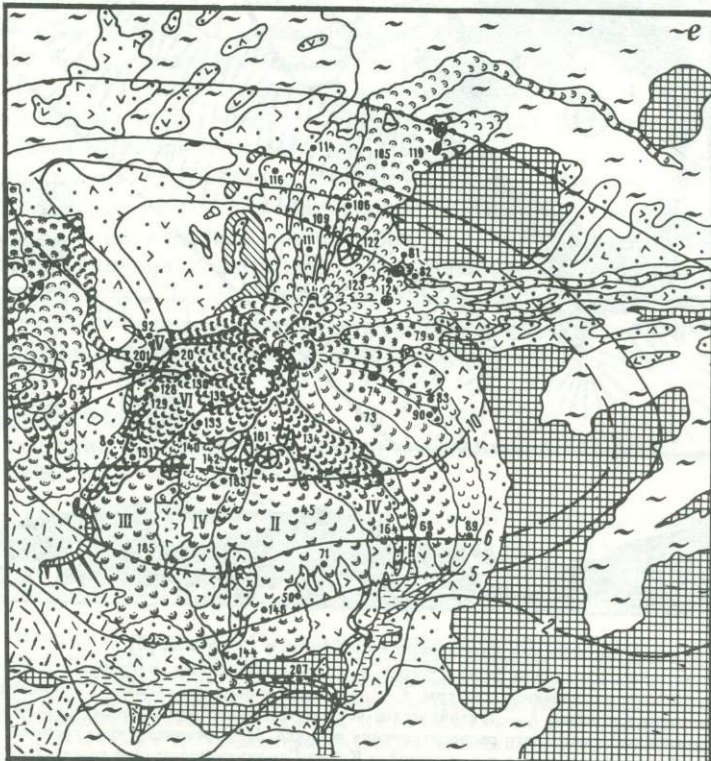
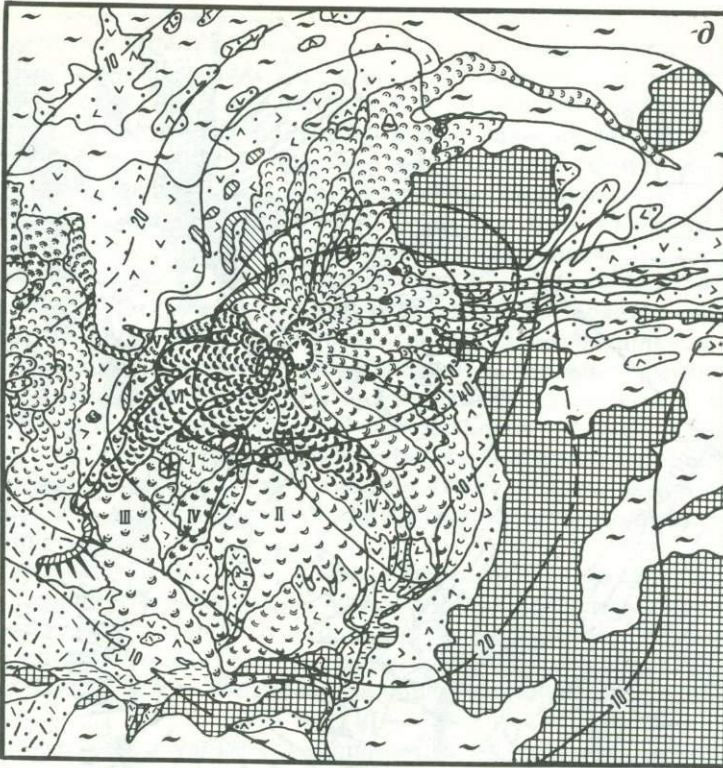


Рис. 10 (окончание)

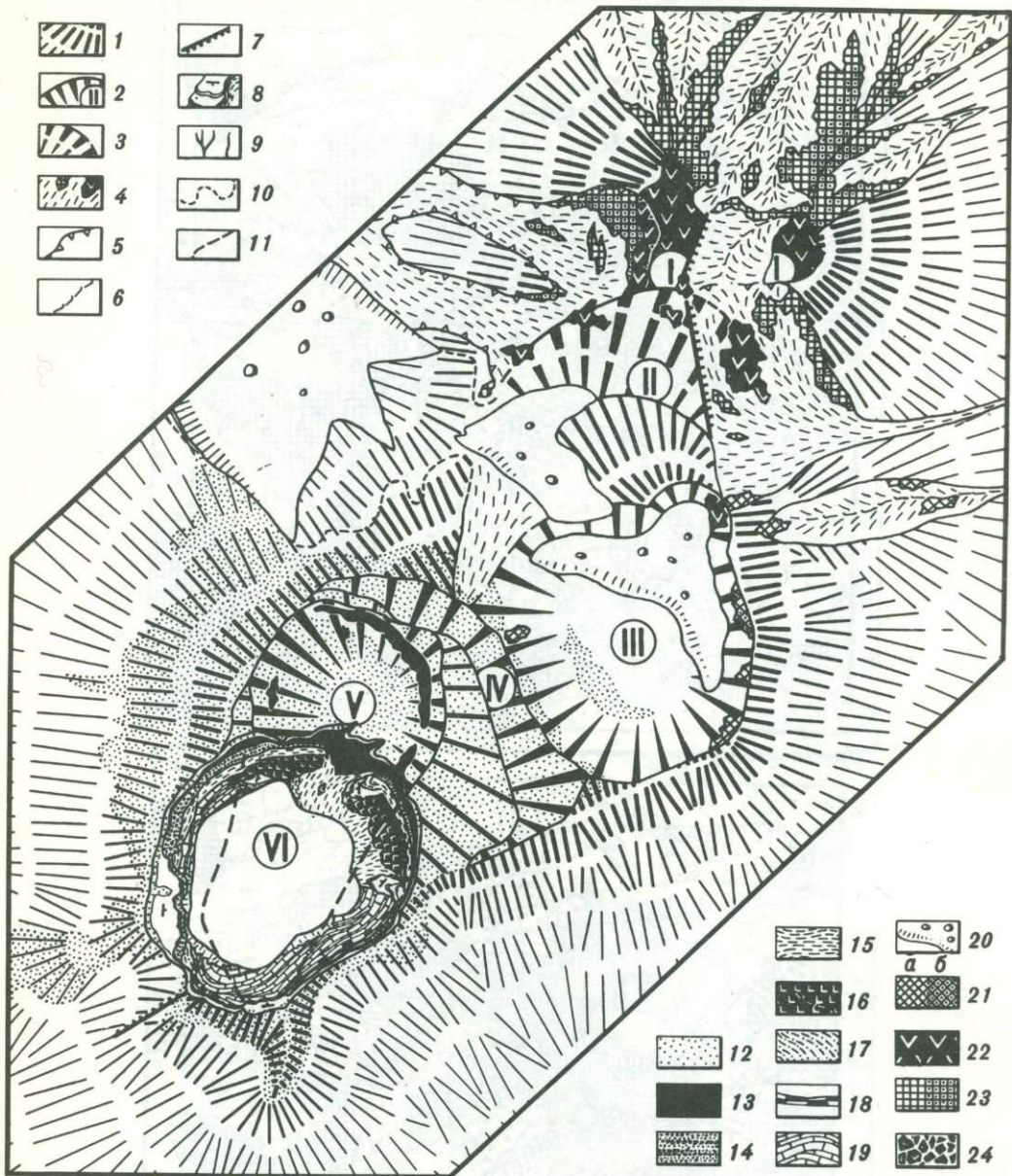


Рис. 11. Геолого-морфологическая карта вершины Мало Семячика [8]

Элементы морфологии и структуры: 1 — первичные склоны постройки, 2 — кратеры и их номера (от древних к молодым), 3 — разрушенные кратеры, 4 — обвалы и осыпные склоны, 5 — границы крупных обвалов, 6 — тальвеги эрозионных ложбин, 7 — тектонические уступы, 8 — поверхности напластования и падение слоев, 9 — трещины, 10 — граница максимального распространения ледника, 11 — реконструкция границы кратера V.

Стратиграфия и литология: постройка Кайно-Семьячика (нумерация комплексов на разрезе-развертке в кружках). Четвертый комплекс: 12 — пестроцветные пеплы с горизонтами глыб и прослоями шлаков, 13 —

обеспечивающей рост вулканического конуса. Последовавший длительный этап напряженной эксплозивной деятельности запечатлен в разрезах подножий Малого Семячика мощными накоплениями тефры подгруппы КС₃, почти не имеющими аналогов в прижерловой толще Кайно-Семячика. В конце этого периода пирокластических извержений произошел побочный прорыв лавы на юго-западном склоне (около 3000 лет назад). Лишь позднее терминальный кратер был заполнен лавовым озером, послужившим истоком эффузии на северном склоне (см. рис. 10, з). После консолидации озера конус Кайно-Семячика был несколько надстроен отложениями умеренных эксплозий подгруппы КС₃ (комплекс 3, см. рис. 11).

После очередного периода покоя деятельность Кайно-Семячика возобновилась 600 лет назад мощными выбросами пирокластики из нового кратера V. На северо-западном склоне конуса отложилась пачка слоистых шлаков около 40 м мощности. Эти накопления выровняли скошенную первыми взрывами кромку жерла до горизонтальной, после чего более дегазированный расплав заполнил овальную чашу кратера. Лавовое озеро переливалось на разных участках кратерного гребня и залило вершину почти сплошным покровом лавы с отходящими от него отдельными потоками на склонах. Деятельность лавового озера завершилась прорывом шлаковой стенки кратера, через которую на западный склон вытекли последние потоки (см. рис. 10, д).

Последний всплеск активности Кайно-Семячика был чисто эксплозивным. В результате крупного взрыва около 400 лет назад и последующих обрушений стенок воронки кратер Троицкого окончательно оформился в его современных границах. На протяжении последних трехсот лет активность вулкана выражена фумарольно-сульфатарной деятельностью и образованием термального озера в кратере Троицкого.

Как показывают структурные соотношения комплексов прижерловой толщи, вскрытой кратером Троицкого (см. рис. 11), в течение макроритма II КС новые накопления вулканитов лишь компенсировали возникавшие деструктивные формы (кратеры), почти без приращения абсолютной высоты, ранее достигнутой Кайно-Семячиком. Как и для Мезо-Семячика, она близка к 1400 м, представляя, по существу, некий предельный уровень, который был достигнут зрелыми конусами Малого Семячика в микроритмах МС, I КС и II КС.

В истории формирования Малого Семячика, таким образом, отчетливо проявились два типа перестройки его магмопроводящей системы и соответственно два типа развития вулканического процесса: либо путем периодического смещения питающего канала вулкана и формирования новых конусов рядом с угасшими, либо — при невозможности смещения канала — за счет усиления эксплозивности процесса, путем попеременного разрушения вершины постройки и нового восстановления ее до некоторой предельной высоты.

ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ

ВАРИАЦИЙ СОСТАВА ВУЛКАНИТОВ МАЛОГО СЕМЯЧИКА В СВЯЗИ С РЕЖИМОМ ЕГО ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Вариации состава продуктов деятельности Малого Семячика рассматриваются на основе 103 полных силикатных анализов лав (38 анализов) и тефры (65 анализов). Этот материал не вполне равноценен, так как тонкодисперсная тефра подвержена

андезито-базальты лавового покрова вершины, 14 — слоистые шлаки и агломераты андезитов-базальтов; третий комплекс: 15 — слоистые шлаки и пеплы с примесью резургентного материала; в второй комплекс: 16 — андезитов-базальты застывшего лавового озера, 17 — базальтные слои пирокластики и осыпных отложений; первый комплекс: 18 — лавы андезитов-базальтов, 19 — толща измененных грубослоистых тефроидов-агломератов, шлаков, пеплов, 20 — реликты голоценового ледника. Постройка Мезо-Семячика: 21 — тефра (круп) и лавы базальтов. Постройка Палео-Семячика: 22 — андезитовые до андезитов-базальтовых агглютинаты вершинного кратера, дациты и андезиты останцов потоков на склонах; 23 — тефра (круп) и лавы базальтов конуса, 24 — эруптивные брекчии; I-VI — кратеры; внизу — разрез-развертка стенок кратера VI

влиянию постмагматических и экзогенных факторов — процессов гравитационной дифференциации, сорбции, окисления, выщелачивания и вторичной гидратации. Три последние процесса взаимосвязаны и опознаются с полной определенностью: пеплы с аномальным содержанием H_2O (до 12% в сумме) одновременно характеризуются резко пониженным содержанием щелочей, а также высокой степенью окисленности железа.

Чтобы исключить или уменьшить влияние указанных искажающих факторов, анализировался предпочтительно крупнообломочный, визуально свежий и свободный от резургентных примесей материал. В целях исключения влияния вторичной гидратации все анализы пересчитаны на безводный состав. Для выявления основных закономерностей первичных вариаций состава вулканитов Малого Семячика достаточно представительными оказались содержания кремнезема, инертного к экзогенным факторам, а для иллюстрации вторичных изменений — вариации суммы щелочей. Вариации содержаний остальных окислов, отрицательно коррелирующихся с кремнеземом, в общем остаются в рамках стехиометрических соотношений, свойственных базальт-дацитово-серии Малосемячинского центра.

Содержания SiO_2 и $Na_2O + K_2O$ нанесены справа от стратиграфической колонки против каждого из опробованных горизонтов (см. рис. 9). Полученная таким образом диаграмма "время—состав" наиболее информативна в части, соответствующей самой полной колонке Кайно-Семячика. Здесь видна хорошая сопрягаемость в общих роях точек составов лав и тефры с небольшим (на 1—1,5%) систематическим завышением содержания SiO_2 в кластическом материале (в основном за счет соответствующего обеднения тефры магнием и известью легко сепарируемых темноцветных минералов). Для Палео- и Мезо-Семячика вариации составов тефры и лав не совпадают, что может быть обусловлено неточностью корреляции всей тефры со всеми лавами; если она в целом верна, можно предполагать систематическую дифференцированность тефры относительно лав (например, в рамках невыраженных здесь подгрупп).

Вследствие этих неопределенностей петрохимическая эволюция Палео- и Мезо-Семячика обсуждается по анализам лав и грубой тефры, слагающих постройки. Лавы обеих построек представлены высокоглиноземистыми оливин-авгит-анортитовыми базальтами, существенно варьирующими по содержанию этих вкрапленников и соответственно глинозема и магнезии. Наиболее глиноземистые разности тяготеют к терминальным кратерам и верхним горизонтам построек, в то время как с побочными прорывами связаны богатые оливином мафические разности базальтовых лав.

Излияния базальтов из обоих конусов продолжались почти до конца их формирования. Гомодромная направленность эволюции магматического вещества резко проявляется на заключительных этапах деятельности конусов, на фоне общего затухания активности и длительных перерывов ее перед последними извержениями. Особенность этих извержений — в непрерывной дифференцированности лав, проявленной в единичных потоках (побочные конусы Северный и Восточный) или сериях их (финальные эффузии Палео-Семячика) и показанной на рис. 9 тонкими прямыми линиями. Извержения начинались наиболее кислыми лавами, сменяющимися все более основными: диапазон концентраций SiO_2 в потоке конуса Северного составлял от 62,5 до 58%, в серии потоков и агглютинате вершинного кратера Палео-Семячика — от 67,5 до 56%, в потоке конуса Восточного — от 60 до 50% в пересчете без H_2O . Здесь, таким образом, вполне очевидна связь кислых—средних расплавов с базальтоидами и сонахождение их перед извержениями в единых непрерывно-дифференцированных магматических конусах.

В Кайно-Семячике проявилась четкая специализация отдельных этапов его деятельности по петрографическим типам пород, наиболее наглядно выраженным в лавовой фации. До конца формирования нового конуса в течение ритма I КС

в основном извергались новые для массива вулкана гиперстенные базальты и близкие им андезит-базальты. В начальном периоде ритма II КС (микроритм КС₃) вновь проявились оливин-авгит-плагиоклазовые базальты, подобные лавам ранних конусов. Последний этап деятельности молодого конуса (КС₄) характеризовался извержением афировых—субафировых андезитов и андезит-базальтов, тоже ранее на Малом Семячке не проявлявшихся.

Основные черты направленности петрохимической эволюции Кайно-Семячика могут быть рассмотрены более подробно по сравнению с предшествующими конусами на основе его детального сводного разреза, вследствие чего устанавливаемые закономерности приобретают известное ключевое значение. Эволюция состава вулканитов здесь характеризуется еще более определенной взаимозависимостью с режимом вулканической деятельности, чем это проявлено в комплексах ПС и МС. Вариационные кривые расчленяются изломами и разрывами на отдельные участки плавного хода в соответствии с членением комплекса КС на отдельные подгруппы. Вариации состава внутри подгрупп закономерны и однотипны: относительно кислые разности вулканитов начальных этапов сменяются в ходе накопления отложений более основными и затем вновь более кислыми. Антидромные ветви этих кривых, судя по накоплению мощных горизонтов преимущественно крупнообломочной тефры, соответствуют периодам наиболее интенсивной эруптивной деятельности в начале каждого ритма. Гомодромная направленность изменения вещества появляется с ослаблением активности к заключительным этапам формирования подгрупп, что выражается появлением в разрезах все большего количества горизонтов гумусированных супесей и почв. Из-за невозможности подсчета объемов каждого горизонта тефры внутри постройки нельзя вывести строгую зависимость состава вулканитов от скорости подъема магматического вещества, однако на качественном уровне можно говорить о проявлении такой фундаментальной зависимости.

Плавные вариационные линии, описывающие изменения содержания SiO₂ в породах каждой подгруппы, в экстраполяциях стыкуются в единую ломаную кривую, характеризующую комплекс КС в целом. Поскольку непрерывные вариации охватывают все разнообразие составов пород Кайно-Семячика, а изломы и разрывы на общей кривой совпадают с перерывами вулканической деятельности, ясно, что ее прерывистость лишь отражает режим прерывистой ритмической подачи на дневную поверхность непрерывно эволюционирующей магмы. Подобно этой видимой прерывистости эволюции вещества между подгруппами, плавные вариации его состава внутри подгрупп могут, очевидно, осложняться прерывистостью еще более высокого порядка, отражающей перерывы между отдельными извержениями.

Щелочи обнаруживают резкое расхождение с согласованными вариациями всех остальных окислов в отложениях верхних частей комплекса МС и подгрупп КС₁—КС₂, характеризующихся гомодромной последовательностью формирования. Концентрация щелочей в них остается на одном уровне или даже снижается, отклоняясь от содержаний, свойственных породам такого уровня кислотности (пунктир на рис. 9) на 1—3%. Нормальное соотношение щелочей с другими окислами восстанавливается лишь в следующих ритмах, иногда с запозданием (начало КС₃). Всего вероятнее, что эти аномалии обусловлены выветриванием и выщелачиванием тефры в условиях дневной поверхности, о чем прямо свидетельствуют тесная перемежаемость ее отложений с горизонтами почв и их высокая окисленность (обохранение). Отчасти подобные изменения могли, по-видимому, продолжаться и при диагенезе захороненных отложений. В отличие от кластического материала в близких по возрасту лавах (побочные прорывы верхов подгруппы КС₂) тенденция накопления щелочей с увеличением содержания кремнезема сохраняется.

Эволюция пород Кайно-Семячика в целом не обнаруживает резкой направленной

ности к кремнеземистым составам, свойственной предыдущим постройкам. Общая гомодромная тенденция его развития проявилась в ином, железистом направлении эволюции расплавов на последнем этапе деятельности при более умеренном обогащении пород силикатическими компонентами.

ИНТЕНСИВНОСТЬ ВУЛКАНИЗМА

Интенсивность вулканизма Малого Семячика оценена посредством величины средней по макроритмам скорости вулканической аккумуляции, вычисленной на основании данных об их длительности и объемах извергнутого материала (табл. 1, рис. 12).

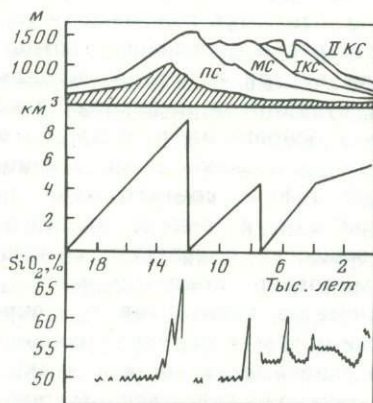


Рис. 12. Схема ритмического развития вулкана Малый Семячик
Штриховкой показаны породы основания

Постройки Мезо-Семячика и Кайно-Семячика характеризуются в макроритме I КС, т.е. до момента достижения ими пределов роста, близкими значениями скорости вулканической аккумуляции. Они развиваются в одинаковых условиях, каждый на новом месте и на равном расстоянии от предшествующих конусов, и в среднем, вероятно, показывают близкую к действительной скорость формирования базальт-андезито-базальтовых конусов в Карымской группе вулканов. Используя среднее значение $1,1 \text{ км}^3/10^3 \text{ лет}$ и приблизительный объем Палео-Семячика, равный $8-10 \text{ км}^3$, можно оценить длительность его развития временем около 8 тыс. лет, а время его заложения и верхний предел возраста кальдеры Малого Семячика — около 20 тыс. лет назад (см. рис. 12) [48, 60].

Таблица 1

Характеристика активности Малого Семячика по макроритмам

Макроритм	Длительность, лет	Объем извергнутого материала, км^3	Интенсивность вулканической аккумуляции, $\text{км}^3/10^3 \text{ лет}$
II КС	4000	1,5	0,37
I КС	3400	4,3	1,26
МС	4600	4,4	0,96
ПС	?	8,0—10,0	?

ГЛАВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА И СТРУКТУРЫ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

РИТМИЧНОСТЬ И НАПРАВЛЕННОСТЬ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Самой общей закономерностью развития вулканизма центра является его пульсирующий, ритмический режим, выраженный упорядоченной повторяемостью однотипных и взаимосвязанных вариаций его основных параметров: кинетики, состава магматического вещества, строения магмопроводящей системы и морфологии вулканических сооружений. Вулканический процесс в целом складывается из множества пульсаций — ритмов различных соподчиненных порядков.

Наиболее крупномасштабная ритмичность вулканизма, характеризующаяся длиннопериодными его пульсациями — мегаритмами, под названием цикличности исследовалась ранее Г.М. Власовым [9] и затем Э.Н. Эрлихом и И.В. Мелекесцевым [86, 87] применительно к северо-западному сектору Тихоокеанского кольца, и в частности Восточной вулканической зоне Камчатки. Цикличность вулканизма увязывалась с региональными тектоническими перестройками и деятельностью независимых источников магм основного и кислого состава. Э.Н. Эрлих и И.В. Мелекесцев, опираясь на данные о региональной или даже глобальной субсинхронности вспышек кислого вулканизма в антропогене, пришли к выводу о планетарной и космической природе причин цикличности. Для Восточной Камчатки они выделяли два цикла четвертичного вулканизма, начинавшиеся этапами ареального базальтоидного вулканизма и завершавшиеся кислым вулканизмом и кальдерообразованием. При этом структурная наложенность крупных кальдер на разновозрастные докальдерные образования использовалась как доказательство независимости кислого вулканизма от основного, а внутрикальдерное размещение базальтовых вулканов следующего цикла рассматривалось как достаточно случайное использование ими удобных мест локализации. Вместе взятые, эти признаки приводили к представлению о самостоятельности, независимости один от другого, и самих циклов вулканической деятельности.

Анализ ритмичности вулканизма на примере конкретного длительно развивающегося вулканического центра Карымской группы позволил пересмотреть и дополнить выводы, сделанные на основе регионального материала [57]. В ряду подобных центров Восточной вулканической зоны Камчатки, большинству из которых свойственно проявление двух мегаритмов (циклов) четвертичного вулканизма, центр Карымской группы отличается наибольшей полнотой ритмического развития, включающего три мегаритма. Это дает возможность анализировать более представительные ряды принципиально подобных явлений вулканизма и вулканотектоники каждого мегаритма для выявления общей направленности процесса и самой природы ритмичности. В пределах Карымской группы наибольшей выдержанностью ритмического развития характеризуется Мало-семячинский вулканический центр, в котором все три мегаритма проявились при устойчиво унаследованном развитии его магмопроводящей системы. Проследим изменение главных параметров вулканотектонического процесса между мегаритмами, начиная со структуры.

Структурообразование каждого предшествующего мегаритма жестко предопределяет пространственную локализацию позднейшего вулканизма и связанных с ним молодых структур таким образом, что почти все более молодые вулканы оказываются внутрикальдерными или располагаются на кольцевых швах кальдер. Этот принцип локализации нарушается только Пра-Карымским вулканом в связи с осложняющим влиянием линейных расколов и вновь восстанавливается для

Таблица 2

Динамика активности вулканического центра Карымской группы и дочерних центров по мегаритмам

Мегаритм	Объем извергнутого материала, км ³	Длительность, тыс. лет	Интенсивность вулканизма, км ³ /тыс. лет
	Центр Академии наук		
I	163	560 (690*—130)	0,29
II	31	102 (130—28)	0,30
III	—	28	—
	Карымский центр		
I	163	560 (690—130)	0,29
II	41	122,5 (130—7,5)	0,33
III	5	7,5	0,67
	Малосемячинский центр		
I	163	560 (690—130)	0,29
II	26	110 (130—20)	0,24
III	19	20	0,95
	Весь вулканический центр Карымской группы		
I	490	560 (690—130)	0,87
II	100	110 (130—20)	0,91
III	25	20**	1,25

*Для I мегаритма рассчитаны неполные показатели объема и длительности только за четвертичное время. **Для вулканического центра Карымской группы принят в качестве среднего возраст границы II и III мегаритмов 20 тыс. лет.

современного Карымского. Соподчинение мегаритмов вулканизма в рамках структурного контроля сопровождается закономерным сокращением их длительности, объемов извергнутого материала и размеров молодых кальдер, что в конечном счете привело к образованию центральной многоосевой телескопической структуры района. В этом последовательном ее усложнении, сопровождаемом концентрацией вулканизма на быстро сокращающихся площадях кальдер, отчетливо проявлена тенденция замыкания, вырождения магмоконтролирующей структуры центрального типа.

Однако подсчеты объемов извергнутого материала и оценка интенсивности выноса магматического вещества, средней по каждому мегаритму показывают (табл. 2), что для всего вулканического центра Карымской группы она не снижается с течением времени, хотя и существенно варьирует в более молодых центрах. Так, отсутствие новейшего вулканизма в центре Академии наук с избытком компенсируется его усилением в Карымском и Малосемячинском центрах; в III мегаритме максимум напряженности магматического процесса смещается к последнему из них.

В целом, таким образом, замыкание центральной магмоконтролирующей структуры не сопровождается затуханием вулканизма. Общее для Карымской группы нарастание его интенсивности к III мегаритму отвечает тенденции, устанавливаемой и для всей Камчатки [42]. Можно было бы полагать, что конкретно для вулканического центра оно является следствием незавершенности III мега-

ритма, если рассматривать современный вулканизм в качестве аналога начальных эффузивно-пирокластических фаз первых мегаритмов. При сохранении свойственной им тенденции следовало бы ожидать в дальнейшем перерыва вулканизма и затем очередной серии пароксизмов кислого вулканизма с образованием на современных вулканах кальдер еще меньших диаметров. Однако данные о распространенности в мире кальдер различных размеров и геомеханические расчеты [28] показывают, что образование связанных с кислым вулканизмом кальдер обрушения диаметром менее 4—5 км практически невозможно (вулкано-тектонические формы меньших размеров представляют кальдеры гавайского типа или взрывные). В Карымской группе уже кальдеры II мегаритма близки к этому пределу или соответствуют ему.

Темпы сокращения длительности мегаритмов и объемов извергаемого в центре материала столь велики, что в III мегаритме эти параметры уже близки или соответствуют аналогичным показателям для крупных вулканических построек: мегаритмичность почти вырождается до масштабов макроритмичности.

Эти соотношения — замыкание магмоконтролирующей структуры центрального типа при сохранении (если не увеличении) темпов выноса магматического вещества — дают возможность прогноза дальнейшей эволюции магмопроводящей системы центра. Представляется вероятным прекращение для вулканизма кальдерного контроля, смена магмовыводящей структуры центрального типа трещинной с формированием линейного ряда вулканов, вулканических хребтов и, возможно, небольших кальдер — взрывных или гавайского типа. Такой переход сначала может, видимо, иметь возвратно-поступательный характер, как показывает описанный эпизод влияния трещинного контроля на локализацию Пра-Карымского вулкана. В III мегаритме наглядным свидетельством возрастающей роли трещинного контроля вулканизма, все еще реализуемого в пределах кальдеры, является форма массива Малого Семячика в виде хребта, вытянутого вдоль транскальдерной трещинной зоны.

В эволюции магматического вещества не обнаруживается какого-либо направленного изменения от одного мегаритма к другому: в каждом из них эволюция развивается подобными или одинаковыми путями, в вулканиках устойчиво повторяются петрохимические и петрографические признаки.

Наиболее ярким и универсальным для всего вулканического центра Карымской группы оказалось изменение фациального облика пород кальдерообразующих извержений. Если при формировании крупных кальдер I мегаритма возникли игнимбриты, то в связи с меньшими кальдерами II мегаритма образовались преимущественно рыхлые пемзы и агломератовые туфы с меньшими на порядок объемами. Вместе с тем такие признаки, как одинаковое антидромное изменение состава пирокластических покровов и игнимбритовая фация в покрове кальдеры Малого Семячика, свидетельствуют об общности происхождения кислой пирокластике различного фациального облика, связанных с кальдерообразованием.

Для Малосемячинского центра характерно также последовательное снижение контрастности ассоциаций вулканитов от I ко II мегаритму в результате появления существенных объемов пород промежуточного состава; среди пород I мегаритма количественно резко преобладают базальты и дациты — кислые андезиты (62—67% SiO₂), а в серии II мегаритма главная масса пирокластике заключительного кальдерообразующего извержения представлена относительно более основными андезитами (59—60% SiO₂). В Карымском и Академическом центрах направленность такого рода не выражена, пирокластике заключительных стадий обоих ранних мегаритмов имеет риолито-дацитовый — дацитовый состав. Однако именно тенденция смены лав, проявленная в Малосемячинском центре, отвечает статистически выраженной общемировой тенденции снижения уровня кислотности пирокластике кальдерообразующих извержений одновременно с уменьшением размеров кальдер [61, 87].

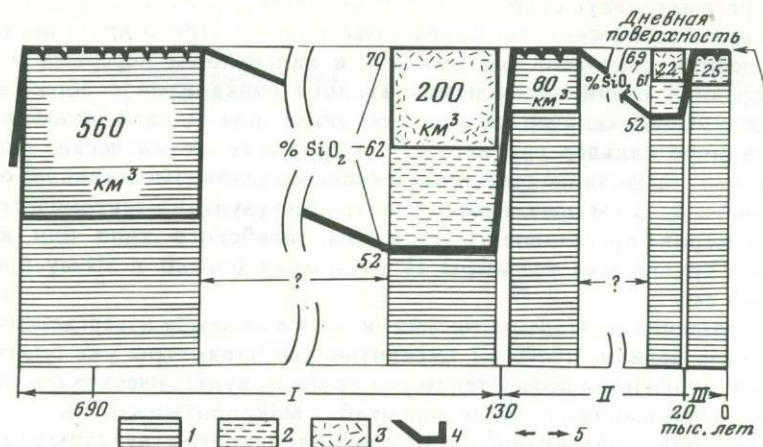


Рис. 13. Схема ритмического развития вулканизма района Карымской группы. По О.Б. Селянину [57], с уточнениями

Объемы изверженных вулканитов (км³) пропорциональны площадям квадратов, показаны на время их появления на дневной поверхности. Для III мегаритма принята средняя продолжительность 20 тыс. лет. 1 — базальтовая магма; 2 — андезито-базальтовая—андезитовая магма; 3 — кислая магма; 4 — график пульсации уровня базальтовой магмы; 5 — мегаритмы вулканизма

Важнейшая геолого-петрологическая особенность вулканического центра Карымской группы, его производных и подобных им центров — это унаследованное развитие их магмопроводящих систем, единых для магм всех составов, что наглядно отражено телескопированными комплексами кальдер, представляющими собой, как отмечалось, и аппараты извержений кислого материала, и места локализации последующего базальтоидного вулканизма. Многочисленные проявления непрерывной дифференциации в единоактно извергнутых порциях вулканитов и данные тефрохронологии о непрерывности вариаций состава пород в течение длительных периодов вулканической активности, подтверждающие этот вывод, фактически свидетельствуют о деятельности единого источника магмы, эволюционирующей в соответствии с режимом вулканического процесса. С другой стороны, единство источника и системы проводимости магмы, а также закономерное соподчинение разномасштабных пульсаций-ритмов вулканизма и направленность изменения его основных параметров свидетельствуют, что плиоцен-четвертичный вулканизм центра — это действительно единый процесс, развивающийся в прерывисто-непрерывном ритмическом режиме, а не просто сумма независимых всплесков активности.

В целом мегаритмичность вулканизма в Карымской группе и в более молодых центрах, осложняемая ритмичностью более высоких порядков, может быть представлена как серия затухающих и учащающихся колебаний уровня базальтоидной магмы относительно дневной поверхности (рис. 13). В геологическом плане общая направленность процесса заключается в возрастании устойчивости связи базальтовой магмы с поверхностью земли при уменьшении возможного суммарного сечения проводящей системы. Широко рассредоточенное вначале дренирование глубинного очага базальтовой магмы, сопровождаемое образованием многих вулканов, сменяется при дискретном, с участием кислого вулканизма, изменении магмопроводящей структуры центра все более локализованной ее разгрузкой, постепенно подчиняющейся контролю линейной системы разрывов.

ВЕРОЯТНАЯ ПРИРОДА РИТМИЧНОСТИ

В физическом смысле ритмичность вулканического процесса выступает как эффект определенной регуляции подачи на дневную поверхность непрерывно генерируемой и эволюционирующей глубинной магмы. Можно полагать, что прерывность этой подачи и соответствующая ритмичность разных порядков отражают действенные различные факторов и механизмов такой регуляции. Так, представляется достаточно очевидным, что элементарная дискретность процесса (перерывы между отдельными извержениями вулканов) отражает самое общее соотношение между генерацией магмы и свойствами магмопроводящей среды: скорость глубинной генерации магмы недостаточно велика, чтобы обеспечить ее непрерывное истечение на поверхность даже при минимально допустимых диаметрах каналов. Чем вызвана длиннопериодная прерывность вулканического процесса и как осуществляется его регуляция в масштабе макро- и мегаритмичности? Ответ на эти вопросы может дать исследование места и роли структурных перестроек магмопроводящей системы в общем вулканическом и тектоническом процессе, и в частности соотношение их с этапами вулканизма различного состава.

В масштабе мегаритмичности периодические преобразования структуры с возникновением кальдер происходят после этапов базальтоидного вулканизма и следующих за ним перерывов активности и связаны с кислым вулканизмом, вызывающим эти преобразования. В депрессиях, возникающих после них, вновь возможен базальтоидный вулканизм. Очевидно, эти перестройки необходимы (хотя и не всегда достаточны) для продолжения вулканического процесса, периодически достигающего некоторых пределов развития, и являются способом их преодоления. Кислый вулканизм при этом выступает как закономерное проявление общего вулканического процесса, при котором сопряженное изменение состава и газонасыщенности магмы обеспечивает ей дополнительные преимущества для подъема к поверхности — меньший удельный вес и способность к взрывообразному извержению.

Преобразования в системе магматического питания, особенно наглядные на примере Малого Семячика, в масштабе макроритмичности выражаются в заложении новых магмовыводящих каналов после затухания каждого предыдущего вулкана, т.е., по существу, латеральной миграцией вулканизма. При этом небольшие объемы кислых вулканитов обычно завершают деятельность вулканов, как последний резерв их развития и роста, и непосредственно предваряют перестройки магмопроводящей системы. Если смещение канала невозможно (Кайно-Семячик), то происходит его снижение вследствие эксплозивной деструкции постройки; в микромасштабе это подобно кальдерообразованию.

Для вулканического процесса эффект обоих типов структурных перестроек одинаков: они обеспечивают снижение гипсометрического уровня выхода базальтоидной магмы на дневную поверхность. Это указывает, что в исследуемых масштабах прерывность вулканизма связана с достижением вулканами некоторых пределов роста, отвечающих предельной высоте подъема магматических колонн. Она, очевидно, определяется природой сил, обеспечивающих подъем магмы до поверхности земли. Альтернативной гипотезе об ограничении высоты стратовулканов пределом их прочности [42, 107] противоречит наличие разновысоких (для разных районов) предельных уровней их роста [114] при отсутствии данных о сколько-нибудь существенных различиях внутренней структуры и прочностных свойств пород у высоких и низких сооружений сходного состава.

Наиболее обоснованным является представление о подъеме магм к поверхности вследствие гидростатического давления, вызываемого нагрузкой вышележащих пород на магматический расплав [68, 75]. В Малосемячинском центре и Карымской группе вулканов два факта свидетельствуют в пользу этого представления [57, 60].

1. Длительное, вплоть до консолидации, существование в кратере Кайно-Семячика лавовых озер, отражающих уровень гидростатического равновесия магматической колонны и его близкое (1-е озеро) или полное (2-е) соответствие абсолютной высоте зрелого вулканического конуса. Некоторое превышение этого уровня может быть достигнуто в результате околожерловой аккумуляции продуктов эксплозий или выжимания вязких экструзивных куполов. Более существенно высота подъема магмы должна варьировать при изменении ее состава и плотности по колонне. Корреляция между составом лав и высотой их подъема установлена для ряда детально исследованных зрелых вулканов [105, 114] и ясно намечена на Малом Семячике. Первое из лавовых озер Кайно-Семячика имело базальтовый состав и уровень зеркала 1290 м, второе — состав ферро-андезито-базальтов и уровень 1390 м; терминальные дацитовые и андезитовые лавы Палео-Семячика изливались с высоты около 1530 м, близкой к уровню подъема подобных лав и на соседнем Карымском вулкане. В целом, таким образом, следует говорить о некотором диапазоне предельных высот для каждого вулкана, соответствующем диапазону дифференциации продуктов его деятельности: с достижением нижней, "базальтовой" границы перестройка магмопроводящей системы вулкана становится вероятной, с достижением верхней, соответствующей наиболее кислым дериватам — необходимой.

2. Выдержанность в течение всего четвертичного времени первичных абсолютных высот стратовулканов Карымской группы в сравнительно узких пределах 1300—1700 м (а большей их части в пределах 1400—1600 м), как об этом можно судить по реконструкциям ныне разрушенных построек. В более широком плане Карымская группа составляет часть целой провинции относительно невысоких вулканов: за единичными исключениями, это весь центральный участок Восточно-Камчатской вулканической зоны. Указанное относительное единообразие уровня вершин вулканов Карымской группы (подчеркнутое резким отличием высот вулканов соседней с юга Авачинско-Жупановской группы, развивавшейся в иной тектонической обстановке, — до 3500 м) показывает, что отражаемая гипсометрией построек максимальная высота подъема магматических колонн определяется долговременным, постоянно действующим фактором. Среди всех вероятных сил, вызывающих подъем магмы на поверхность [51], таким постоянным действием обладает лишь гидростатическое давление, определяющее средний уровень верха мантийных магматических колонн за крупные интервалы времени [68] при условии постоянства уровня глубин магмогенерации. Выдержанность в течение всего времени развития вулканического центра типа родоначальной для него высокоглиноземистой базальтовой магмы подтверждает соблюдение этого условия. Таким образом, естественным ограничителем максимально возможного поднятия магмы и роста вулканов является уровень ее гидростатического равновесия. Достижение его вулканами приводит к их угасанию и необходимости перестройки магмопроводящих систем, обуславливая, таким образом, регуляцию вулканизма в масштабе макроритмичности [57].

Миграция вулканизма; способствующая преодолению гидростатического предела, имеет свои ограничения. На докальдерной стадии развития центра эти ограничения заключаются в определенной плотности расположения вулканов на поверхности, зависящей, по современным представлениям [104, 122], от глубины расположения магмообразующего слоя. В дальнейшем латеральная миграция вулканов, как отмечалось, ограничивается кальдерами, уменьшающимися от одного мегаритма к другому. Сочетание гидростатического контроля вулканизма и концентрации его кальдерами, сокращающее возможные пределы вулканической аккумуляции (аккумулятивную емкость) каждого мегаритма, представляется естественной причиной длиннопериодной прерывности и мегаритмичности вулканического процесса.

В обсуждаемых масштабах пределы развития вулканизма и его прерывность

целиком предопределяются собственными свойствами вулканических магматических систем, присущими им внутренне, — глубиной и скоростью магмообразования, соотношением плотностей магмы и вмещающих пород. Поэтому ритмичность вулканического процесса представляет проявление его *авторегуляции*, независимой от внешних воздействий, но, очевидно, способного взаимодействовать с ними.

Полная схема ритмичности вулканизма представляет вероятно, сложную картину взаимного наложения и интерференции описанных и других флуктуаций широкого спектра частот — от сравнительно мелкопорядковых, выявляемых при анализе активности вулканов за историческое время, до наиболее крупных, связанных с тектоникой вулканических зон. Гидростатическая модель предполагает ведущую роль уровня вулканического рельефа как фактора регуляции вулканизма в масштабе геологического времени, который позволяет учесть в общих чертах и влияние тектонического фактора. Опускание области активного вулканизма должно способствовать общей "антидромной тенденции" его развития — нарастанию базальтоидности. Наоборот, воздымание территории выше уровня, достижимого базальтовой магмой, приведет сначала к эпизодическим вспышкам кислого вулканизма вне видимой связи с базальтами, а затем либо к полному прекращению вулканической деятельности, либо — при смещении зоны магмообразования на более глубокие уровни — к продолжению вулканизма в виде нового типа мантийных выплавов и связанных с ними дериватов. Период от заложения вулканического пояса до его отмирания в результате тектонических перестроек можно выделить в качестве наиболее крупноранговой флуктуации эндогенной активности — суперритма вулканизма.

В масштабе выделенных автоколебаний вулканических систем — макро- и мегаритмов — сопряженные и отчасти взаимообусловленные вариации основных параметров вулканизма (состава и газонасыщенности магмы, динамики вулканизма, строения магмопроводящих систем и морфологии построек) имеют общую направленность к поддержанию вулканического процесса, преодолению периодически возникающих препятствий в его развитии и обеспечению возможностей продолжения вулканической деятельности. В методологическом отношении это делает целесообразным анализ различных сторон и явлений вулканизма именно с точки зрения рациональности их для продолжения вулканического процесса.

МАГМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Условия проявления базальт-дацитовый серии Малосемячинского центра — особенно благоприятный объект для петрологического анализа. Закономерное чередование основного и кислого вулканизма при унаследованном возобновлении единой магмопроводящей системы — при переменном использовании одних и тех же путей поступления на поверхность расплавами всех составов — представляет собой пример их наиболее определенной пространственной и временной связи. Ее прямым подтверждением являются обычные для Малосемячинского центра и всей Карымской группы проявления непрерывной дифференцированности пород в геологически| единичных телах вулканитов (потоках, пирокластических покровках) или сериях таких тел, образованных в ходе одного извержения. Диапазон содержаний SiO_2 в этих вулканитах, всегда извергающихся в антидромной последовательности¹, достигает 10—12%. Несколько таких непрерывных спектров пород в целом перекрывают почти весь диапазон составов серии Малосемячин-

¹ Известные редкие исключения из этого правила (извержение Парикутина, например) связаны с эксцентричным заложением магмовыводящих каналов, дренирующих сначала более основную магму из более глубоких горизонтов, питающих резервуаров.

ского центра (см. ниже рис. 46). Пространственно-временные связи базальтов и пород среднего—кислого состава здесь имеют самое конкретное воплощение, прямо отражающее сонахождение их расплавов перед извержениями в единых непрерывно-дифференцированных магматических колоннах или зональных по составу магматических камерах. Неоднократность, обычность проявлений непрерывной дифференцированности в телах вулканитов самых разных объемов и с различными градиентами изменения состава, широкое распространение их в мире [97, 106] указывают на необходимость рассматривать непрерывную дифференцированность как общую закономерность магматической эволюции. Это дает возможность исследовать генетические отношения магм разных составов в рамках вполне определенной магмодинамической модели, одинаково действенной и для единичных вулканов [27], и для крупных вулканических центров описанного типа. Это модель ритмического прерывисто-непрерывного продвижения к поверхности магматической колонны (переменного во времени и по глубине сечения) с направленно изменяющимся составом магмы; процессы, обеспечивающие наблюдаемое разнообразие состава магматического вещества, развиваются в колонне сверху вниз, опережая ее подъем в периоды затухания вулканической активности и отставая от него в периоды максимальной напряженности вулканизма; процесс магматической эволюции непрерывен, и его результат — то или иное количество пород, по составу в той или иной мере отличных от базальтов, — определяется конкурентным соотношением скорости изменения состава магмы и скорости ее продвижения к поверхности.

Такая строгая определенность пространственно-временных отношений магм разного состава снимает саму проблему существования связей между ними и позволяет сосредоточить внимание на их существовании, на расшифровке физико-химической природы механизма и условий протекания петрогенетических процессов.

Глава 4

ПЕТРОГРАФИЯ МАЛОСЕМЯЧИНСКОГО ЦЕНТРА

Основные черты петрографии и минералогии Малосемячинского центра освещались ранее [59], однако расширение серии исследованных пород и особенно новые данные, полученные благодаря широкому применению микрозондового анализа, позволяют существенно уточнить, дополнить, а отчасти и пересмотреть предшествующие результаты. Последнее касается главным образом минералогии тонкозернистой основной массы вулканитов и некоторых гомеогенных включений. Все петрографические данные систематизированы в соответствии с вновь принятой классификацией изверженных пород Петрографического комитета АН СССР [36].

ПЕТРОГРАФИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Петрографические признаки вулканических пород центра соответствуют по их составу и фациальной принадлежности, устойчиво повторяясь во всех возрастных комплексах. Ниже приводится общее описание групп пород по интервалам содержания кремнезема.

Базальты (до 53% SiO_2). Базальты — наиболее распространенные породы центра (рис. 14). В подавляющем большинстве они характеризуются резко выраженными порфиоровыми структурами, высокой кристалличностью (рис. 15) и преимущественно лейкократовым обликом вследствие постоянного преобладания среди вкрапленников плагиоклаза (лейкобазальты). В составе комплекса под-

Рис. 14. Сравнительные количества пород разного состава Малосемячинского центра

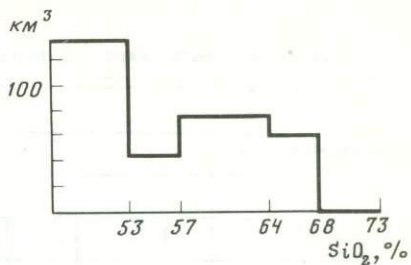
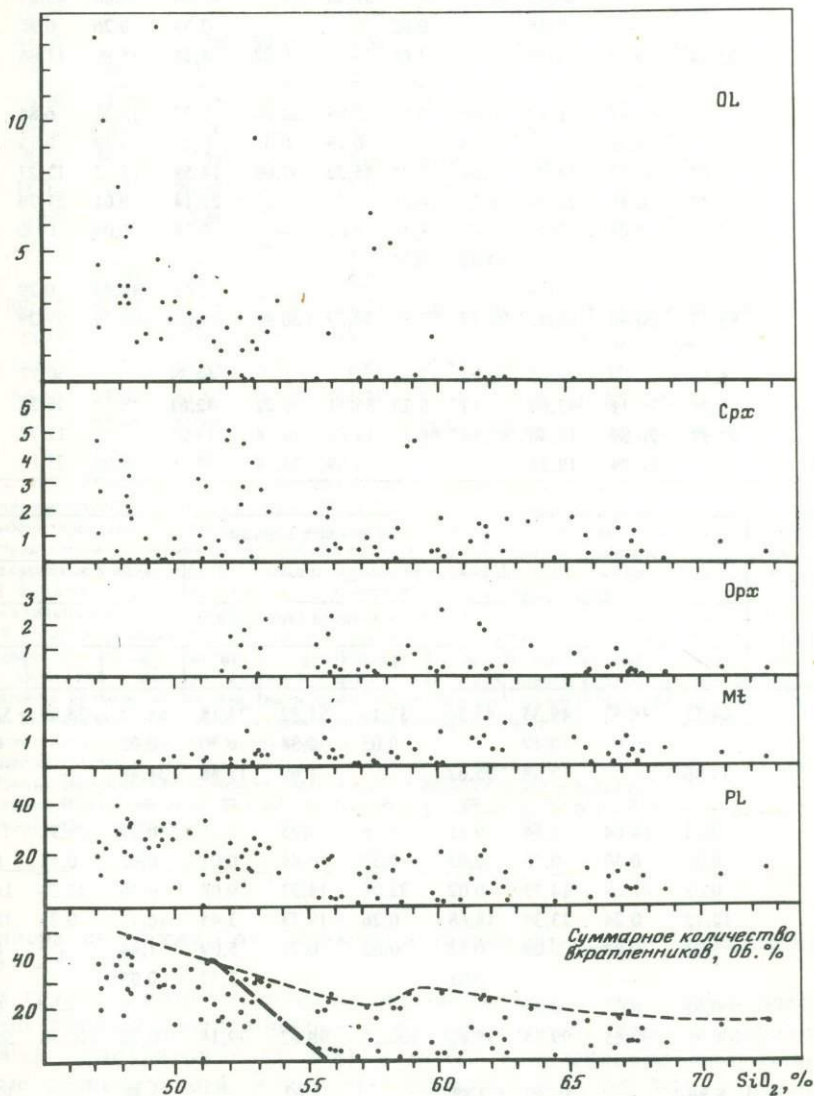


Рис. 15. Количественно-минеральный состав вулканитов Малосемячинского центра

Жирным пунктиром показана граница между породами, содержащими во вкрапленниках минералы только I парагенезиса, и породами с минералами I и II парагенезисов



ножий имеются, как отмечалось, обширные покровы афировых—субафировых базальтов.

По минеральным парагенезисам фенокристаллов среди порфировых базальтов выделяются резко преобладающие оливин-авгит-плаггиоклазовые разности и резко подчиненные им разности с ассоциацией фенокристаллов, включающей, помимо

Таблица 3

Химический состав вкрапленников и стекол базальтов Малосемячинского центра

Компоненты	N анализа породы см. приложение											
	43			20						135		
	N анализа вкрапленника											
	1	2	3	4	5 *	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	43,82	38,31	50,49	43,93	46,01	39,38	38,16	49,96	0,08	45,81	44,41	40,12
TiO ₂	—	—	0,46	—	0,02	—	—	0,55	0,26	0,98	0,03	0,01
Al ₂ O ₃	35,04	0,03	4,86	36,15	33,66	—	0,02	4,15	45,80	11,86	35,12	—
Fe ₂ O ₃	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=
FeO	0,50	19,51	6,47	0,43	0,77	13,99	22,60	7,72	16,31	6,84	0,70	16,88
MnO	—	0,31	—	0,04	—	0,19	0,35	0,21	0,19	0,15	0,02	0,21
MgO	0,03	42,13	14,97	0,04	0,05	45,52	37,09	14,59	15,13	11,27	0,04	42,28
CaO	18,43	0,16	22,74	18,73	16,87	0,16	0,25	21,14	0,01	21,79	18,71	0,17
Na ₂ O	0,72	0,03	0,19	0,43	1,45	0,01	—	0,14	0,04	0,30	1,11	—
K ₂ O	0,01	—	—	0,02	0,04	—	—	—	—	—	0,04	—
Cr ₂ O ₃	0,01	—	0,24	—	—	0,04	—	0,61	14,80	0,29	—	—
Сумма	98,57	100,48	100,42	99,77	98,88	99,29	100,46	99,08	100,59	99,29	100,18	99,67
Ab Ca	6,63		46,80	3,99	13,44			44,39		50,77	9,69	
Or Mg	0,05	79,11	42,80	0,13	0,23	85,11	75,22	42,61		36,52	0,22	81,52
An Fe	93,32	20,89	10,40	95,88	86,33	14,89	24,78	13,01		12,72	90,09	18,48
FM		20,89	19,55			14,89	24,78	23,39	38,05	25,83		18,48

Компоненты	N анализа породы											
	92			22						95		
	N анализа вкрапленника											
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
SiO ₂	44,51	38,53	49,35	43,56	37,16	51,82	73,18	46,73	38,09	51,78	0,05	
TiO ₂	—	0,01	0,49	—	0,03	0,38	0,30	0,02	—	0,66	13,97	
Al ₂ O ₃	35,36	—	5,38	35,62	—	1,69	13,86	34,48	—	2,68	2,10	
Fe ₂ O ₃	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	39,77	
FeO	0,65	18,04	5,64	0,45	30,16	9,95	0,75	0,77	29,92	11,33	42,47	
MnO	0,08	0,30	0,18	0,03	0,52	0,41	0,01	0,02	0,48	0,26	0,39	
MgO	0,02	42,69	14,73	0,02	32,08	14,57	0,08	0,10	32,23	14,04	0,94	
CaO	18,72	0,24	23,39	18,68	0,26	19,73	3,45	16,71	0,25	18,50	—	
Na ₂ O	1,01	0,03	0,09	0,53	0,02	0,27	5,09	1,44	—	0,32	—	
K ₂ O	—	—	—	0,01	—	—	2,37	0,03	—	—	—	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,61	—	—	—	—	—	—	0,05	—	
Сумма	100,38	99,85	99,85	98,88	100,25	98,82	99,14	100,32	100,98	99,62	99,80	
Ab Ca	8,86		48,30	4,87		41,02		13,49		39,29		
Or Mg		80,58	42,31	0,03	65,07	42,15		0,21	65,39	41,49		
An Fe	91,14	19,42	9,38	95,10	34,93	16,83		86,30	34,61	19,22		
FM		19,42	18,15		34,93	28,53			34,61	31,66	96,25	

Таблица 3 (окончание)

Компоненты	N анализа породы											
	147						137					
	N анализа вкрапленника											
	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	
SiO ₂	45,70	37,76	50,67	45,63	52,30	38,46	36,64	51,31	53,43	0,11	65,83	
TiO ₂	0,04	—	0,53	—	0,04	0,02	0,01	0,53	0,28	10,44	1,77	
Al ₂ O ₃	34,60	—	3,58	34,75	29,34	0,01	—	2,12	1,27	3,37	11,91	
Fe ₂ O ₃	=	=	=	=	=	=	=	=	=	45,99	=	
FeO	0,78	21,49	8,15	0,72	0,81	20,66	32,78	10,64	17,93	36,37	8,16	
MnO	0,01	0,43	0,26	—	—	0,31	0,56	0,29	0,37	0,36	0,14	
MgO	0,13	39,79	15,23	—	0,09	40,45	29,66	14,57	24,50	2,96	0,78	
CaO	18,01	0,18	20,90	17,01	12,86	0,19	0,44	18,96	2,26	—	3,01	
Na ₂ O	1,54	—	0,24	1,62	3,67	—	0,03	0,18	0,04	—	1,84	
K ₂ O	0,05	—	—	0,06	0,30	—	—	—	—	—	3,69	
Cr ₂ O ₃	—	0,01	0,43	—	0,02	—	—	0,03	—	0,34	—	
Сумма	100,87	99,67	—	99,79	99,43	100,10	100,12	98,63	100,08	99,96	97,13	
Ab Ca	13,34	—	42,96	14,64	33,46	—	—	39,70	4,47	—	—	
Or Mg	0,29	76,38	43,53	0,39	1,81	77,70	61,32	42,43	67,31	—	—	
An Fe	86,37	23,62	13,50	84,98	64,74	22,30	38,68	17,87	28,22	—	—	
FM	—	23,62	23,68	—	—	22,30	38,68	29,63	29,54	87,46	—	

Примечание. 43 — меланократовый базальт: азональные ядра вкрапленников: 1 — плагиоклаз, 2 — оливин, 3 — клинопироксен; 20 — меланократовый базальт: 4 — плагиоклаз, ядро вкрапленника 1-й генерации, 5 — то же, субфенокристалл, 6 — оливин, ядро крупного вкрапленника, 7 — тот же вкрапленник, промежуточная зона, состав представлен для вкрапленников 2-й генерации, 8 — клинопироксен, ядро субфенокристалла, 9 — хромистая шпинель, включение в оливине 6, 10 — фассаит из того же включения; 135 — меланократовый оливинкумулятивный базальт: 11 — плагиоклаз, 12 — оливин; 92 — мезократовый базальт: 13 — плагиоклаз, 14 — оливин, 15 — клинопироксен; 22 — лейкократовый базальт: 16 — плагиоклаз, 17 — оливин, 18 — субфенокристалл авгита, 19 — интерстициальное стекло основной массы; 95 — лейкократовый базальт: 20 — плагиоклаз, 21 — оливин, 22 — авгит, 23 — субфенокристалл титаномагнетита; 147 — мезократовый базальт: 24 — плагиоклаз, 25 — оливин, 26 — авгит; 137 — гиперстеновый базальт: 27 — плагиоклаз, ядро вкрапленника 1-й генерации, 28 — тот же вкрапленник, промежуточная зона, анализ представлен для вкрапленников 2-й генерации, 29 — оливин, ядро вкрапленника, 30 — оливин, состав кайм на вкрапленниках и микролитов, 31 — авгит, 32 — гиперстен, 33 — титаномагнетит, 34 — интерстициальное стекло основной массы.

Здесь и далее прочерк означает, что компонент отсутствует; знак = (равенства) — Fe₂O₃ определена в виде FeO и входит в его суммарные значения; FM — железистость, ат. (Fe + Mn)/(Fe + Mn + Mg)·100.

Анализ выполнены на микроанализаторе Camebax Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, операторы Г.П. Пономарев, Т.М. Философова, В.В. Ананьев.

указанных минералов, также ортопироксен и титаномагнетит — гиперстеновые базальты (SiO₂ > 51,5%).

В основной группе *оливин-авгит-плагиоклазовых базальтов*, в свою очередь, по содержанию темноцветных минералов различаются более меланократовые (Ol+Crх > 8%), мезократовые (3—8%) и почти гололейкокатовые оливин-плагиоклазовые разновидности, в которых оливина мало (< 3%), а пироксен редок или отсутствует. Все разновидности связаны между собой переходами и перемежаются в разрезах однако лейкократовые преобладают, особенно в верхах построек.

Плагиоклаз фенокристаллов в этих базальтах обычно образует две-три генерации: крупные, от 3—5 до 10 мм, короткие призмы и таблицы меньших размеров. В большинстве случаев они имеют одинаково простое внутреннее строение. Вкрапленники ранних генераций почти нацело сложены почти азональным ано-

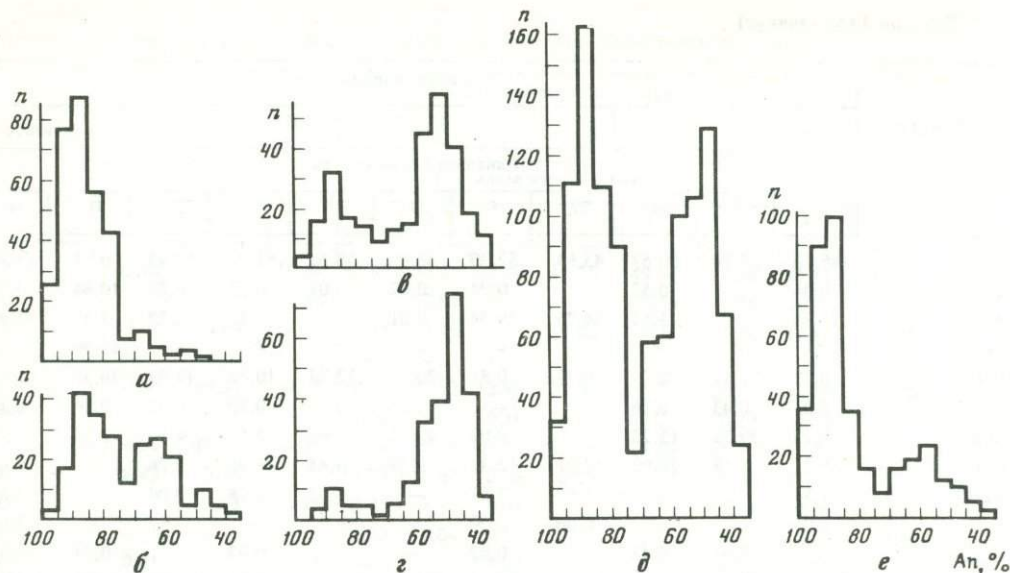


Рис. 16. Распределение составов плагиоклаза в породах Малосемьячинского центра

a — в базальтах; *б* — в андезито-базальтах и гиперстеновых базальтах (в *a* и *б* учтены только составы ядерных частей и промежуточных зон фенокристаллов, исключены составы внешних кайм); *в* — в андезитах и риолито-дацитах (для *в* и *г* использованы замеры состава всех элементов зональности фенокристаллов); *д* — суммарное распределение для всех вулканитов серии; *е* — распределение составов плагиоклаза кристаллических вclusions в вулканитах; *n* — число измерений

титом N 96—90, широкие ядра его окружены тонкими каймами с непрерывной прямой зональностью. В поздних генерациях ядра имеют тот же основной или несколько более натровый состав (битовнит) и слагают меньшую часть кристалла. Реже наблюдаются более сложные схемы зональности плагиоклазов с чередованием зон анортитового и битовнитового состава. Субфенокристаллы и микролиты основной массы базальтов обычно непрерывно зональны от центра до края зерна. Состав последних зон у всех выделений плагиоклаза одинаков, в пределах 60—45% An, соответственно степени раскристаллизации основной массы.

Результаты оптических и микронзондовых (табл. 3) определений составов плагиоклазов из описываемых базальтов показаны на гистограмме (рис. 16, *a*) и на общей диаграмме (рис. 17) в сравнении с кислотностью пород и составом их нормативного плагиоклаза. Распределение составов по частоте встречаемости унимодально, подавляющая их часть приходится на битовнит-анортитовый интервал 76—100% An. Модальный интервал соответствует 86—90% An, а средневзвешенный состав для всей совокупности фенокристаллов отвечает 88% An.

Оливин — главный темноцветный минерал вкрапленников в описываемых базальтах. Он часто наблюдается в сростках с анортитом и битовнитом (реже — с авгитом), свидетельствующих об устойчивости их парагенезиса. По микронзондовым анализам (см. табл. 3) определен общий диапазон вариаций состава оливинов — по ядрам фенокристаллов — в пределах Fo_{82-62} ; в одном случае установлен Fo_{85} (табл. 3, ан. 6). В целом более магнезиальный оливин характерен и для более магнезиальных разностей базальтов. При переходе к лейкократовым базальтам магнезиальность ядер вкрапленников оливина, количество и размеры которых убывают, достигает указанных минимальных значений — при одновременном возрастании количества вкрапленников плагиоклаза и сохранении их состава на уровне анортита—битовнита (рис. 18). Состав оливина в ядрах варьирует в ограниченных пределах 3—5% Fo с резким увеличением железистости в узких

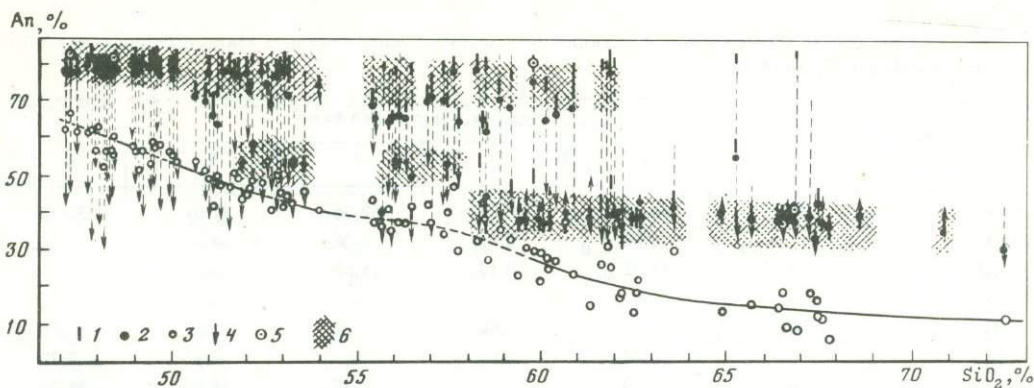


Рис. 17. Соотношение реального и нормативного состава плагиоклаза вулканических пород с содержанием кремнезема

1 — диапазон вариаций состава ядерных частей фенокристаллов; 2 — приближительный средний состав реального плагиоклаза в породах; 3 — нормативный состав; 4 — диапазон и общая направленность изменения состава в зональных кристаллах или в каймах существенно азональных вкрапленников; 5 — составы химически анализированных плагиоклазов; 6 — области развития плагиоклазов наиболее распространенных составов в вулканитах серии

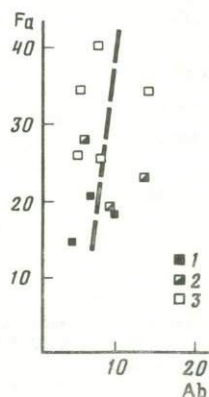


Рис. 18. Соотношение составов оливина и плагиоклаза в базальтах

Б а з а л ь т ы: 1 — меланократовые; 2 — мезократовые; 3 — лейкократовые

краевых зонах. Состав последних в большинстве описываемых базальтов соответствует Fo_{55-52} .

Вкрапленники пироксенов в базальтах с трехминеральной ассоциацией представлены рядом составов от диопсид-салита с высоким содержанием алюминия и заметным — хрома до авгита (см. табл. 3), а их резко зональные каймы достигают состава субкальциевого авгита.

В качестве продуктов наиболее раннего, протомагматического этапа кристаллизации базальтов присутствует хромистая шпинель в виде твердофазовых микровключений во вкрапленниках анортита и наиболее магнезиальных оливинов, причем в последних — в ассоциации с фассаитовым пироксеном (см. табл. 3, ан. 9, 10). Частично в лейкократовых базальтах появляются мелкие субфенокристаллы титаномагнетита (см. табл. 3).

Структура основной массы преимущественно микрозернистая, интерсертальная и микроделеритовая. Последняя чаще наблюдается в меланократовых и мезократовых разновидностях базальтов, а при сходном их составе — в разностях с меньшим количеством вкрапленников плагиоклаза. Минеральный состав основной массы большей части базальтов однообразен: микролиты плагиоклаза с непрерывной прямой зональностью от An_{69-62} до An_{55-48} , аналогичной зональности внешней части кайм на вкрапленниках; зерна синхронных ему, богатых и бедных кальцием пироксенов, также резко зональных; более поздний титаномагнетит и небольшое количество остаточного стекла дацитового—риолито-дацитового состава (табл. 4, рис. 19, 20). В базальтах с микроделеритовой основной массой зональность микролитов плагиоклаза почти полностью повторяет зональность кайм на его вкрапленниках (от An_{79-76} до An_{60-50}). Среди микролитов

Таблица 4

Химический состав минеральных фаз типичного мезократового базальта Малосемячинского центра (анализ 41, см. Приложение)

Компоненты	N анализа минеральной фазы					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44,25	46,59	50,83	52,76	38,01	37,33
TiO ₂	—	0,01	0,03	0,06	0,02	—
Al ₂ O ₃	35,89	33,52	30,17	28,62	—	—
Fe ₂ O ₃	=	=	=	=	=	=
FeO	0,82	0,77	0,86	1,22	24,85	27,21
MnO	0,02	0,02	0,04	—	0,37	0,37
MgO	0,04	0,09	0,12	0,07	36,90	35,70
CaO	18,68	16,59	12,98	11,73	0,23	0,23
Na ₂ O	0,57	1,57	3,84	4,53	—	0,02
K ₂ O	0,02	0,05	0,09	0,21	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0,04	—	—	0,03
Сумма	100,30	99,20	99,00	99,21	100,39	100,88
Ab Ca	5,26	14,58	34,70	40,65	—	—
Or Mg	0,10	0,32	0,54	1,21	72,28	69,76
An Fe	94,64	85,10	64,76	58,14	27,72	30,24
FM	—	—	—	—	27,72	30,24

Примечание: 1 — плагиоклаз, ядро вкрапленника 1-й генерации; 2 — плагиоклаз, ядро вкрапленника 2-й генерации; 3 — плагиоклаз, центр микролита базиса; 4 — то же, край; 5 — оливин, ядерная часть вкрапленника 1-й генерации; 6 — то же, 2-й генерации; 7 — оливин краевых зон; 8 — авгит, ядерная часть вкрапленника; 9 — авгит, центр микролита; 10 — то же, край; 11 — пижонит, центр микролита; 12 — то же, край; 13 — титаномагнетит основной массы; 14 — стекло основной массы. Условные обозначения см. в примечании к табл. 3. Оператор Т.М. Философова.

присутствует также железистый оливин, аналогичный по составу краевым зонам его вкрапленников и подобно ему обрастающий каемками низкокальциевого пироксена. Последний, в свою очередь, аналогичен по составу центральным частям его микролитов. Как правило, количество форстерита в наиболее позднем оливине приблизительно равно количеству энстатита в кристаллизующемся непосредственно после него низкокальциевом пироксене. Вместе с данными по базальтам с безоливиновой основной массой это позволяет в общих чертах установить порядок и синхронность кристаллизации их минеральных фаз: оливин и некоторая доля богатого кальцием пироксена выделяются с плагиоклазом более основным, чем N 60. Начиная от N 60 и далее с плагиоклазом кристаллизуются оба пироксена и позднее титаномагнетит.

Афировые—субафировые базальты (ферробазальты) связаны с описанными породами постепенными переходами: уменьшаются количество и размеры вкрапленников трехминерального парагенезиса до полного их исчезновения. Редкие субфенокристаллы в этих базальтах представлены плагиоклазом An_{82—76} и железистым оливином Fo_{59—56}. Структура основной массы пилотакситовая, состав ее минеральных фаз подобен таковому у высококристаллических базальтов, описанных выше (табл. 5, рис. 21).

На основании оптических данных нами ранее было сделано заключение об однопироксеновом составе основной массы базальтоидов Малосемячинского центра [59]. При микроразновом исследовании оно не подтвердилось. Нами установлено, что присутствуют две одновременно кристаллизующиеся моноклинные пироксеновые фазы. Зональность микролитов богатого кальцием пироксена повторяет и несколько продолжает эволюцию состава краевых зон его вкрапленников —

№ анализа минеральной фазы

	7	8		10	11	12	13	14
	36,21	51,36	51,22	40,44	52,40	51,53	0,08	76,74
	0,04	0,35	0,54	0,54	0,26	0,50	14,80	0,09
	0,01	2,94	1,54	1,41	0,96	0,50	0,79	11,50
	=	=	=	=	=	=	39,97	=
	33,58	8,26	14,98	17,29	20,63	26,30	41,83	0,65
	0,56	0,20	0,44	0,38	0,46	0,63	0,48	0,02
	27,81	15,37	13,69	13,22	19,57	15,54	1,60	0,12
	0,22	19,97	16,21	14,97	4,51	5,03	0,18	2,15
	0,07	0,18	0,22	0,16	0,04	0,05	—	4,81
	—	—	—	—	—	—	—	2,48
	—	0,09	—	—	—	0,02	0,06	0,01
	100,50	98,73	98,83	98,41	98,83	100,10	99,79	98,57
		41,64	34,28	31,75	9,36	10,54		
	57,83	44,58	40,27	38,99	56,49	45,35		
	42,17	13,78	25,45	29,26	34,16	44,11		
	42,17	23,61	38,73	42,87	37,68	49,31	93,67	

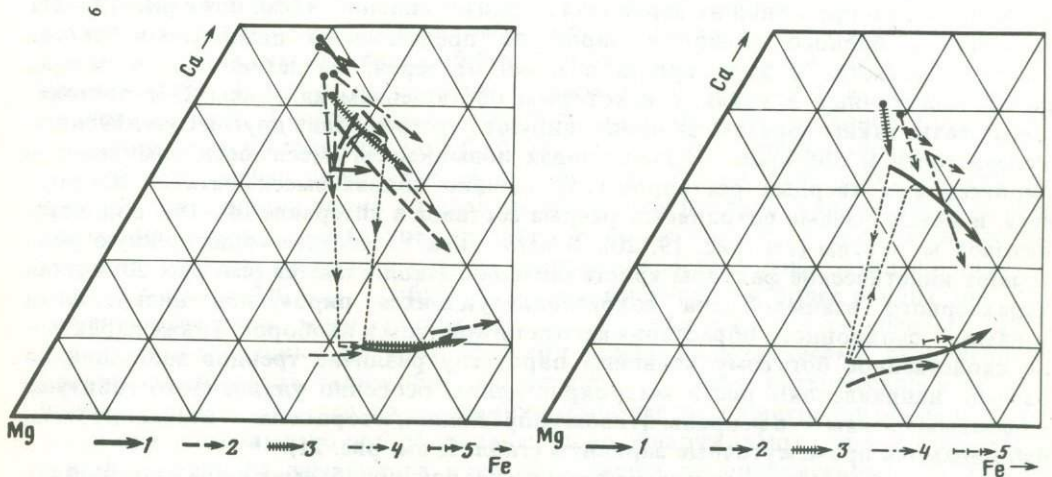


Рис. 19. Вариации состава пироксенов в мезократовых и меланократовых базальтах

Точки — составы ядер фенокристаллов; исходящие от них линии — эволюция состава в каймах; линии без начальных точек — вариации состава микролитов основной массы. Точечные пунктиры со стрелками показывают последовательность кристаллизации с разрывом в ряду составов

Номера анализов валовых составов исследованных пород см. в Приложении: 1 — 92; 2 — 89; 3 — 41; 4 — 20; 5 — 122; Базальты: 1—3—5 — мезократовые; 4 — меланократовый

Рис. 20. Вариации состава пироксенов лейкократовых базальтов

Номера анализов валовых составов исследованных пород см. в Приложении: 1 — 3; 2 — 104; 3 — 5; 4 — 22; 5 — 75. Остальные обозначения см. на рис. 19

Таблица 5

Химический состав минеральных фаз субафирового ферробазальта (ан. 10, см. Приложение)

Компоненты	N анализа минеральной фазы					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,07	51,33	51,08	53,30	36,18	35,31
TiO ₂	0,03	0,02	0,01	0,07	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	30,39	29,82	30,29	28,45	—	—
Fe ₂ O ₃	=	=	=	=	=	=
FeO	0,88	1,06	1,08	1,22	34,77	36,93
MnO	0,03	0,02	0,03	—	0,52	0,52
MgO	0,12	0,11	0,05	0,06	29,07	27,25
CaO	13,94	13,04	13,81	11,67	0,21	0,20
Na ₂ O	3,30	3,78	3,76	4,88	0,04	—
K ₂ O	0,09	0,14	0,15	0,24	—	—
Cr ₂ O ₃	—	0,01	0,03	—	—	—
Сумма	98,87	99,31	100,27	99,89	100,82	100,25
Ab Ca	29,83	34,13	32,70	42,47	—	—
Or Mg	0,53	0,81	0,84	1,39	59,48	56,45
An Fe	69,64	65,06	66,45	56,14	40,52	43,55
FM	—	—	—	—	40,52	43,55

Примечание. 1 — субфенокристалл плагиоклаза, ядро; 2 — то же, кайма; 3 — плагиоклаз, микролит базиса, центр; 4 — то же, край; 5 — субфенокристалл оливина, центр; 6 — то же, край; 7 — авгит, центр микролита; 8 — пижонит, торец того же микролита; 9 — субкальциевый авгит, промежуточная зона в микролите; 10 — авгит, боковой край микролита; 11 — пижонит, центр микролита; 12 — то же, край; 13 — титаномagnetит, микрозерно базиса; 14 — стекло. Основные обозначения см. в табл. 3. Оператор В.А. Ананьев.

от авгита до субкальциевого авгита и почти до пижонита с постепенным увеличением железистости и при меньших вариациях — магнезиальности (см. ниже рис. 19—21). Микролиты бедного кальцием пироксена представлены пижонитами, состав которых меняется в ходе кристаллизации от зерен, магнезиальных в центре, до промежуточных в краях, с некоторым обогащением кальцием. Обе пироксеновые фазы, таким образом, эволюционируют навстречу одна другой с увеличением железистости и обычным в базальтоидах повышением смесимости компонентов пироксеновых твердых растворов [25]. Однако полная смесимость не достигается, и между фазами сохраняется разрыв составов в интервале 14—18% воластоновой молекулы (см. рис. 19, 20). В вариациях их состава существенную роль играют кинетические факторы кристаллизации. Наблюдаются (см. рис. 20) случаи характерного взаимобмена сокристаллизующихся пироксенов дискретными зонами — синхронного обрастания авгита пижонитом и наоборот. Также характерно свойственное богатому кальцием пироксену различие трендов эволюции по разным направлениям роста микрокристаллов, особенно удлиненного габитуса: к боковым граням — в ферроавгитовом направлении, к торцевым — в пижонитовом; наблюдаются промежуточные варианты (табл. 5; см. рис. 21).

Базальты гиперстеновые присутствуют в небольших объемах лишь в постройках Пра-Семячика и Кайно-Семячика (макроритм I КС). Они извергались из одних жерл с базальтами вышеописанного типа и связаны с ними переходами, представляя, в свою очередь, характерное переходное звено к более кислым вулканитам, важное для установления петрогеохимического типа и генезиса всей сложнодифференцированной серии Малосемячинского центра. Переход от базальтов с ассоциацией вкрапленников оливин±авгит+анортит—битовнит (I парагенезис) выражается появлением наряду с отмеченными минералами также и минералов следующего, II парагенезиса,

N анализа минеральной фазы

7	8	9	10	11	12	13	14
50,78	52,67	51,23	50,78	52,65	51,84	0,08	76,13
0,60	0,37	0,38	0,44	0,27	0,32	15,10	0,74
1,82	1,15	1,20	0,99	1,06	0,85	2,98	10,56
=	=	=	=	=	=	36,69	=
14,87	21,98	21,71	19,65	20,60	23,57	42,06	2,94
0,39	0,53	0,51	0,48	0,50	0,59	0,40	0,05
14,87	19,59	16,45	12,30	20,95	17,33	1,89	0,05
16,43	5,31	8,28	14,82	4,00	5,12	—	0,93
0,19	0,04	0,12	0,19	—	0,05	0,02	3,58
—	—	—	—	—	—	—	3,57
—	—	0,01	0,01	0,04	0,03	0,15	0,01
99,97	101,64	99,89	99,65	100,07	99,69	99,38	98,56
33,51	10,60	17,06	31,10	8,06	10,64		
42,19	54,35	47,18	35,91	58,74	50,14		
24,30	35,06	35,76	32,99	33,20	39,23		
36,55	39,21	43,12	47,88	36,11	43,89	92,65	

свойственного и более кислым породам центра: ортопироксена, титаномагнетита и более натрового плагиоклаза (лабрадора). В составе новой ассоциации также кристаллизуется авгит, являющийся "проходным", общим минералом обоих парагенезисов. В целом переход имеет характер наложения нового парагенезиса на предыдущий. Гиперстеновые базальты при этом более кристалличны, чем аналогичные им по содержанию SiO_2 базальты с одним I парагенезисом (см. рис. 15).

Характер смены парагенезисов зависит от степени равновесности кристаллизации, что хорошо видно по плагиоклазам. Как правило, вкрапленники плагиоклаза имеют сложнзональное строение с ритмическим чередованием дискретных зон двух наиболее распространенных интервалов состава: An_{90-80} (ядра и промежуточные зоны) и An_{68-64} — обычно со следами коррозии более ранних зон. Реже фиксируются узкие зоны состава An_{79-77} — с них начинаются внешние каймы, непрерывно-зональные до An_{55} . Переход между парагенезисами вкрапленников в серии плагиоклазов, таким образом, дискретен, но имеет ритмический, возвратно-поступательный характер. Вкрапленники темноцветных минералов обоих парагенезисов при этом заметно резорбированы, но не обнаруживают прямых взаимоотношений (оливин не замещается и не обрастается ортопироксеном). Характерно, однако, что при существенной резорбции крупных первоначальных выделений оливина в гиперстеновых базальтах нередко появляются его мелкие идиоморфные субфенокристаллы, возможно синхронные промежуточным битовнитовым зонам в плагиоклазах.

В гломерокристаллических сростках и микрообломках родственных кристаллических включений, довольно широко развитых в гиперстеновых базальтах и кристаллизовавшихся в более равновесных условиях, переход между плагиоклазами обоих парагенезисов не осложняется ритмичностью и выражается обрастанием

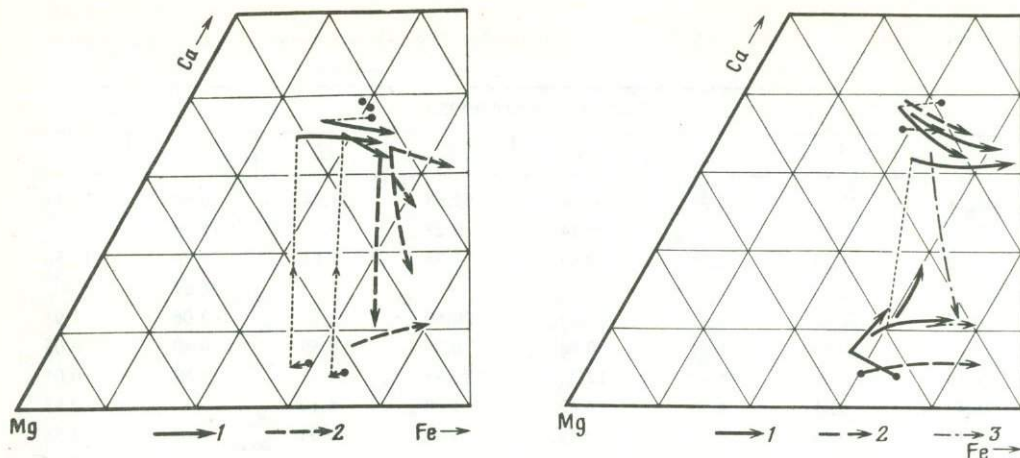


Рис. 21. Эволюция состава пироксенов в гиперстеневом базальте и ферробазальте

Номера анализов исследованных пород см. в Приложении: 1 — гиперстеновый базальт, ан. 137; 2 — ферробазальт, ан. 10. Остальные обозначения см. на рис. 19

Рис. 22. Вариации состава пироксенов в порфировых и субафировых андезито-базальтах

1 — порфировый андезито-базальт, ан. 143; 2 — субафировый андезито-базальт, ан. 158; 3 — то же, ан. 13; номера анализов исследованных пород см. в Приложении; остальные обозначения см. на рис. 19

почти азональных анортит-битовнитовых ядер широкими однородными зонами Ap_{65-62} . Ортопироксен в этих плотных сростках образует самостоятельные выделения, а также слагает участки, где замещает и обрастает оливин на его контактах с интерстициальным расплавом.

Представительные анализы темноцветных вкрапленников гиперстеновых базальтов приведены в табл. 3, а вариации состава пироксенов показаны на рис. 21. Состав оливина варьирует в пределах от Fo_{78} до Fo_{62} в тончайших каемках. Авгит в ядрах вкрапленников обнаруживает лишь слабую тенденцию прямой зональности; у вкрапленников гиперстена, наоборот, в краях ядер фиксируется выраженная обратная зональность, возможно связанная с упомянутой резорбцией оливина.

Основная масса гиперстеновых базальтов пилотакситовая и гиалопилитовая с пироксенами, плагиоклазом, титаномагнетитом и кислым остаточным стеклом в заметно большем количестве, чем в базальтах с I парагенезисом фенокристаллов. Обнаружены также редкие микролиты оливина Fo_{61} в оторочке субкальциевого авгита, а в стекле — акцессорный апатит.

В гиперстеновых базальтах наблюдается характерное смещение равновесия при переходе от выделения вкрапленников к кристаллизации основной массы, свойственное также и более кислым вулканитам сходного минерального состава: одновременно с кристаллизацией микролитов и зональных внешних кайм на фенокристаллах плагиоклаза и авгита образуются также широкие каймы авгита на вкрапленниках ортопироксена. Промежуточные составы при этом редуцированы. Составы кайм на обоих пироксенах близки и эволюционируют в ферро-авгитовом направлении (см. рис. 21). Подавляющая часть микролитов пироксена, богатого кальцием, по составу также близка каймам, а редкие зерна более низкокальциевого состава (как и каймы на оливинах) представлены субкальциевым авгитом.

Андезито-базальты (53—57% SiO_2). Это наименее распространенная группа пород Малосемячинского центра (см. рис. 14). Переход от базальтов к андезито-базальтам сопровождается снижением уровней кристалличности (верхнего — до 30—20%, нижнего — до 0, см. рис. 15), в первую очередь вследствие убывания минералов I парагенезиса. В этой группе относительно наиболее широко развиты

Таблица 6. Химический состав минеральных фаз андезито-базальтов

Компоненты	N анализа										
	146			143							
	N анализа минеральной фазы										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	46,76	38,72	52,88	46,10	53,53	53,31	55,42	38,55	51,14	50,66	49,97
TiO ₂	0,05	0,03	0,52	—	0,04	0,07	0,13	—	0,51	0,50	0,62
Al ₂ O ₃	34,06	0,03	1,96	33,82	29,05	28,67	26,71	0,01	1,61	2,43	1,40
Fe ₂ O ₃	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=
FeO	0,84	24,12	10,37	0,81	0,84	1,23	1,39	21,81	12,88	9,98	16,40
MnO	0,01	0,39	0,30	—	0,04	0,01	0,03	0,33	0,38	0,27	0,48
MgO	0,13	36,01	14,72	0,05	0,11	0,11	0,08	38,83	14,12	15,46	13,77
CaO	16,49	0,17	19,05	16,50	12,29	12,35	10,88	0,19	17,74	18,66	14,55
Na ₂ O	1,74	—	0,22	1,84	3,92	4,11	4,67	—	0,77	0,17	0,16
K ₂ O	0,05	—	—	0,07	0,27	0,34	0,46	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,01	0,02	—	—	0,03	0,02	0,22	0,02
Сумма	100,12	99,48	100,01	99,22	100,11	100,19	99,78	99,76	98,56	98,34	97,37
Ab Ca	16,01	—	39,80	16,74	36,03	36,85	42,50	—	37,16	38,75	31,04
Or Mg	0,27	72,36	42,79	0,44	1,62	2,03	2,78	75,76	41,15	44,65	40,86
An Fe	83,72	27,64	17,40	82,83	62,35	61,11	54,73	24,24	21,69	16,60	28,10
FM	—	27,64	28,91	—	—	—	—	24,24	34,51	27,11	40,75

Компоненты	N анализа											
	143				158					13		
	N анализа минеральной фазы											
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
SiO ₂	52,75	50,41	49,15	0,07	48,43	51,20	52,45	0,03	52,31	49,71	74,92	
TiO ₂	0,22	0,65	1,12	12,67	0,02	0,48	0,35	12,02	—	0,84	0,67	
Al ₂ O ₃	1,05	2,84	2,17	3,29	32,64	1,85	2,11	2,42	29,42	3,41	12,31	
Fe ₂ O ₃	=	=	=	42,33	=	=	=	=	=	=	=	
FeO	20,81	13,36	19,18	37,76	0,92	10,71	19,03	79,07	0,68	11,42	1,12	
MnO	0,49	0,36	0,43	0,36	—	0,29	0,52	0,40	0,03	0,31	0,03	
MgO	21,79	15,83	11,66	3,45	0,06	15,17	23,27	1,68	0,10	14,82	0,07	
CaO	2,14	15,11	14,68	—	15,63	18,73	2,09	—	12,59	18,14	0,72	
Na ₂ O	0,02	0,08	0,27	—	2,37	0,16	0,03	0,06	3,99	0,11	5,11	
K ₂ O	—	—	—	—	0,08	—	—	—	0,19	—	2,47	
Cr ₂ O ₃	—	0,08	—	0,27	0,01	0,03	0,02	—	—	—	0,04	
Сумма	99,27	98,74	98,65	100,20	100,16	98,61	99,88	95,68	99,32	98,76	97,47	
Ab Ca	4,36	31,58	31,77	—	21,42	38,69	4,21	—	36,06	37,85	—	
Or Mg	61,75	46,02	35,10	—	0,49	43,57	65,10	—	1,15	43,03	—	
An Fe	33,88	22,39	33,13	—	78,08	17,75	30,69	—	62,79	19,12	—	
FM	35,43	32,73	48,55	86,10	—	28,94	32,04	96,37	—	30,76	—	

Примечание. 146 — андезито-базальт, пирокластический поток, вкрапленники: 1 — плагиоклаз, 2 — оливин, 3 — авгит; 143 — андезито-базальт: 4 — плагиоклаз, ядро вкрапленника 1-й генерации, 5 — то же, широкая промежуточная зона, состав представлен для вкрапленников 2-й генерации, 6 — плагиоклаз, центр микролита, 7 — то же, край, 8 — оливин, вкрапленник, 9 — авгит, ядерная часть вкрапленника, 10 — то же, начало каймы, 11 — то же, край каймы, 12 — гиперстен, ядро вкрапленника, 13 — тот же вкрапленник, начало каймы, 14 — то же, край каймы, 15 — титаномагнетит, вкрапленник; 158 — субафировый андезито-базальт: 16 — субфенокристалл плагиоклаза центр, 17 — авгит, субфенокристалл, центральная часть, 18 — гиперстен, субфенокристалл, 19 — титаномагнетит, субфенокристалл; 13 — субафировый андезито-базальт: 20 — плагиоклаз, субфенокристалл, 21 — авгит, то же, 22 — стекло основной массы.

Условные обозначения см. в табл. 3. Операторы Г.П. Пономарев, В.В. Ананьев.

афировые—субафировые вулканиты, присутствуют разности с одним I парагенезисом вкрапленников и с обоими вместе (двупироксеновые).

Андезито-базальты с вкрапленниками I парагенезиса минералов обычно содержат небольшое количество их — от 12—15% и менее, образуя переходы к афировым разностям при почти одинаковом с ними минеральном составе основных масс. Типичен в этом отношении андезито-базальт пирокластического потока начала ритма II КС (Приложение, ан. 146; табл. 6, ан. 1—3), занимающий промежуточное положение в последовательных извержениях гиперстеновых базальтов и двупироксеновых андезито-базальтов Кайно-Семячика и далее оливин-авгит-плагиоклазовых базальтов (Приложение, ан. 147; табл. 3, ан. 24—26). По структуре и составу основной массы этот андезито-базальт — переходный между последними и афировыми лавами микроритма КС₄. Как исключение, в андезито-базальтах непрерывно-дифференцированных потоков побочных конусов Северного и Восточного наблюдается заметно большее (до 25%) количество явно аккумулярованных вкрапленников I парагенезиса (оливина и анортита, аналогичных ан. 11—12 в табл. 3 и ан. 1, 2 в табл. 7).

Большая часть высококристаллических андезито-базальтов минералогически подобна гиперстеновым базальтам. Фаза вкрапленников в них представлена минералами последовательно сменяющихся I и II парагенезисов; сходен и состав основной массы, лишь еще более обогащенной кислотом (SiO_2 — 65—70%) стекловатым остатком. С помощью микрозонда детально исследована минералогия одного из таких андезито-базальтов — из потока побочного конуса Южного на Кайно-Семячике (см. табл. 6). Благодаря большей ширине кайма вокруг вкрапленников и большей величине микролитов в этом образце подробнее исследована эволюция пироксеновых серий при переходе от выделения фенокристаллов к кристаллизации основной массы (рис. 22). В плагиоклазовой серии здесь видна более четкая, без осложняющей ритмичности перехода, смена I парагенезиса фенокристаллов наложенным более поздним II парагенезисом: крупные вкрапленники в ядрах, синхронных с оливином, имеют состав An_{90-82} (чаще всего An_{88-84}), а окружающие их широкие зоны и азональные ядра субфенокристаллов, синхронные с ортопироксеном и титаномагнетитом, — An_{66-62} , почти лишены промежуточных составов. Во внешних каймах и микролитах состав плагиоклаза варьирует в пределах An_{62-50} .

На более представительном материале, с микрозондовыми и оптическими определениями составов, дискретность ряда плагиоклазов последовательно сменяющихся парагенезисов показана на гистограмме (см. рис. 16, б), объединяющей андезито-базальты и минералогически близкие им гиперстеновые базальты. В распределении составов выделяются два основных модальных интервала: An_{90-86} (реликты I базальтового парагенезиса) и An_{65-61} , отражающего состав плагиоклаза, "собственного" для андезито-базальтов. Минимум в интервале An_{75-70} прослеживается и в ассоциациях вкрапленников всех более кислых пород Малосемячинского центра как устойчивая граница между плагиоклазами двух главных минеральных парагенезисов серии.

Многим андезито-базальтам свойственна большая неоднородность, "смешанность" кристаллической фазы I и II парагенезисов, обусловленная позднейшей контаминацией уже частично раскристаллизованной магмы (см. вышеописанный андезито-базальт) материалом дезинтегрируемых долеритоподобных гомеогенных включений с вкрапленниками и сростками оливина, авгита и анортита.

Афировые—субафировые андезито-базальты развиты в комплексе подножий, а также в отдельных дайках и потоках на вулканах. Последним крупным проявлением таких пород в центре является серия потоков последнего эффузивного извержения Кайна-Семячика. Структура основной массы афировых андезито-базальтов обычно пилотакситовая с синхронно кристаллизующимися игольчатыми микролитами непрерывно-зонального плагиоклаза An_{62-50} и зернами зональных высоко-

Таблица 7

Химический состав минеральных фаз андезитов

Компоненты	Н анализа породы (см. Приложение)										
	107		75							54	
	N анализа минеральной фазы										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	44,30	39,89	44,80	54,31	52,48	52,35	53,59	—	70,03	55,54	51,87
TiO ₂	—	—	—	0,04	0,44	0,56	0,32	13,70	0,41	0,08	0,43
Al ₂ O ₃	37,74	0,59	36,27	29,74	3,31	2,28	1,10	2,18	15,80	27,09	1,31
Fe ₂ O ₃	0,97	0,45	=	=	=	=	=	41,13	=	=	=
FeO	—	15,40	0,57	0,63	6,99	10,55	20,79	41,68	2,07	0,89	8,64
MnO	—	н/о	—	—	0,21	0,53	0,90	0,57	0,05	0,04	0,72
MgO	0,61	42,99	0,08	0,07	14,35	13,66	21,48	1,39	0,16	0,11	15,20
CaO	18,27	0,61	18,19	11,38	21,50	19,78	1,67	—	3,14	9,83	20,73
Na ₂ O	1,04	0,09	0,74	4,30	0,11	0,28	—	0,09	4,67	6,42	0,25
K ₂ O	0,12	0,18	0,02	0,21	—	—	—	—	2,79	0,34	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,13	—	0,04	0,11	—	—	0,04
Сумма	99,68	100,17	100,66	100,68		99,98	99,89	100,85	99,12	100,35	99,19
Ab Ca	9,20	0,80	6,89	40,07	45,65	41,71	3,44			53,15	42,15
Or Mg	0,70	82,20	0,11	1,31	42,40	40,06	61,62			1,86	42,98
An Fe	90,00	17,00	93,01	58,63	11,95	18,24	34,95			44,98	14,87
FM		17,00			21,98	31,28	36,19	94,97			25,70

Компоненты	N анализа породы										
	54				150						
	N анализа минеральной фазы										
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	53,43	0,10	73,30	48,65	56,68	50,82	50,68	52,99	52,33	0,14	72,33
TiO ₂	0,28	10,85	0,24	0,02	0,14	0,52	0,66	0,23	0,29	12,61	1,62
Al ₂ O ₃	0,89	2,66	16,22	32,14	26,20	2,51	1,65	1,09	0,77	2,72	12,47
Fe ₂ O ₃	=	36,89	=	=	=	=	=	=	=	42,89	=
FeO	16,96	44,81	0,55	0,80	1,38	10,04	14,43	18,43	21,50	39,94	1,44
MnO	0,93	0,77	0,05	0,05	—	0,29	0,46	0,55	0,65	0,47	0,16
MgO	24,99	2,18	0,03	0,11	0,14	15,29	13,89	24,09	18,46	1,95	0,22
CaO	1,67	0,19	2,00	15,44	9,95	19,26	16,44	1,75	4,67	—	3,02
Na ₂ O	0,05	—	5,84	2,69	5,09	0,26	0,18	0,06	0,03	0,02	4,79
K ₂ O	—	—	2,84	0,09	0,34	—	0,01	—	—	—	2,30
Cr ₂ O ₃	0,05	0,06	—	0,03	0,01	—	0,01	0,01	—	0,04	—
Сумма	99,26	98,51	101,07	100,02	100,17	99,00	98,39	99,19	98,70	100,78	98,35
Ab Ca	3,31			23,85	47,03	39,63	34,69	3,50	9,79		
Or Mg	68,97			0,53	3,03	43,77	40,77	66,91	53,90		
An Fe	27,72			75,62	49,94	16,60	24,54	29,59	36,31		
FM	28,67	90,63				27,50	37,57	30,67	40,25	92,07	

Примечание. 107 — оливиновый андезит, вкрапленники: 1 — плагиоклаз, 2 — оливин; 75 — андезит: 3 — плагиоклаз, ядро кристалла из гломеропорфинового сростка, 4 — то же, внешняя часть кристалла, 5 — салит, ядро кристалла из того же сростка, 6 — авгит, внешняя часть того же кристалла, анализ представлен и для вкрапленников; 7 — гиперстен, вкрапленник, 8 — титаномагнетит, вкрапленник; 9 — стекло основной массы; 54 — андезитовый игнимбрит, вкрапленники: 10 — плагиоклаз, 11 — авгит, 12 — гиперстен, 13 — титаномагнетит, 14 — стекло основной массы; 150 — субафировый андезит, субфенокристаллы: 15 — плагиоклаз, ядро, 16 — то же, кайма, 17 — авгит, ядро, 18 — то же, кайма, 19 — гиперстен ядра микровкрапленника, 20 — пижонит его же каймы, 21 — титаномагнетит основной массы, 22 — стекло основной массы.

Условные обозначения см. в табл. 3. Операторы Г.П. Пономарев, В.В. Ананьев.

и низкокальциевых пироксенов, с более поздним титаномагнетитом и кислым остаточным стеклом (75% SiO₂). Как и в афировых базальтах, микролиты высококальциевого пироксена характеризуются разными трендами эволюции состава: от авгита в центре зерен в ферроавгитовом и пижонитовом направлениях (см. табл. 22). В субафировых разностях редкие субфенокристаллы бывают представлены либо реликтами I парагенезиса, либо минералами только начинающего кристаллизоваться II парагенезиса (табл. 6).

Андезиты (57—64% SiO₂). Это вторая по распространенности группа пород Малосемячинского центра (см. рис. 14), включающая обширные лавовые покровы в комплексе подножий, около половины объема игомбритов, агломератовые туфы, коррелятные кальдере Малого Семьячика, а также отдельные горизонты лав и пирокластиков в вулканических постройках. Как в лавовой, так и в пирокластической фациях имеются афировые—субафировые и сравнительно высококристаллические разности андезитов порфировой, гломеропорфировой структуры. На эти последние приходится второй максимум кристалличности в серии Малосемячинских вулканитов, хотя и менее четко выраженной (см. рис. 15). Возрастание кристалличности обусловлено выделением минералов II парагенезиса: лабрадор-андезина (плаггиоклаза более натрового состава), клинопироксена, ромбического пироксена и титаномагнетита (табл. 7). Наряду с этим во многих порфириновых андезитах, особенно в лавовой фации, также наблюдается частичное совмещение I и II парагенезисов с наложением новой минеральной ассоциации на более раннюю: многие вкрапленники плаггиоклаза имеют частично корродированные ядра состава анортит-битовнита, а в гломерокристаллических сростках встречаются реликты оливина, замещенного ортопироксеном. Обычно в лавах присутствуют вкрапленники и сростки анортита и оливина с клинопироксеном из дезинтегрируемых долеритоподобных гомеогенных включений порфировой структуры, окруженные лишь узкими непрерывно-зональными каймами более натрового плаггиоклаза и тонкими венчиками низкокальциевого пироксена. Это иногда создает ложное впечатление одновременной устойчивости минералов такой смешанной кристаллической фазы.

Распределение составов вкрапленников плаггиоклаза в андезитах (см. рис. 16, в) резко бимодально, с максимумами в диапазонах An_{100—76} и An_{70—36} и модальными интервалами соответственно An_{90—86} и An_{55—51}. Последний соответствует плаггиоклазу, "собственному" для андезитов, образующему, помимо зон-оторочек на анортит-битовнитовых ядрах, и самостоятельную генерацию во вкрапленниках и гломерокристаллических сростках. Средний состав этого плаггиоклаза — An₅₃, а средний валовый для ассоциации порфириновых андезитов, отражающий показанную смесь распределений, — An₆₃.

Переход между обоими парагенезисами, таким образом, и в андезитах резко дискретен — как в реакционном ряду магнезиально-железистых минералов (оливин—ортопироксен), так и в плаггиоклазовой серии, имеющей разрыв в области An_{75—71}. Анортит-битовнитовые ядра — реликты I парагенезиса — почти без промежуточных зон обрастают лабрадором и андезин-лабрадором An_{65—45} обычно в рекуррентной последовательности. Рекуррентная зональность свойственна и андезин-лабрадорам собственно "андезитовой" генерации. В них она имеет более сглаженный характер, с вариациями состава преимущественно в пределах An_{45—56}.

В целом игомбритам андезитового состава, слагающим крупнообъемные проявления, свойственна заметно большая однородность плаггиоклаза и фазы вкрапленников в целом, чем андезитам сравнительно небольших лавовых потоков. Это прямо коррелируется с более частым присутствием в последних реликтов I парагенезиса в ядрах фенокристаллов и особенно их более поздней примеси в результате контаминации частично раскристаллизованной магмы материалом долеритоподобных гомеогенных включений. Андезиты малообъемных порций

отличаются также заметно повышенной железистостью темноцветных минералов (см. табл. 7).

В отличие от более реакционноспособных плагиоклазов вкрапленники пироксенов в андезитах существенно азональны, вариации их состава обычно не превышают 1,5—2 мол.%. Лишь в некоторых авгитах гломерокристаллических сростков обнаруживаются ядра-реликты состава салита (см. табл. 7, ан. 5; рис. 23). Аналогичный состав имеют и фенокристаллы ассимилируемых гомеогенных включений. Иногда в сростках наблюдаются и реликты оливина, замещенного гиперстеном более магнезиальным, чем в самостоятельных его выделениях.

Титаномагнетит развит преимущественно в сростаниях с авгитом, реже образует отдельные вкрапленники. Начиная с андезитов, в серии также становится кумулятивным минералом апатит, развитый в более основных породах лишь в основной массе. В некоторых андезитах отдельные иглы апатита или фибролит включены в фенокристаллах плагиоклаза и пироксенов.

Основная масса (базис) порфирированных андезитов обычно гиалопилитовая и состоит из тонких микролитов плагиоклаза, пироксенов, зерен титаномагнетита и акцессорного апатита в стекловатом мезостазисе. В лавах андезитов обильная насыщенность их основной массы микролитовой фазой дезинтегрируемых гомеогенных включений затрудняет достоверный анализ минералов собственно андезитового базиса. Среди низкокальциевых пироксенов в них установлен только пижонит.

Характерная структурная особенность андезитов — присутствие большого количества агрегатов их четырехминеральной кристаллической фазы в виде рыхлых гломерокристаллических сростков. Это свидетельствует о синхронности выделения основной доли минералов и общем котектическом характере их кристаллизации. В интерстициях этих сростаний обычно содержится прозрачное пористое стекло, что ранее отмечалось и другими исследователями района [11]. Судя по равенству показателей преломления, его состав близок к составу стекла основной массы андезитов, но более кислый, чем валовый состав последней, так как не содержит микролитов. Эта разница составов указывает на более глубокую продвинутость кристаллизации материала сростков, выделявшегося, очевидно, на более высоких и более холодных уровнях магматической колонны с последующим захватом его в восходящий кристаллизующийся расплав несколько более основного состава.

В субафирных андезитах, как и в более основных породах подобной структуры, редкие вкрапленники представлены либо остатками I парагенезиса — мелкими зернами плагиоклаза An_{86-76} , салит-авгита (см. табл. 7) и местами оливина Fo_{70-67} , либо первоначальными выделениями минералов магнетит-двупироксен-плагиоклазового II парагенезиса. Встречаются (единицы в обнажении) крупнозернистые оливин-авгит-анортитовые сростки и шарообразные включения радиально-концентрической структуры. Основная масса афирных—субафирных андезитов лавовой фации обычно гиалопилитовая и при одинаковом минеральном составе существенно более кристаллическая, чем в порфирных разновидностях. Вариации состава микролитов пироксенов показаны на рис. 23. В пирокластической фации субафирных андезитов покрова, связанного с кальдерой Малого Семьячика, имеют пелитоморфную криптокристаллическую основную массу и содержат редкие, сильно резорбированные субфенокристаллы II парагенезиса.

Дациты (64—68% SiO_2). Эти вулканиты по распространенности в центре лишь немногим уступают андезитам (см. рис. 14). Дацитовый состав имеют крупные массы пемзово-игнимбритовых отложений, лавы нескольких самостоятельных экструзивно-эффузивных сооружений и отдельные потоки на базальтовых вулканах, приуроченные к завершающим этапам их деятельности.

Все эти породы независимо от их объема и фациальной принадлежности характеризуются почти одинаковым составом кристаллической фазы (табл. 8, рис. 24),

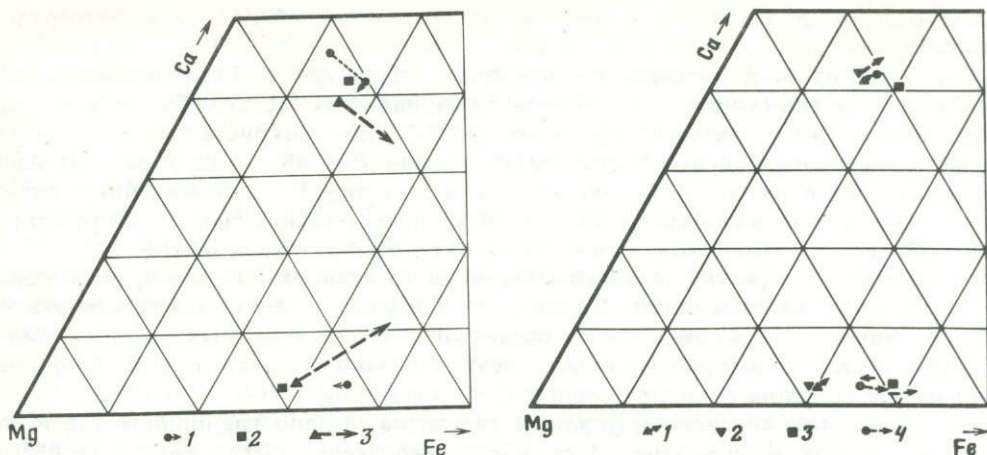


Рис. 23. Состав пироксенов порфировых и субафировых андезитов

Номера анализов исследованных пород см. в Приложении: 1 — 75 (из игнимбритовой толщи андезитового состава); 2 — 54; 3 — 150 (вариации состава в каймах субфенокристаллов и в микролитах этого образца совпадают; остальные обозначения см. на рис. 19)

Рис. 24. Составы пироксенов дацитов и риолито-дацита

Номера анализов исследованных пород см. в Приложении: 1 — 49; 2 — 66; 3 — 110; 4 — 51; остальные обозначения см. на рис. 19

представленной, как и в большей части андезитов, парагенезисом андезин-лабрадора-андезина, моноклинного и ромбического пироксенов, титаномагнетита и апатита. Последний развит в заметно большем количестве, чем в андезитах. Это однообразие минерального состава вулканитов, различных фациально (лавы, пемзы, игнимбриты), на наш взгляд, решающее петрографическое свидетельство их единого генезиса; структурно-текстурные признаки пород (смешение, вспученность, раздробленность, спекание и т.п.) определяющие фазию имеют поздние и постмагматическое происхождение. Лавы в целом более кристаллические, чем пирокластическая, в которой нередко заметна резорбция фенокристаллов. Систематические минералогическо-петрографические отличия между породами этой группы заключаются главным образом в постепенном изменении характера основной массы — от микролитовой у андезито-дацитов до существенно стекловатой у более кислых разновидностей.

Как и в андезитах, во всех более кислых лавах встречаются реликты минералов I парагенезиса, особенно в лавах эффузивно-экструзивных образований небольшого объема: включения, микросростки и продукты их дезинтеграции, ядра битовнит-анортита в плагиоклазе II парагенезиса. В целом, однако, доля этой примеси существенно меньше, чем в андезитах, и в крупнообъемных проявлениях более кислых пород минеральный состав их кристаллической фазы становится все более однородным.

Плагиоклаз — и в этих породах преобладающий минерал порфировых выделений. Обычно он рекуррентно зонален с изменениями состава в диапазоне 40—60% Al_2 , с модальным интервалом 46—50% An (см. рис. 16, з). Средний состав его за вычетом реликтов плагиоклазов I парагенезиса соответствует Al_{48} . Количественные соотношения и состав пироксенов и титаномагнетита аналогичны андезитам. На микрозоне исследованы сосуществующие минералы дацитов предкальдерного вулкана Массивного, внутрикальдерной экструзии (фиксирующей, вероятно, один из аппаратов извержения постигнимбритовых пемз) и потока последнего извержения Палео-Семячика (см. табл. 8, рис. 24). Как можно видеть в сравнении с данными табл. 7, составы пироксенов из дацитов самостоятельных проявлений, связанных

Таблица 8

Химический состав минеральных фаз дацитов и риолито-дацитов

Компоненты	N анализа породы (см. Приложение)									
	49					110			66	
	N анализа минеральной фазы									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	55,09	51,86	53,32	0,12	75,70	56,55	51,60	52,09	52,10	53,37
TiO ₂	0,06	0,27	0,16	7,46	0,35	—	0,38	0,21	0,28	0,23
Al ₂ O ₃	28,10	1,36	0,76	2,83	13,92	27,29	1,61	0,94	1,41	0,72
Fe ₂ O ₃	=	=	=	51,48	=	=	=	=	=	=
FeO	0,44	9,19	18,37	36,22	1,78	0,88	12,69	24,16	9,40	19,25
MnO	—	0,36	0,57	0,50	0,05	—	=	=	=	=
MgO	—	14,20	23,69	1,09	0,11	—	13,67	20,95	14,95	24,89
CaO	10,23	19,89	1,30	—	2,25	9,66	19,89	1,63	21,22	1,40
Na ₂ O	5,56	0,24	0,02	—	3,58	4,97	0,20	0,06	0,25	0,11
K ₂ O	0,21	—	—	—	3,00	0,44	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0,04	0,18	0,02	—	0,04	0,03	—	0,02
Сумма	99,69	97,37	98,24	99,87	100,78	99,79	100,08	100,07	99,61	99,99
Ab Ca	48,99	42,23	2,65	—	—	50,40	40,70	3,30	43,00	2,80
Or Mg	1,22	41,94	67,20	—	—	2,70	39,00	58,70	42,10	67,80
An Fe	49,79	15,83	30,15	—	—	46,90	20,30	38,00	14,90	29,40
FM	—	27,40	30,97	94,97	—	—	34,20	39,29	26,14	30,25

Компоненты	51							
	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	56,82	53,09	53,97	0,08	0,06	52,91	52,83	75,88
TiO ₂	0,01	0,28	0,12	8,01	43,24	0,13	0,12	0,22
Al ₂ O ₃	26,25	1,06	0,31	1,65	0,12	0,83	0,35	13,11
Fe ₂ O ₃	=	=	=	51,24	19,01	=	=	=
FeO	0,29	9,59	20,86	35,30	33,77	8,98	22,49	1,19
MnO	0,04	0,69	1,07	0,77	0,99	0,61	1,32	0,08
MgO	0,01	14,49	22,30	1,45	2,35	13,29	20,79	0,19
CaO	8,82	19,38	1,14	—	0,01	20,52	1,01	1,15
Na ₂ O	6,23	0,05	0,03	—	—	0,25	0,07	4,27
K ₂ O	0,30	—	—	—	—	0,01	—	3,75
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,08	0,02	—	—	—
Сумма	98,77	98,64	99,82	98,58	99,63	97,53	98,98	99,84
Ab Ca	55,12	40,74	2,31	—	—	44,12	2,08	—
Or Mg	1,74	42,37	62,94	—	—	39,76	59,60	—
An Fe	43,14	16,89	34,75	—	—	16,12	38,32	—
FM	—	28,50	35,57	93,33	89,24	28,85	39,13	—

Примечание. 49 — дацит вулкана Массивного, вкрапленники: 1 — плагиоклаз, 2 — авгит, 3 — гиперстен, 4 — титаномагнетит, 5 — стекло основной массы; 110 — дацит потока, вкрапленники: 6 — плагиоклаз, 7 — авгит, 8 — гиперстен; 66 — дацит экструзии, вкрапленники: 9 — авгит, 10 — гиперстен; 51 — риолито-дацит экструзии: 11 — плагиоклаз, вкрапленник, 12 — авгит, вкрапленник, 13 — гиперстен, вкрапленник, 14 — титаномагнетит, вкрапленник, 15 — ильменит, субфенокристалл, 16 — авгит, микролит основной массы, 17 — гиперстен, то же, 18 — стекло основной массы.

Условные обозначения см. в табл. 3. Оператор Т.М. Философова.

с первой в Малосемячинском центре вспышкой среднего—кислого вулканизма, весьма близки таковым для андезитовых игнимбригов. Пироксены дацитового потока на базальтовом вулкане, подобно пироксенам андезитов в аналогичной ситуации, отличаются заметно повышенной железистостью.

В существенно большем количестве, чем в андезитах, в дацитах развит апатит¹ — как в виде обильных включений в фенокристаллах, так и в микролитовой фазе. В последней установлены также плагиоклаз An_{47-39} , гиперстен $Wo_{3,19} En_{62,25} Fs_{34,57}$, клинопироксен и редкие зерна магнетита в стекловатом мезостазице риолитового состава.

Риолито-дациты (68—73% SiO_2) в районе Малосемячинского центра экзотичны и присутствуют лишь в отмеченных небольших выходах на вулкане Массивном. Это существенно стекловатые породы флюидально-полосчатой, сферолитовой, или пемзовидной текстуры. Вкрапленники в них (см. табл. 8 и рис. 24) представлены слабо зональным андезином An_{43-38} , клинопироксеном, ортопироксеном, относительно низкотитанистым магнетитом и ильменитом. Во вкрапленниках и в основной массе присутствует апатит. Редкие микролиты представлены плагиоклазом, клино- и ортопироксеном и тончайшими зернами рудного минерала.

Риолито-дацитовый состав имеют также линзовидные выделения — фьямме в породах существенно дацитовых игнимбригов [13]. Минеральный состав их аналогичен составу риолито-дацитов самостоятельных геологических тел.

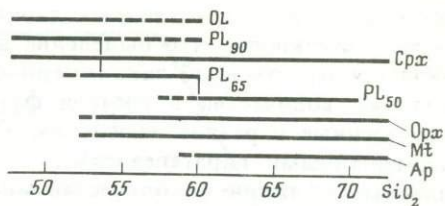
МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ СЕРИИ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ

К числу самых общих характерных особенностей серии пород Малосемячинского центра относится высокое содержание плагиоклазов во всех порфириковых вулканитах. Плагиоклазы резко преобладают среди вкрапленников, имеют крайне основной, анортитовый и анортит-битовнитовый состав в базальтоидах и частично в средних породах. Это согласуется с общей высокой глиноземистостью серии. Характерно также отсутствие кварца, калиевого полевого шпата и гидроксил-содержащих минералов даже в наиболее кислых ее членах. Отсутствие первых двух минералов показывает, что эволюция магм центра не достигает предельных субэвтектических составов во всем интервале глубин, где происходит кристаллизация вкрапленников. "Сухость" же их минеральных ассоциаций свидетельствует не столько о бедности расплавов водой, сколько о высоких температурах кристаллизации, превышающих предел устойчивости водных фаз. Состоянию высокой нагретости и достаточно высокой водонасыщенности расплавов лучше всего соответствует и высокоглиноземистый, существенно плагиофировый тип пород серии [17, 62, 125].

Общее свойство всех вулканитов центра — котектический характер их кристаллизации. В составе исследуемой серии почти отсутствуют монопорфириковые породы: вкрапленники в них неизменно представлены би-, три- и полиминеральными ассоциациями. В серии в целом выделяются два главных парагенезиса совместно кристаллизующихся минералов вкрапленников. I парагенезис — оливин+анортит—битовнит+авгит (ассоциация минералов безмагнетитовых оливиновых габброидов с высококальциевым плагиоклазом — алливалитов и эвкритов), кристаллизующийся в интервале составов от базальтов до андезито-базальтов и андезитов; II парагенезис — лабрадор или лабрадор—андезин+авгит+гиперстен+магнетит (минеральная ассоциация габбро и габбро-норитов), выделяющийся, начиная от гиперстеновых базальтов и андезито-базальтов, но главным образом в средней—кислой части серии — от андезитов до риолито-дацитов. Структурные взаимоотношения

¹ Хлорапатит, как показал качественный анализ с помощью приставки *Kevex* (оператор Г.П. Пономарев).

Рис. 25. Последовательность кристаллизации минеральных фаз в серии вулканитов Малосемячинского центра



минералов в этих парагенезисах, особенно явные в широко развитых гломерокристаллических сростаниях, свидетельствуют о синхронном выделении всех составляющих минеральных фаз или их основной доли и преобладающем в серии котектическом характере кристаллизации. Соответственно этому описанные парагенезисы принадлежат двум главным типам котектик: 4-фазовой (трехминеральной) — $Pl_{100-76} + Ol \pm Cpx + \text{расплав}$ и 5-фазовой (четырёхминеральной) — $Pl_{70-40} + Orx + Cpx + Mt + \text{расплав}$. Частично в породах серии состав котектик модифицируется добавлением малых фаз: в лейкократовых базальтах, как отмечалось, — субфенокристаллов титаномагнетита в качестве наиболее ранних выделений II парагенезиса и, начиная с андезитов, — апатита. Общий порядок кристаллизации минералов в серии показан на рис. 25.

Наиболее существенным свойством котектической кристаллизации в серии является дискретность регрессивного ряда последовательно выделяющихся в ней минеральных парагенезисов. Она проявлена не только в естественно прерывистом ряду магнезиально-железистых минералов (оливин—ортопироксен), но и в непрерывном по своей физико-химической природе ряду плагиоклазов. Единственной "сквозной" минеральной фазой в серии, выделяющейся от базальтов до риолитоидитов, является клинопироксен.

Особенно показателен разрыв в ряду плагиоклазов, представленном в серии двумя разобщенными отрезками спектра составов: анортит-битовнитовым в базальтоидах и лабрадор-андезиновым в средних и кислых породах. Распределение составов плагиоклазов по частоте встречаемости в серии (см. рис. 16, д) резко бимодально, с минимумом встречаемости в интервале An_{75-71} , прослеживающимся во всех группах пород. Плагиоклазы этих промежуточных составов ограниченно развиты лишь в виде отдельных зон в сложнзональных кристаллах; абсолютно преобладают по массе в породах серии две главные генерации — An_{96-76} и An_{70-40} . В последней обособляется ограниченно развитая генерация лабрадора An_{70-55} (модальный интервал An_{65-61} , см. рис. 25), предшествующая лабрадор-андезинам II парагенезиса, что, возможно, обусловлено сокристаллизацией с последними апатита. Бимодальность плагиоклазовой серии не является отражением бимодальности серии пород, представленных в исследуемой выборке достаточно равномерно.

При наличии целого ряда признаков генетического единства серии (жесткая геолого-структурная связь всех ее пород, ее качественная непрерывность и закономерная сопряженность петрохимических характеристик, а также прямая связь пород разного состава в единых телах непрерывно-дифференцированных вулканитов) дискретность ряда ее минеральных парагенезисов, особенно подчеркнутая разрывом в ряду составов плагиоклазов, приобретает значение важного минералогического критерия в решении вопроса о генетическом единстве серии или возможной разнородности отдельных ее частей. Дискретность минеральных ассоциаций и "смешанность" их в некоторых вулканитах обычно используются в качестве аргументов гетерогенности серий и гибридного происхождения пород среднего состава [94]. Кроме того, дискретность котектических ассоциаций минералов, выделяемых непрерывно эволюционирующей магмой, имеет обоснования как теоретические [112], так и на материале анализа плутонических формаций [70].

Если рассматривать серию в целом, непрерывно прослеживая изменения ко-

личественных и качественных характеристик ее кристаллической составляющей, можно заключить, что выделение дискретного ряда минеральных парагенезисов является естественной закономерностью ее котектической кристаллизации. В вариациях количества и состава фазы вкрапленников "вдоль серии" сочетаются постепенные и резкие изменения. Для большей части пород — с собственными, несмешанными парагенезисами — направленность этих изменений выражается плавным снижением количества минералов I парагенезиса, максимального в базальтах, к менее основным породам, вплоть до афировых лав с составами от ферробазальтов до андезитов (в зависимости от нижеописываемых особенностей химизма конкретных частных серий в составе общей серии Малосемячинского центра). Субафировые вулканиты содержат микрофенокристы остатков I парагенезиса либо наиболее ранние выделения минералов II парагенезиса. Для серии в целом статистический минимум кристалличности приходится на андезито-базальты—андезиты (см. рис. 15), и новое возрастание ее в андезитах обусловлено кристаллизацией вкрапленников II парагенезиса. Аналогичным изменением кристалличности сопровождается смена парагенезисов в конкретных частных сериях пород непрерывно-дифференцированных базальт—андезитовых потоков [58].

Такой характер перехода отражает, очевидно, постепенное извлечение из расплавов материала I парагенезиса — до полного в афировых породах и последующее выделение нового, II парагенезиса. Переход между ними, таким образом, совершается на фоне фракционирования минерального вещества с разрывом ряда его составов, как раз и приходящимся на афировые—субафировые разности вулканитов. Промежуточное положение афировых вулканитов в ряду закономерного изменения степени кристалличности и между породами с различными парагенезисами минералов показывает, что афировая их структура — это не следствие перегрева магм, а свойство их составов, уже лишенных вещества I парагенезиса, но не начавших еще выделения II парагенезиса и, что особенно важно для фацеального анализа, заведомо не кристаллизующихся в условиях извержения. Поскольку кристаллизационная способность магм, как известно, снижается в ряду последовательно раскисляющихся составов, существование в середине такого ряда расплавов, не кристаллизующихся в условиях прорыва на поверхность, указывает, что вкрапленники II парагенезиса кристаллизовались в доэруптивный период и являются интрателлурическими.

В породах серии, содержащих минералы обоих парагенезисов, эта же закономерность их резкой, дискретной смены проявлена по другому, но с еще большей наглядностью — в виде последовательного наложения II парагенезиса на не полностью фракционированный I, как это описано для гиперстеновых базальтов и высококристаллических андезито-базальтов. Позднейшая примесь минералов I парагенезиса из гомеогенных включений, часто присутствующая в этих породах, сравнительно легко опознается по отсутствию такого наложения.

На рис. 15 проведена граница между породами с одним I парагенезисом вкрапленников и породами с минералами обоих парагенезисов или одного II в координатах: количество кристаллической фазы — содержание SiO_2 . Положение ее существенно зависит от магнезиально-железистого отношения в породах: в более магнезиальных смена парагенезисов при равной кристалличности происходит при больших содержаниях SiO_2 . Показанное на рис. 15 положение границы отражает момент смены парагенезисов в основной совокупности пород со средними показателями магнезиальности-железистости и иллюстрирует описанный характер перехода. Наклон границы показывает, что состав расплава, необходимый для начала выделения II парагенезиса, достигается либо при достаточной закристиализованности магмы с неизменным валовым составом, либо путем ее кристаллизации с одновременным фракционированием выделяющихся минералов, т.е. при изменении валового состава системы в результате кристаллизационной дифференциации.

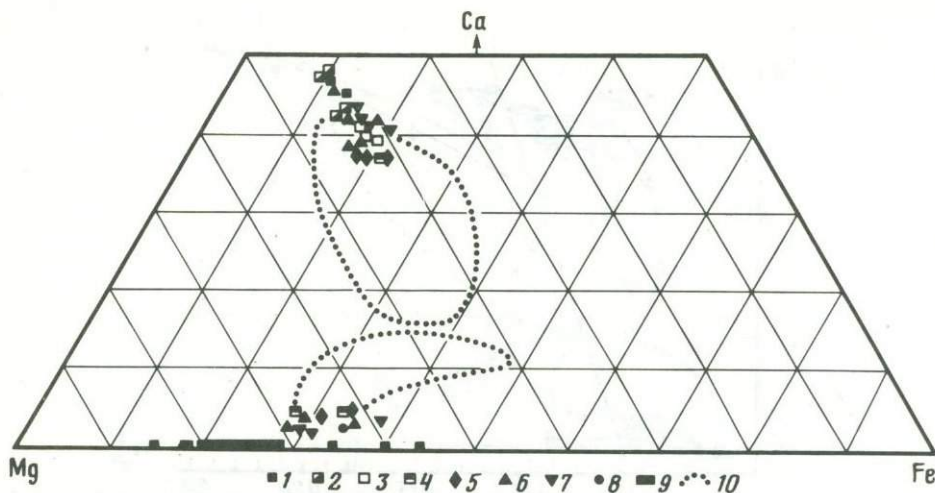


Рис. 26. Состав феррических минералов в вулканитах Малосемячинского центра

Ядра вкрапленников пироксенов ранних генераций: 1 — в меланократовых базальтах; 2 — в мезократовых базальтах; 3 — в лейкократовых разностях; 4 — в гиперстеновых базальтах; 5 — в андезито-базальтах; 6 — в андезитах; 7 — в дацитах; 8 — в риодацитах; 9 — состав оливинов базальтов и андезито-базальтов; 10 — поля составов микролитов пироксенов

Дискретность последовательно сменяющихся котектик (с исчезновением одних фаз и появлением новых) — естественное свойство кристаллизующихся многокомпонентных силикатных систем [112], поэтому проблемой в понимании дискретности минеральных парагенезисов в сериях описываемого типа является дискретность плагиоклазового ряда, не отмеченная в экспериментах с сухими системами и не установленная в расслоенных интрузивах [65]. При этом сама резкость, ступенчатость перехода в ряду плагиоклазов и между парагенезисами является, по существу, оборотной стороной другого свойства дискретности — ограниченности изменения состава минералов внутри парагенезисов как на соответствующих им отрезках серии, так и в отдельных взятых ее породах.

Степень этой ограниченности неодинакова для описываемых ниже взаимоподобных, но различающихся путей эволюции в сложномодифицированной серии. В варианте максимальной изменчивости состава минералов на базальтоидном отрезке серии состав подавляющей массы реального плагиоклаза при существенном снижении основности нормативного (см. рис. 17) остается на уровне An_{96-78} , пока вместе с ним кристаллизуется оливин. Состав последнего — по ядрам вкрапленников, исключая экзотичный Fo_{85} , — варьирует в основном в диапазоне Fo_{82-65} . С увеличением соответственно натровости и железистости этих минералов объемная доля их прогрессивно убывает. Состав клинопироксена I парагенезиса изменяется в пределах $Wo_{49-39}En_{42-41}Fs_{9-19}$ с увеличением железистости в основном за счет кальция (рис. 26). Подобным же образом ограничены вариации состава плагиоклаза (An_{65-45}) и пироксенов (см. рис. 26) в составе II парагенезиса в области средних — кислых пород серии. При этом их пироксены, кристаллизующиеся совместно с титаномагнетитом, обнаруживают тенденцию обратной эволюции — к более магнизиальным (ортопироксены) и более кальциевым (клинопироксены) составам. Сходные по содержанию главных компонентов клинопироксены I и II парагенезисов хорошо различаются по содержанию Al_2O_3 (рис. 27). Титаномагнетит в составе II парагенезиса характеризуется постепенным снижением титанистости от более основных пород к более кислым (рис. 28). При содержании TiO_2 около 10% и менее (в дацитах и риолито-дацитах) с ним вместе кристаллизуется ильменит.

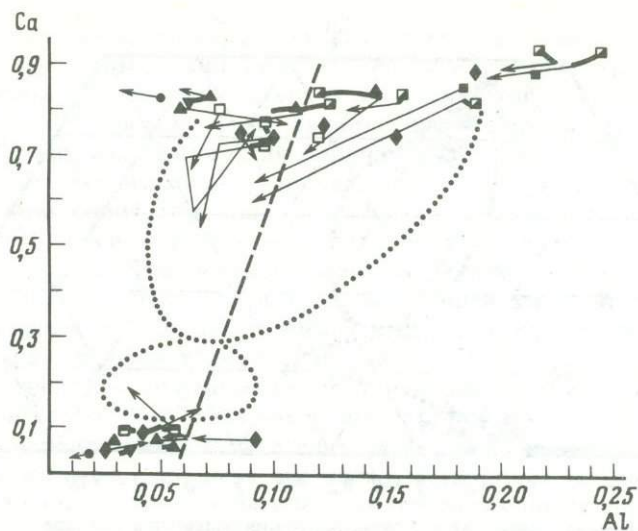


Рис. 27. Соотношение кальций—алюминий (формульные единицы) в пироксенах вулканических пород. Значки соответствуют центрам ядер вкрапленников, толстые линии—вариации состава в пределах ядра, тонкие стрелки — в каймах. Штриховая линия разделяет поля преобладающих составов в одно- и дупироксеновых ассоциациях. Условные обозначения см. на рис. 26

Для отдельно взятых пород из отрезков серии, соответствующих парагенезисам, отмеченная ограниченность изменений состава минералов конкретно выражается равновесной азональной (анортиты — битовниты базальтоидов) или субравновесной рекуррентно зональной (лабрадоры — андезины средних—кислых пород) структурой вкрапленников.

Эти особенности минералогии серии интерпретировались ранее [59] как результат сокристаллизации взаимно дополнительных по своему химизму парных совокупностей минералов — либо не имеющих в своем составе общих минералообразующих окислов и взаимно поддерживающих концентрацию и соотношения компонентов друг друга в ходе кристаллизации (пары: оливин — основной плагиоклаз, ортопироксен и магнетит — лабрадор-андезины), либо при выделении компонентов, способных в иных условиях входить в состав силикатных минералов-растворов, в виде самостоятельных минеральных фаз (пироксены — магнетит) [25]. Такую интерпретацию нельзя признать достаточной для указанных пар с плагиоклазом — как в свете отмеченных данных “сухих” экспериментов и петрологии расслоенных интрузивов, так и вследствие недоучета эффекта сокристаллизации этих минералов с клинопироксеном: его выделение, также повышая содержание в расплаве Al_2O_3 и Na_2O в неизменяющемся соотношении, увеличивает отношение Na_2O/CaO .

Ограниченность вариаций состава минералов, и в первую очередь плагиоклаза, можно удовлетворительно объяснить, лишь учитывая определенную водонасыщенность магмы, исходной для серии. В кристаллизующемся расплаве последующее накопление воды обеспечивает, несмотря на снижение температуры, возможное выделение плагиоклаза более основного, чем в “сухих” условиях [126], до определенного предела компенсируя этим истощение магмы его компонентами. Поскольку CaO входит в состав плагиоклаза предпочтительнее, чем в клинопироксен, суть такой компенсации заключается, по-видимому, в частичном связывании в плагиоклаз комплементарно накапливающимся глиноземом потенциально пироксеновой извести с уменьшением доли клинопироксена в котектике и высвобождением дополнительного количества железа и магнии для образования

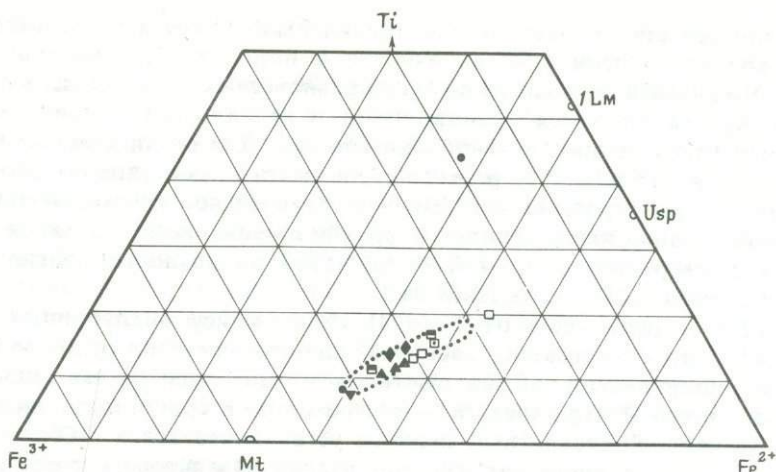


Рис. 28. Состав железотитановых минералов в малосемячинских вулканитах
 Квадрат с точкой — состав титаномагнетита из ферробазальта, остальные обозначения см. на рис. 26

бескальциевых фемических фаз: оливина в I парагенезисе и ортопироксена во II. Это согласуется с представлениями о том, что эволюция минералов салического и фемического рядов, почти независимая в относительно сухих расплавах расслоенных интрузий, в водосодержащих магмах существенно модифицируется их реакционным взаимодействием [43].

Для исследуемой серии симптоматично совпадение разрыва в ряду плагиоклазов с разрывом в естественно прерывистом ряду одновременно с ними кристаллизующихся магнезиально-железистых минералов: сменой оливина ортопироксеном. Характер кристаллизации плагиоклазов в котектической смеси подчинен фазовым отношениям этой сокристаллизующейся с ними минеральной пары. Это, очевидно, вызвано синхронным достижением определенных пороговых значений активности кремнезема и щелочей, сбалансированно накапливающихся в расплаве по мере его кристаллизации, а также значением окислительного потенциала, производного от достигаемой концентрации воды (начало кристаллизации титаномагнетита).

Таким образом, ограниченное изменение состава фенокристаллов на отдельных отрезках серии и вследствие этого резкая смена их парагенезисов, а также слабо зональная или вполне равновесная азональная структура вкрапленников в пределах отдельных пород обусловлены, по-видимому, сбалансированным равновесным распределением компонентов между сокристаллизующимися фазами. По составу эти фазы взаимно дополняют одна другую в котектических смесях — парагенезисах и поэтому устойчиво выделяются в широких интервалах состава магмы, эволюционирующей с накоплением воды. Роль буфера в этом распределении играет клинопироксен, содержащий в своем составе компоненты всех других минеральных фаз обоих парагенезисов.

По признаку ограниченной зональности или азональности минералов кристаллизация I и II парагенезисов и сами парагенезисы в дальнейшем называются равновесными. Интерпретация природы равновесности и азональной структуры минералов вкрапленников на котектической основе отличается от традиционного представления о равновесности и азональности как следствие длительного "реакционного" приспособления состава медленно кристаллизующихся минералов к составу расплава, меняющемуся в ходе кристаллизации. Такого приспособления, требующего непрерывного обмена веществом между расплавом и внутренними частями кристаллов, в многокомпонентной природой магме почти не происходит.

Об этом свидетельствует фактическая независимость состава азональных ядер вкрапленников от степени кристалличности в породах с несмешанными парагенезисами. На интервалах выделения обоих равновесных парагенезисов их минералы сразу сокристаллизуются равновесными и азональными либо рекуррентно зональными в узком диапазоне вариаций состава. Для серии в целом указанное приспособление имеет характер резкого ступенчатого изменения состава кристаллов в момент смены парагенезисов. В случае равновесной кристаллизации магмы без фракционирования или с неполным фракционированием минералов это непосредственно фиксируется в прямой ступенчатой зональности плагиоклазов — результате наложения II парагенезиса на I.

По аналогии с переходом от I ко II парагенезису в глубинных условиях при полной раскристаллизации расплава любого состава, отличающегося от предельного риолитового, должна иметь место еще одна резкая смена состава плагиоклаза и всего II парагенезиса — с переходом к кристаллизации гранитной эвтектики. Подобный дискретный переход устанавливается в габбро-гранитных сериях [70]. Полная равновесная кристаллизация базальтового расплава, таким образом, дает при непрерывном изменении состава жидкости дискретный ряд минеральных парагенезисов-котектик, а при условии пространственного разобщения разделяющихся фаз — соответствующую этим парагенезисам дискретную серию плутонических пород: алливалит-эвкритов, рудных (титаномагнетитовых) габбро (обе разновидности кумулятивной природы) и гранитов. Выделение равновесных парагенезисов, обеспечивающее (благодаря сокристаллизации и накоплению воды в расплаве) равновесную азональную структуру минералов и относительное постоянство их состава на соответствующих им отрезках серии, потенциально создает наиболее контрастную и эффективную дифференциацию магматического вещества.

Условиям крайней неравновесности кристаллизации соответствует минеральная ассоциация основной массы (базиса) вулканитов. Прерывая кристаллизацию вкрапленников на разных стадиях их выделения, кристаллизация основной массы в изменившихся условиях реализует остаточный расплав в ином структурном и минералогическом качестве, представляя типичное проявление гетероморфизма.

Общими свойствами основной массы всех вулканитов серии являются котектический характер и резко фракционный тип кристаллизации, непрерывная прямая (исключая влияние кинетических факторов) зональность силикатных минералов, повышенная смесимость в сериях пироксенов, снижающаяся к кислым породам, и общая глубокая продвинутость кристаллизации с дифференциацией вещества *in situ*; последняя имеет, судя по близкому дацит-риолитовому составу остаточных стекол, "потолок" состава, сходный для всех пород.

Полный набор минералов, установленных в основной массе малосемянчатых вулканитов, подобен таковому в ассоциациях их вкрапленников: плагиоклаз, оливин, высоко- и низкокальциевый пироксены, титаномагнетит и аксессуарный апатит. В зависимости от состава пород и степени их порфириной кристалличности ассоциации минералов их базиса также отчасти подобны обоим равновесным парагенезисам, сменяющимся последовательно, с наложением (довольно редкие разности базальтов с не полностью выделившимся I парагенезисом и микродолеритовой оливинсодержащей основной массой), либо только одному II (подавляющая часть пород с I и II парагенезисами вкрапленников). Сходен, в частности, и состав плагиоклаза, соответствующего моменту смены оливина низкокальциевым пироксеном. Однако полного подобия нет, так как переход к безоливиновой ассоциации минералов базиса сопровождается не только указанной сменой фаз, но и резким изменением порядка выделения титаномагнетита, присоединяющегося к силикатам лишь на заключительных этапах кристаллизации. В породах со II (магнетитсодержащим) парагенезисом вкрапленников при переходе к кристаллизации основной массы фиксируется четкий перерыв в выделении рудной фазы.

С этим запаздыванием кристаллизации титаномагнетита и связана существенная эволюция пироксенов основной массы в железистом направлении — противоположном тенденции, проявляемой вкрапленниками II парагенезиса.

Следуя принципу объединения в парагенетические ассоциации лишь синхронно образующихся минералов, в основной массе вулканитов исследуемой серии можно выделить три парагенезиса с несколько размытыми границами вследствие непрерывной зональности минералов: 1) основной плагиоклаз + оливин + авгит; 2) средний плагиоклаз + авгит (до субкальциевого) + пижонит (до промежуточного) ± апатит; 3) средний до кислого плагиоклаз + субкальциевый авгит + промежуточный пижонит + титаномагнетит + апатит. По направлению к кислым породам последовательно выбывают два первых парагенезиса, а в составе третьего вместо указанных пироксеновых фаз кристаллизуются авгит и гиперстен. Подобные парагенезисы минералов наблюдаются как бы в увеличенном виде (из-за большей крупности зерен) в описываемых ниже долеритоподобных и гранитоидных включениях, представляющих малоглубинные интрузивные эквиваленты малосемячинских вулканитов.

Поскольку нуклеация и кристаллизация минералов основной массы заведомо протекают в эруптивной стадии в верхних частях каналов и на поверхности, комплекс присущих им минералого-петрографических признаков с наибольшей определенностью увязывается с конкретными условиями кристаллизации: высокой скоростью охлаждения и — главное — с дегазацией магмы. Именно ведущей роли дегазации, "осушения" расплава как фактора кристаллизации, отвечают высокотемпературный тип минеральных парагенезисов с повышенной смесью пироксеновых твердых растворов и непрерывной прямой зональностью минералов [27, 46], смещение начала выделения титаномагнетита к поздним стадиям кристаллизации, прямо отражающее снижение P_{O_2} в магме, теряющей воду, объемный тип кристаллизации основной массы с высокой однородностью их структур. Характерными деталями минералогии неравновесных парагенезисов основной массы являются повышенное содержание изоморфной примеси железа в микролитах плагиоклаза по сравнению с вкрапленниками, а в микролитах титаномагнетита — повышенные титанистость и отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} , пониженные содержания глинозема и магнезии.

Отмеченные особенности кристаллизации позволяют уточнить представления о природе зональности минералов в сериях описываемого типа, как критерия фациальной обстановки кристаллизации. Структура зональности отражает изменения состава минералов и возникает под воздействием двух главных факторов: 1) изменения состава расплава в ходе кристаллизации и 2) изменения P — T -условий кристаллизации. При этом влияние температуры осуществляется через изменение темпа теплового переохлаждения расплава, необходимого для кристаллизации, отчасти сглаживаемого выделением скрытой теплоты кристаллизации. Воздействие давления на состав и структуру зональности минералов в условиях вулканического процесса более существенно, поскольку реализуется путем удержания в расплаве или, напротив, удаления в ходе извержения растворенных в нем летучих компонентов-плавней. Изменение их концентрации вызывает резкие изменения плавкости системы, состава наиболее низкоплавких жидкостей в ней (смещение котектик), состава и порядка выделения минералов. С дегазацией также связан эффект объемного адиабатического охлаждения поднимающейся магмы, складывающийся с ведущим в этом случае эффектом ее концентрационного переохлаждения. Отражение этих быстро протекающих изменений в характере кристаллизации, в составе и структуре зональности выделяющихся минералов будет неодинаковым для магм разного состава и различной кристаллизационной способности.

Оба главных фактора образования зональной структуры минералов в принципе неизбежно действуют совместно, однако возможна перемена относительной роли каждого из них. Установленные резкие, дискретные переходы между минераль-

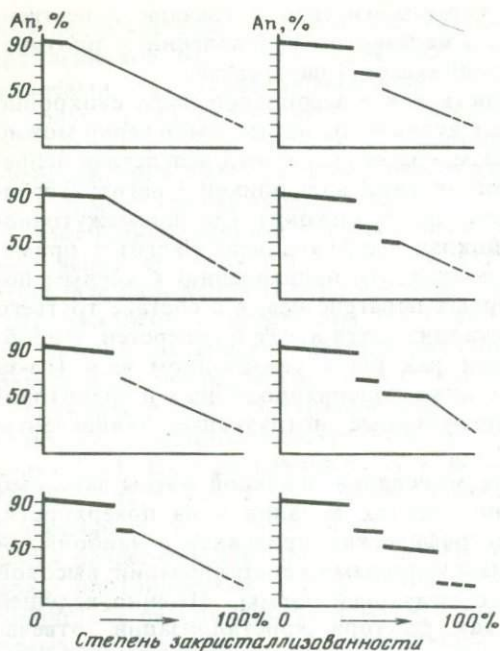


Рис. 29. Схема соотношений основных типов зональности плагиоклаза при наступлении дегазации на различных стадиях кристаллизации базальтовой магмы

ными парагенезисами в серии, влияющие на изменения состава всех минералов, дают возможность анализа раздельного их воздействия на структуру зональности и позволяют выделить главные крайние ее типы, обязанные своим происхождением преимущественно влиянию либо эволюции состава расплава, либо изменению условий кристаллизации [59].

Ведущая роль изменения состава расплава при образовании структуры зональности плагиоклаза проявляется в описанных случаях наложения II равновесного парагенезиса на I. Возникающая при этом прямая ступенчатая зональность плагиоклаза отражает, очевидно, обстановку кристаллизации в условиях

медленного изменения интенсивных параметров на глубоких уровнях магмопроводящих систем и, как отмечалось, в ненасыщенной летучими компонентами магме, накапливающей их в ходе кристаллизации. Аналогичная ступенчатая зональность свойственна также плагиоклазам описываемых ниже родственных включений габбро-норитов — продуктов почти полной равновесной кристаллизации базальтовой магмы в заведомо глубинных условиях. Зональность такого рода можно условно назвать "равновесной" или "зональностью состава".

Неравновесная кристаллизация основных масс вулканитов, протекающая на фоне наиболее быстрого и согласованного изменения условий (снижение $P-T$ -параметров, дегазация), показывает, что их отражением во внутренней структуре минералов в этом крайнем случае является непрерывная прямая зональность ("неравновесная зональность", или "зональность условий"). Соотношения обоих крайних, "чистых" типов зональности плагиоклаза на разных стадиях его выделения в породах серии показаны на рис. 29.

Широко распространенный тип сложной зональности — ритмической (рекуррентной), с направленным или неупорядоченным чередованием зон, с большей или меньшей разницей состава между зонами и т.п. — в существенной мере, по-видимому, является сочетанием двух описанных крайних типов зональности, результатом некоторых пульсаций скорости изменения условий кристаллизации. Показательно, однако, что особенно резкие колебания состава в сложнзональных кристаллах плагиоклаза с обычными для них явлениями коррозии предшествующих зон чаще наблюдаются в породах определенного состава — с минералами обоих равновесных парагенезисов, переход между которыми, судя по "записи" процесса в плагиоклазе, обычно имел ритмический возвратно-поступательный характер.

Несомненно, рассмотренные причины не исчерпывают всего многообразия факторов, влияющих на изменчивость состава и образование конкретной структуры зональности минералов. Однако они, по-видимому, являются главными, своего рода фоном, на который могут накладываться влияния и таких обычно предполагаемых факторов, как контаминация кристаллизующейся магмы

посторонним или родственным веществом, ее локльное переохлаждение, смешение разнонагретых расплавов и подобные нерегулярные явления. Общим критерием опознавания элементов "зональности состава" в сложнзональных кристаллах должно быть соответствие сравнительно однородных зон плагиоклаза наиболее распространенным составам ядерных частей его фенокристаллов в серии, определяемым на диаграмме частоты встречаемости, и синхронная началу их образования смена фаз в ряду сокристаллизующихся фемических минералов.

Описанные парагенетические и собственно минералогические признаки фаций кристаллизации вулканитов получают дополнительные обоснования на материале родственных вулканитам кристаллических включений. Они закономерно увязываются в единый комплекс критериев с мега-, макро- и микроструктурными характеристиками кристаллизующейся магматической системы, позволяющий оценить влияние фаций и соответствующих им структурно-вещественных типов кристаллизации на возможности дифференциации расплава и образование взаимосвязанных вулканических и плутонических серий.

ВКЛЮЧЕНИЯ В ВУЛКАНИТАХ МАЛОСЕМЯЧИНСКОГО ЦЕНТРА

Помимо большого количества резургентного материала (обломков пород построек и фундамента), в вулканических породах центра наблюдаются разнообразные магматогенные включения, находившиеся в активных с расплавом взаимоотношениях плавления—кристаллизации, агрегации—дизинтеграции. Наиболее развиты кристаллические и стекловато-кристаллические включения широкого спектра составов от оливин-анортитовых габброидных до кислых. Они обладают определенными чертами минералогической, структурной и химической общности с вулканитами, представляя родственные им породы плутонических фаций. Среди них могут быть выделены четыре основных типа: 1) безмагнетитовые оливиновые или клинопироксеновые габброиды с плагиоклазом наиболее основного, анортитового—анортит-битовнитового состава — алливалиты и эвкрыты; 2) мелкозернистые пористые стекловато-кристаллические включения с характерными долеритоподобными, "каркасными" структурами и составом от габбро до диоритов; обычно ассоциируют с первыми; 3) оливиновые габбро и габбро-нориты; 4) гранитоиды. Отдельный пятый тип представляют включения плавяных пород.

В целом подобная ассоциация включений типична и для многих других узлов развития дифференцированных серий Камчатки. Малосемячинский центр выделяется среди них не столько обилием включений, сколько их большим вещественным и структурным разнообразием, наличием взаимопереходов между ними и проявлением различных промежуточных стадий кристаллизации и сегрегации их минерального вещества. Это позволяет реконструировать в динамике развитие в "корнях" вулканов генетически единых и однотипных серий плутонических пород, дифференцированных по составу и по фациям, становление которых неразрывно связано с дифференциацией магмы, питавшей вулканы [16, 55, 58, 59].

Алливалиты-эвкрыты встречаются в разновозрастных эффузивных и пирокластических породах от андезито-базальтов до дацитов. Особенно обильны они в некоторых породах современной постройки Малого Семячика. Здесь, в частности, наибольшим структурно-вещественным разнообразием включений отличаются непрерывно-дифференцированные потоки оливиновых базальтов — андезитов побочных прорывов Северного и Восточного, в которых можно проследить взаимоотношения пород, слагающих включения.

Обычные размеры включений — от первых сантиметров до 30—40 см, формы обломочные. Сопоставление большого количества включений и реконструк-

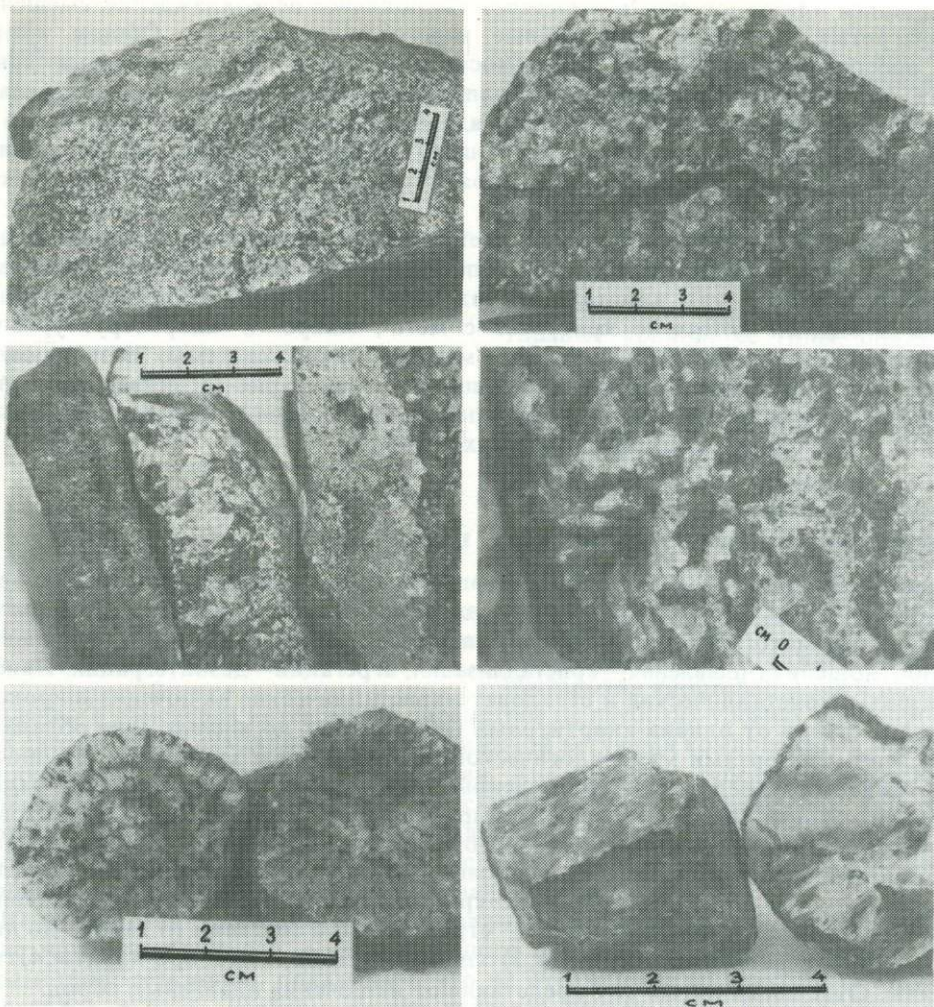


Рис. 30. Алливалит-эвкритовые включения и мегакристаллы в вулканитах Малосемячинского центра
a — блок алливалита неяснослойной текстуры из непрерывно-дифференцированного потока конуса Восточного; *b* — брекчированный такситовый алливалит с радиальными сростками оливина и анортита; *в* — обломки ритмически-расслоенных ультрабазитов, слева направо: тонкослойный оливинит с плагиоклазом и пироксеном, эвкрит, контакт существенно плагиоклазового (анортитового) слоя с пироксенитовым; *г* — ритмично-слоистый эвкрит-алливалит; *д* — алливалитовые включения с радиально-концентрической текстурой; *e* — мегакристаллы анортита из андезитовых шлаков

ция первичных взаимоотношений их пород по фрагментам текстур (рис. 30, *a—г*) позволяют установить принадлежность обломков единой дифференцированной, ритмически расслоенной серии кристаллического вещества. Планарные ритмические текстуры выражены более или менее регулярным чередованием слоев с различной крупностью зерен и различными количественными соотношениями минералов, варьирующими главным образом в пределах трехминеральной эвкрит-алливалитовой ассоциации. Встречаются, однако, обломки ритмитов и с более существенными различиями между слоями, включающими мелкозернистое габбро или — иногда — пористый стекловато-кристаллический агрегат "каркасного" строения. Последний аналогичен материалу обширной группы включений и с ними описывается ниже. Мощность слоев колеблется от первых миллиметров до десятков сантиметров (для алливалитов). Характерна

значительная невыдержанность слоистости с частым выклиниванием, изгибами, несогласиями слоев и переходами к массивным или брекчиевым текстурам. Нередко наблюдаются также округлые включения алливалитов со сферолито-подобной радиально-концентрической текстурой диаметром от 1 до 6—8 см (рис. 30, д), порой образующие скопления; в шлаках встречаются крупные, до 10 см, хорошо ограниченные монокристаллы анортита с вростками оливина (рис. 30, е), аналогичные описанным в Японии [99].

С описанными структурно-текстурными особенностями включений связана значительная изменчивость их состава; однако в целом среди включений резко преобладают лейкократовые, более легкие разности вследствие избирательности выноса обломков.

Алливалиты большей частью содержат 10—40% оливина и соответственно 90—60% анортита с отклонениями вплоть до мономинеральных составов; обломки оливинитовых слоев, однако, весьма редки. Структура типичных алливалитов аллотриоморфнозернистая с переходами к пойкилитовой и призматической-зернистой. В последнем случае в породе обычны миаролоподобные пустоты с тонкими пленками бурого остаточного стекла или с пористым "каркасным" агрегатом минералов, аналогичным отмеченному для ритмитов. Разрез зерен в алливалитах варьирует от 8—10 до 0,2—0,5 мм. В некоторых переходных разностях присутствует интерстициальный клинопироксен, иногда — мелкие выделения позднего магнетита. Минералы, как правило, азональны, за исключением участков зерен, граничащих с интерстициальным стеклом: здесь на плагиоклазах наблюдаются непрерывно-зональные каймы от An_{90-85} до An_{65} .

Переход от алливалитов к эвкритам, развитым ограниченно, выражается заменой оливина авгитом, резко ксеноморфным по отношению к плагиоклазу, и некоторым снижением основности последнего — до An_{87-92} против An_{90-98} в алливалитах. Пироксен подчинен плагиоклазу также и количественно; местами, однако, наблюдаются прослойки пироксенитового состава мощностью 1—3 см. Габбро, завершающее некоторые ритмы, сложено мелкозернистым и обычно пористым (миаролитовым) агрегатом авгита и битовнита.

Химические анализы включений алливалитов и эвкритов приведены в Приложении. Количественно-минералогический анализ показал следующие соотношения минералов в их типичных разностях: алливалит (ан. 162) — 71,8% анортита, 27,6% оливина, 0,3% авгита, 0,3% рудного; эвкрит (ан. 163) — 62,0% битовнит-анортита, 32,3% авгита, 5,0% оливина, 0,7% магнетита. Магнетит не сингенетичен главным минералам включений, он всегда поздний продукт раскристаллизации межзернового расплава. Досиликатную протоматическую стадию кристаллизации вещества алливалитов представляют микровключения хромистой шпинели, встречающиеся и в оливине и в анортите.

Состав главных минералов включений алливалит-эвкритовой ассоциации (табл. 9, рис. 31, 34) близок или аналогичен составу фенокристаллов I парагенезиса в базальтоидах. Наряду с их магматогенным происхождением и отсутствием жидких магматических эквивалентов пород такого состава это почти однозначно определяет их как продукты кристаллизационной дифференциации высокоглиноземистой базальтовой магмы. Структурно-текстурные особенности эвкрит-алливалитовых включений свидетельствуют об участии в их формировании двух основных механизмов сегрегации минерального вещества: ритмичного нарастания кристаллического слоя (по-видимому, на стенках магматической колонны) и сопутствующей ему кумуляции вкрапленников.

Мелкозернистые долеритоподобные "каркасные" стекловато-кристаллические включения развиты чрезвычайно широко во всех породах экструзивной и эффузивной фаций — от андезито-базальтов до риолито-дацитов — и особенно обильны в лавах среднего состава. Состав самих включений при этом варьирует

Таблица 9

Химический состав минералов включений алливалитов и эвкритов

Компоненты	N анализа породы											
	161		114			164			Салит			
	N анализа минеральной фазы										из пироксена	из эвкрита
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
SiO ₂	44,06	39,58	44,39	38,75	0,05	43,90	38,81	50,56	49,00	49,81		
TiO ₂	—	—	—	0,02	2,06	0,02	—	0,44	0,50	0,47		
Al ₂ O ₃	35,48	0,98	35,53	0,04	19,90	34,73	—	4,12	5,32	4,22		
Fe ₂ O ₃	0,98	0,82	=	=	24,72	=	=	=	=	=		
FeO	—	15,46	0,78	17,87	23,22	0,64	19,35	6,44	6,42	6,88		
MnO	—	—	0,01	0,25	0,27	—	0,29	0,08	0,13	0,18		
MgO	0,31	41,99	0,06	42,62	8,69	0,08	39,72	14,53	14,22	14,45		
CaO	18,88	0,92	18,41	0,21	0,11	18,48	0,25	22,78	22,49	22,71		
Na ₂ O	0,74	0,05	0,70	0,05	0,10	0,82	0,02	—	0,08	0,13		
K ₂ O	0,04	0,14	0,02	—	—	0,02	—	—	—	—		
Cr ₂ O ₃	—	0,04	0,03	0,01	21,43	—	—	0,02	0,62	0,28		
Сумма	100,48	99,98	99,93	99,82	100,55	98,69	98,44	98,98	98,79	99,14		
Ab Ca	6,60	1,20	6,41	—	—	7,45	—	47,37	47,47	46,99		
Or Mg	0,20	81,20	0,11	80,73	—	0,11	78,28	42,04	41,74	41,60		
An Fe	93,20	17,60	93,48	19,27	—	92,44	21,72	10,59	10,79	11,41		
FM	—	17,60	—	19,27	60,26	—	21,72	20,12	20,54	21,52		

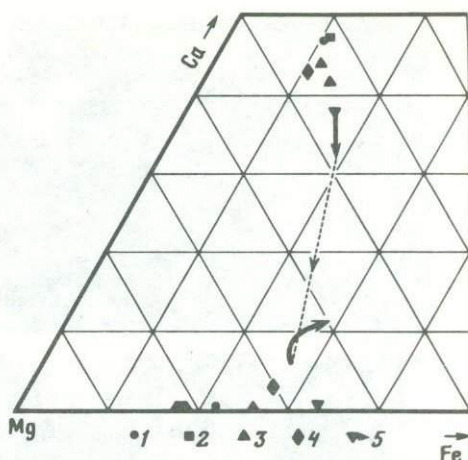
Компоненты	169			143			Оливинит из туфа, вулкан Прибрежный Южный		
	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	44,73	37,91	51,97	44,52	52,26	53,52	48,34	37,10	51,78
TiO ₂	0,01	0,01	0,43	0,01	0,26	0,33	—	—	0,64
Al ₂ O ₃	35,51	—	2,20	36,13	3,12	1,62	32,47	—	2,60
Fe ₂ O ₃	=	=	=	=	=	=	=	=	=
FeO	0,81	24,24	8,47	0,62	6,25	16,61	1,05	29,00	9,70
MnO	0,02	0,38	0,21	0,06	0,15	0,38	0,02	0,37	0,24
MgO	0,05	38,64	15,80	0,02	15,71	25,03	0,10	32,90	15,83
CaO	18,52	0,21	20,96	18,78	20,83	1,66	15,59	0,30	18,61
Na ₂ O	0,98	—	0,15	0,88	0,10	0,01	2,33	0,01	0,14
K ₂ O	0,01	—	—	0,05	—	—	0,14	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0,03	0,02	0,23	—	0,03	—	0,01
Сумма	100,65	101,39	100,22	101,08	98,91	99,16	100,06	99,68	99,56
Ab Ca	8,26	—	41,74	7,82	43,68	3,34	21,11	—	38,46
Or Mg	0,05	73,66	44,48	0,29	45,83	70,00	0,84	66,63	45,50
An Fe	91,69	26,34	13,78	91,89	10,49	26,67	78,05	33,37	16,04
FM	—	26,34	23,65	—	18,63	27,59	—	33,37	26,07

Примечание. 161 — оливиновый анортитит; 1 — плагиоклаз, 2 — оливин; 3—5 — шарообразное включение алливалита в андезите; 3 — плагиоклаз, 4 — оливин, 5 — реликт хромистой шпинели между оливином и плагиоклазом; 164 — алливалит; 6 — плагиоклаз, 7 — оливин, 8 — салит; 9 — салит (из пироксенитового прослоя в том же алливалите) и 10 — салит (из включения эвкрита); 169 — оливиновый эвкрит; 11 — плагиоклаз, 12 — оливин, 13 — авгит; 14—16 — микровключения эвкрита в андезито-базальте; 14 — плагиоклаз, 15 — авгит, 16 — бронзит, псевдоморфозы по оливину; 17—19 — ритмичнослоистый пироксен-плагиоклазовый оливинит из андезито-базальтового туфа, вулкан Прибрежный Южный; 17 — плагиоклаз, 18 — оливин, 19 — авгит.

Условные обозначения см. в табл. 3. Операторы В.А. Чубаров, Г.П. Пономарев, Т.М. Философова, В.В. Ананьев.

Рис. 31. Составы пироксенов и оливинов алливалит-эвкритовых значений

1 — из алливалита, ан. 164, см. Приложение; 2 — из пироксенитового слоя (см. рис. 30,е); 3 — из оливинового эвкрита, ан. 169, см. Приложение; 4 — из эвкрита (ортопироксен-псевдоморфоза по оливину); 5 — из плагиоклаз-пироксенового оливинита (см. рис. 30,е) со стеклом в интерстициях. Остальные обозначения см. на рис. 19



от габбро до диорита (см. Приложение). Подобные включения являются представителями характернейшего типа неоднородностей магматических пород, пользующегося общемировым распространением, одинакового как для вулканических, так и для plutonic образований [58]. Описываемые как "шлиры" "меланократовые включения", "базальтовые подушки" и т.п., эти включения различаются по химическому и минеральному составу и обычно обладают бесспорными признаками магматического происхождения в результате экспрессной, закалочной кристаллизации адекватных им расплавов. В последние годы понята универсальность и петрогенетическое значение этих включений; они привлекают к себе все большее и большее внимание исследователей, главным образом в двух аспектах: 1) включения — продукты ранних стадий эволюции вмещающих их пород [43, 55, 71; и др.] и 2) включения и вмещающие их породы — непосредственный результат смещения магм разного состава [49, 95, 113; и др.].

В вулканитах Малосемянчинского центра долеритоподобные включения макроскопически выглядят как серые мелкозернистые, заметно пористые обособления преимущественно угловатой, обломочной формы, нередко округленной или с размытыми фестончатыми ограничениями (рис. 32,а,б); в полосчатых флюидалных лавах бывают линзовидные включения. Текстура их массивная или такситовая; структура равномернозернистая, афировая или порфировая; встречаются автобрекчиевые разности. В виде вкрапленников в породах каркасных включений присутствует та же минеральная ассоциация (табл. 10; см. ниже рис. 33), что и в базальтоидах и в полнокристаллических включениях алливалит-эвкритового ряда: анортит-битовнит, оливин и клинопироксен состава диопсид-салита—авгита. Плагиоклаз и пироксен имеют непрерывно-зональные каймы, отложение которых нередко заканчивалось многоглавым скелетным ростом; зерна оливина бывают окружены венчиками микрогранулярного пироксена. Для порфировых выделений в целом обычны разнообразные дефекты роста и переходы к неравновесным скелетным формам.

Равномернозернистая основная масса включений в типичном случае представляет собой сплошную рыхлую изотропную кристаллическую канву (каркас) из столбчатых, лейстовидных, игольчатых, нередко ветвящихся дендритоподобных микрокристаллов и сростков плагиоклаза, а также удлинённых или субизометричных зерен оливина и пироксенов в узлах этой пространственной кристаллической решетки (рис. 32,з). Весьма изменчивые структуры базиса этих включений подобны микродолеритовой, долерито-офитовой, гиалофитовой структурам базиса базальтов и малоуглубинных интрузивных пород основного—среднего состава, не полностью закристаллизованными аналогами которых они и являются. Главное их отличие — аномально высокая пористость. В составе каркасной канвы содержится 45—50% плагиоклаза, 26—32% пироксенов, 3,8—4,6% титаномагнетита, в интерстициях — от 8 до 22% стекла с крупными порами, доля которых составляет от 4—5 до 20—22% объема породы. Переход от основных к более кислым разностям этих

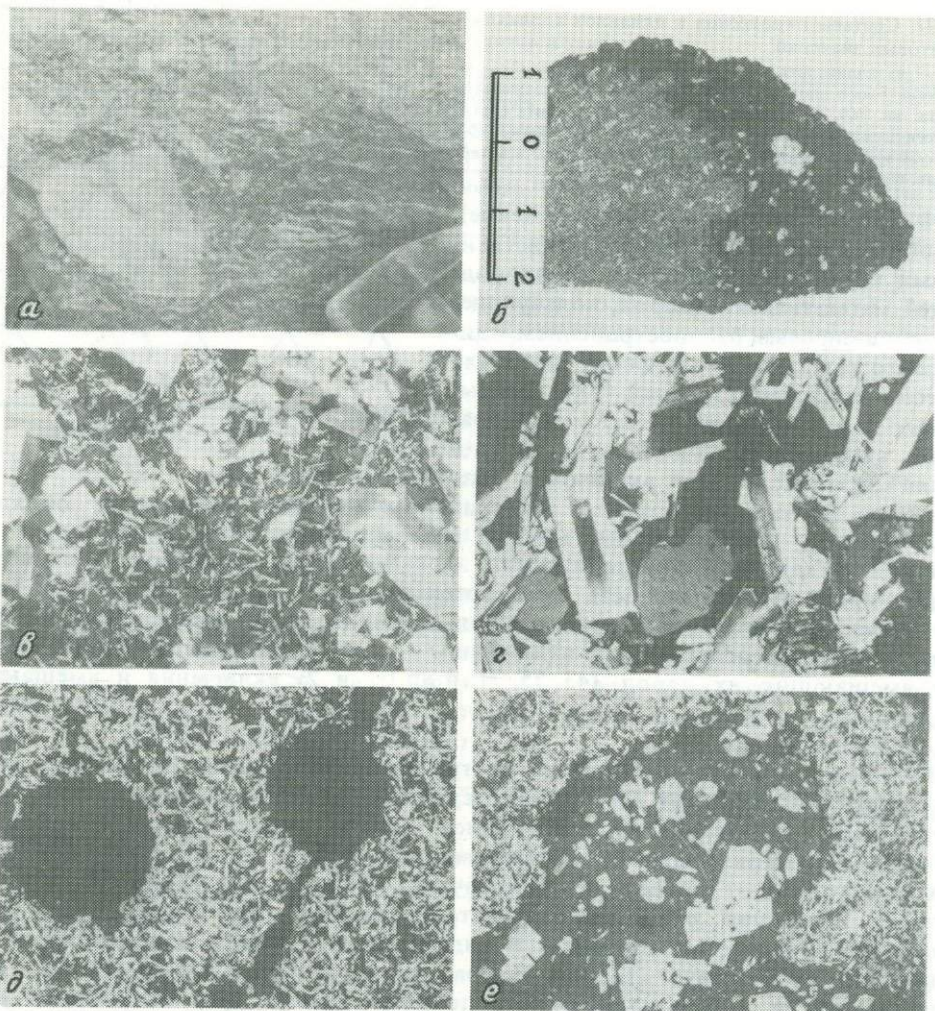


Рис. 32. Долеритоподобные ("каркасные") гомеогенные включения

a — включения обломочной формы в полосчатых дацитах вулкана Массивного; *б* — включение в андезите, с "размытыми" фестончатыми ограничениями; *в* — типичная микроструктура порфирового включения, увел. 15, николи +, видны газовые поры (серое) в интерстициях; *г* — то же, деталь структуры, увел. 40; *д* — пример объемной кристаллизации расплава с ранее выделившимися газовыми пузырьками, увел. 10; *е* — характер контакта долеритоподобного включения с вмещающим андезитом, увел. 20

пород выражается обычно уменьшением количества и размеров вкрапленников, увеличением содержания кислого остаточного стекла и утонением минеральной основы каркаса. Плаггиоклазу и пироксенам базиса, кристаллизующимся одновременно, наряду с ярко выраженной неравновесностью кристаллических форм свойственна непрерывная зональность с различными амплитудами составов (см. табл. 10). Для богатых кальцием пироксенов характерен значительный отрыв состава их авгитовых ядер, синхронных микролитам оливина и битовнитовым ядрам микрокристаллов плаггиоклаза, от состава ядер вкрапленников, если порода их содержит (рис. 33). В разной степени, но чаще весьма резко проявляется зависимость направления дальнейшей эволюции состава этих пироксенов от кинетических факторов кристаллизации: к боковым граням — с обогащением кальциевым компонентом за счет магниевого и с существенным накоплением

Таблица 10

Химический состав минеральных фаз долеритоподобных ("каркасных") гомеогенных включений

Компоненты	N анализа (см. Приложение)									
	175									
	N анализа минеральной фазы									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48,54	55,79	37,32	47,05	48,84	52,31	53,05	52,62	0,35	70,67
TiO ₂	0,04	0,04	—	1,50	0,90	0,34	0,21	0,26	10,89	0,56
Al ₂ O ₃	32,19	27,83	—	5,53	3,78	1,53	0,53	0,76	2,83	14,09
Fe ₂ O ₃	=	=	=	=	=	=	=	=	41,13	=
FeO	0,87	1,12	28,83	12,65	12,98	10,49	20,89	21,20	35,31	3,48
MnO	—	0,02	0,46	0,38	0,54	0,36	0,69	0,57	0,16	0,08
MgO	0,20	0,07	33,69	11,83	12,02	14,32	21,58	22,27	2,65	0,46
CaO	15,55	11,40	0,19	19,76	19,73	19,65	2,71	1,83	0,09	2,64
Na ₂ O	2,19	4,13	0,03	0,30	0,29	0,32	0,03	0,01	0,03	5,38
K ₂ O	0,04	0,22	—	—	—	0,02	—	—	—	1,44
Cr ₂ O ₃	—	—	0,03	0,05	0,01	—	0,01	—	0,23	0,01
Сумма	99,63	100,62	100,56	99,06	99,10	99,34	99,70	99,51	93,67	98,81
Ab	20,27	39,05	—	42,61	41,97	40,90	5,47	3,67	—	—
Or	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0,25	1,36	67,21	35,47	35,57	41,48	60,54	62,20	—	—
An	79,48	59,90	32,79	21,92	22,46	17,62	33,98	34,13	—	—
Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FM	—	—	32,79	38,20	38,70	29,82	35,95	35,43	88,27	—

Компоненты	181									
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	0,12	68,47	37,94	36,90	50,23	53,50	52,26	48,54	49,03	51,70
TiO ₂	10,01	0,74	—	0,03	0,04	0,03	0,28	0,80	0,78	0,26
Al ₂ O ₃	2,95	13,27	—	0,03	29,75	27,60	1,73	4,29	3,87	3,29
Fe ₂ O ₃	47,04	=	=	=	=	=	=	=	=	=
FeO	36,87	4,77	20,18	25,41	1,03	1,05	10,39	10,19	14,96	16,01
MnO	0,44	0,18	0,32	0,42	—	0,02	0,34	0,25	0,43	0,37
MgO	2,20	0,67	40,94	35,85	0,15	0,11	20,25	14,82	16,26	24,94
CaO	0,06	2,63	0,22	0,24	12,98	10,92	14,19	18,97	12,61	2,05
Na ₂ O	—	3,74	0,01	0,02	3,72	5,01	0,06	0,21	0,15	0,06
K ₂ O	—	2,96	—	—	0,14	0,23	—	0,01	0,03	—
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	—	0,01	—	—	0,10	—	0,02	0,02
Сумма	99,72	97,47	99,61	98,89	98,05	98,47	99,60	98,08	98,14	98,70
Ab	—	—	—	—	33,87	44,75	27,97	39,73	26,69	4,14
Or	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	—	—	78,07	71,21	0,86	1,34	55,52	43,20	47,87	70,05
An	—	—	21,93	28,79	65,27	53,91	16,51	17,07	25,44	25,82
Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FM	90,48	—	21,93	28,79	—	—	22,92	28,32	34,70	26,93

Примечание. 175 — афиговое долеритоподобное включение: 1 — плагиоклаз каркасной канвы, центр; 2 — то же, край; 3 — скелетный микрокрит оливина; 4 — авгит, центр удлиненного кристалла; 5 — то же, торцевой край; 6 — то же, боковой край; 7 — пижонит, центр микрокристалла; 8 — гиперстен, правая часть того же зерна; 9 — титаномагнетит; 10 — интерстициальное стекло; 176 — плагиоклаз-оливин-порфиговое включение: 11 — плагиоклаз, ядра вкрапленника; 12 — плагиоклаз каркасной канвы, центр; 13 — то же, край; 14 — оливин, ядро вкрапленника; 15 — оливин базиса; 16 — авгит, ядро субфенокристалла; 17 — авгит, то же зерно, зона у торцевого края; 18 — авгит, то же зерно, боковой край; 19 — пижонит, обрастание на торце того же зерна, внутренняя зона; 20 — пижонит, обрастание

Таблица 10 (окончание)

Компоненты	N анализа (см. Приложение)									
	176									
	N анализа минеральной фазы									
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	43,90	48,71	55,33	38,79	38,88	51,90	51,28	46,67	53,22	53,35
TiO ₂	0,02	0,05	0,05	0,02	—	0,41	0,57	1,32	0,25	0,11
Al ₂ O ₃	34,73	32,28	28,31	—	—	2,77	1,81	6,14	0,94	0,37
Fe ₂ O ₃	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=
FeO	0,64	0,96	0,78	21,24	22,83	7,49	12,34	12,39	19,94	19,81
MnO	—	—	—	0,29	0,35	0,14	0,55	0,28	1,05	0,95
MgO	0,08	0,09	0,06	40,07	38,32	16,30	15,42	11,68	21,79	22,62
CaO	18,48	15,53	10,87	0,25	0,25	21,41	17,88	20,16	3,82	2,59
Na ₂ O	0,82	2,52	5,25	0,01	—	0,13	0,19	0,24	—	0,03
K ₂ O	0,02	0,05	0,15	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,12	—	—	—	0,05
Сумма	98,69	100,18	100,80	100,66	100,64	100,68	100,03	98,88	101,01	99,88
Ab Ca	7,45	22,62	46,22	—	—	42,78	36,20	43,54	7,57	5,15
Or Mg	0,11	0,31	0,90	76,84	74,66	45,32	43,42	35,09	59,99	62,60
An Fe	92,44	77,06	52,88	23,16	25,34	11,90	20,37	21,37	32,44	32,25
FM	—	—	—	23,16	25,34	20,80	31,94	37,85	35,10	34,00

Компоненты	178								
	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	50,04	0,10	70,16	43,82	52,10	50,56	52,15	49,47	52,74
TiO ₂	0,26	10,66	0,45	0,03	0,31	0,28	0,49	1,22	0,32
Al ₂ O ₃	0,48	3,21	14,38	35,58	2,94	4,81	2,30	5,11	1,35
Fe ₂ O ₃	=	43,87	=	=	=	=	=	=	=
FeO	27,47	38,27	2,83	0,60	6,69	4,81	10,50	12,94	17,31
MnO	1,07	0,45	0,03	0,02	0,17	0,16	0,27	0,30	0,51
MgO	17,27	1,37	0,25	0,09	15,19	15,17	17,69	13,11	20,92
CaO	1,85	0,11	2,80	18,36	21,06	22,08	15,61	16,04	5,22
Na ₂ O	0,03	—	3,99	0,68	0,18	0,09	0,16	0,34	0,02
K ₂ O	—	—	2,21	—	—	0,04	—	0,06	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0,02	—	0,14	0,46	0,18	—	0,04
Сумма	98,47	98,05	97,16	99,18	—	98,47	99,36	98,58	98,41
Ab Ca	3,83	—	—	6,25	44,30	46,91	32,10	35,95	10,83
Or Mg	49,90	—	—	0,01	44,44	44,84	50,60	40,88	60,33
An Fe	46,27	—	—	93,75	11,27	8,25	17,30	23,17	28,85
FM	48,11	94,08	—	—	20,23	15,54	25,48	36,17	32,35

того же зерна, внешняя часть; 21 — титаномагнетит базиса; 22 — интерстициальное стекло; 181 — субафировое включение; 23 — оливин, ядро субфенокристалла; 24 — то же, кайма; 25 — плагиоклаз каркасной канвы, центр; 26 — то же, край; 27 — авгит каркасной канвы, центр; 28 — авгит, то же зерно, боковой край; 29 — авгит, то же зерно, зона у торца; 30 — гиперстен каркаса, центр; 31 — то же, край; 32 — титаномагнетит; 33 — интерстициальное стекло; 178 — порфиновое включение, вкрапленники; 34 — плагиоклаз; 35 — авгит; 36—39 — микрообломок из включения вриолито-даците: 36 — субфенокристалл диопсида; 37 — авгит каркасной канвы, центр; 38 — то же, край; 39 — пижонит, тот же микрокристалл, другой край.

Условные обозначения см. в табл. 3. Операторы Г. П. Пономарев, Т. М. Философова.

Рис. 33. Вариации состава пироксенов и состав оливина долеритоподобных гомеогенных включений

Залитые значки — ядра вкрапленников: 1 — афировое включение, ан. 175, см. Приложение; 2 — олигоафировое включение, ан. 178; 3 — включение порфировой структуры, ан. 176; 4 — включение в риодаците; 5 — вкрапленник из включения в даците; другие условные обозначения см. на рис. 19

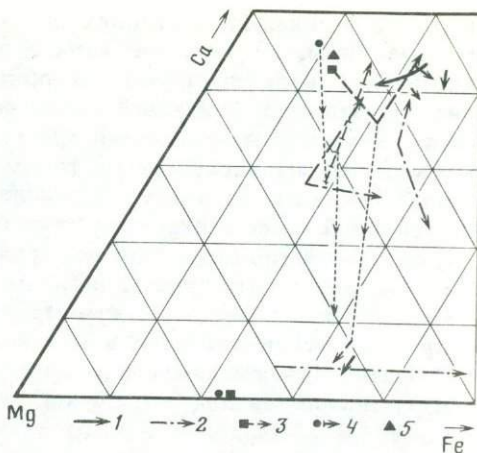
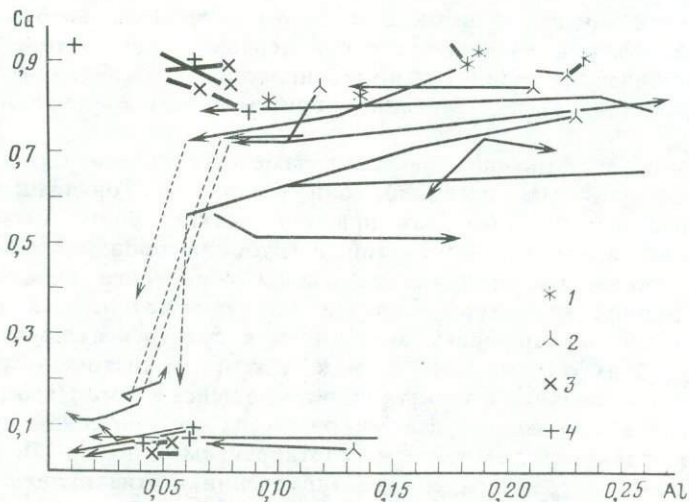


Рис. 34. Соотношение кальций—алюминий (формульные единицы) в пироксенах кристаллических включений

1 — алливалиты-эвкриты; 2 — долеритоподобные включения; 3 — габбро-нориты; 4 — граноафировые гранитоиды. Остальные обозначения см. на рис. 27



алюминия (рис. 34), к торцам зерен — либо в субкальциевом направлении, либо с непосредственной кристаллизацией на них пижонита. В последнем случае самостоятельные выделения низкокальциевого пироксена в канве каркаса отсутствуют. Обычно он представлен пижонитом с короткой обратной зональностью в основных разностях и гиперстеном — в более кислых (см. рис. 33).

Минеральная ассоциация и структура каркасной канвы долеритоподобных включений, так же как и оливинсодержащая основная масса некоторых базальтоидов, представляют определенный тип кристаллизации — быстрое объемное "схватывание" магмы в связный кристаллический агрегат-каркас с расплавом, продолжающим затем кристаллизоваться в интерстициях. Во включениях, однако, этот тип кристаллизации распространяется на более широкий интервал составов вплоть до диорита и дает более крупнозернистые агрегаты. Такой агрегат-каркас становится эффективно жестким уже в самом начале кристаллизации; этому способствует резко удлиненный неравновесный габитус наиболее ранних лейсточек плагиоклаза, образующих каркасную сетку. Такая кристаллизация, очевидно, могла развиваться только в неподвижном расплаве, приводя к его окончательному становлению еще задолго до полной раскристаллизации.

О природе такой объемной кристаллизации можно судить по соотношению минеральной канвы каркаса и пор. Помимо мелких пор, равномерно распределен-

ных в ее ячейках-интерстициях, во включениях наблюдаются и более ранние крупные поры, на которые каркас наложен (см. рис. 32, д). Эти соотношения однозначно свидетельствуют об общей сопряженности объемной "каркасной" кристаллизации с дегазацией расплава в условиях малых глубин и позволяют считать комплекс минералого-петрографических признаков, свойственных каркасным включениям, характерным, типоморфным для неравновесной кристаллизации базальт—андезито-базальтовых расплавов при дегазации. Как и в микродолеритовой основной массе вулканитов, такими признаками являются:

- 1) объемный тип структуры минерального агрегата;
- 2) неравновесность кристаллических форм минералов, их "закалочный" облик;
- 3) непрерывная зональность минералов ("зональность условий"), подчиняющаяся в пироксенах существенному влиянию кинетических факторов кристаллизации;
- 4) повышенная смесимость в пироксеновых твердых растворах;
- 5) смещение начала выделения титаномагнетита к поздним стадиям кристаллизации и связанная с этим результирующая тенденция эволюции пироксенов в железистом направлении.

В то же время по этим признакам (кроме первого), особенно по двум последним, фиксируется уменьшение степени неравновесности кристаллизации в описываемых включениях сравнительно с основной массой вулканитов: материал включений кристаллизовался, очевидно, при меньшей степени переохлаждения.

Долеритоподобные включения не несут заметных следов термального воздействия вмещающих лав: очевидно, они были еще горячими к моменту захвата. Границы между ними, как правило, резкие: форма бывает и угловатой обломочной, и округло-заливчатой, с глубоким проникновением лавовых апофиз внутрь включения, однако без следов первичного приспособления к границам изотропной структуры каркаса или его позднейшей деформации. Эта устойчивая дисконформность внутренней структуры включений надежно свидетельствует об их обломочной природе и жестком состоянии их материала к моменту его брекчирования и захвата поднимающейся магмой (см. рис. 32, а, б, е). Материал каркасов усваивается лавами путем их механической деструкции и размыва с последующим частичным растворением зерен. Лавы, несущие включения, обычно содержат отдельные вкрапленники этих включений: оливин, анортит, авгит, а также массу микроскопических обломков и отдельных зерен каркаса (см. рис. 32, е).

Характерна устойчивость долеритоподобных включений в зависимости от минерального и химического состава вмещающих пород и их фациальной принадлежности. Эти включения широко развиты в весьма различных по составу вулканитах экструзивной и эффузивной фаций — от андезито-базальтов до риолито-дацитов, — однако только в породах, содержащих в качестве вкрапленников минералы II парагенезиса. Включения не встречены в афировых высокожелезистых андезитах и андезито-базальтах и отсутствуют в базальтоидах с вкрапленниками I парагенезиса, малоглубинными аналогами которых они являются. Редко встречаются они и в ювенильных пирокластических породах: здесь их реликты несут отчетливые следы растворения или полного объемного переплавления.

Долеритоподобные включения дифференцированы по составу и разнообразны по структурам даже в телах сравнительно однородных вулканитов (см., например, Приложение, ан. 177 и 178). Исключительная пестрота их, обусловленная главным образом различиями в количестве и характере распределения в них вкрапленников, наблюдается в небольших порциях вулканитов, особенно в дифференцированных по составу. В этих случаях проявляется теснейшая связь долеритоподобных включений с эвкрит-алливалитовыми, в них наблюдаются все переходные стадии агрегации материала последних: от одиночных вкрап-

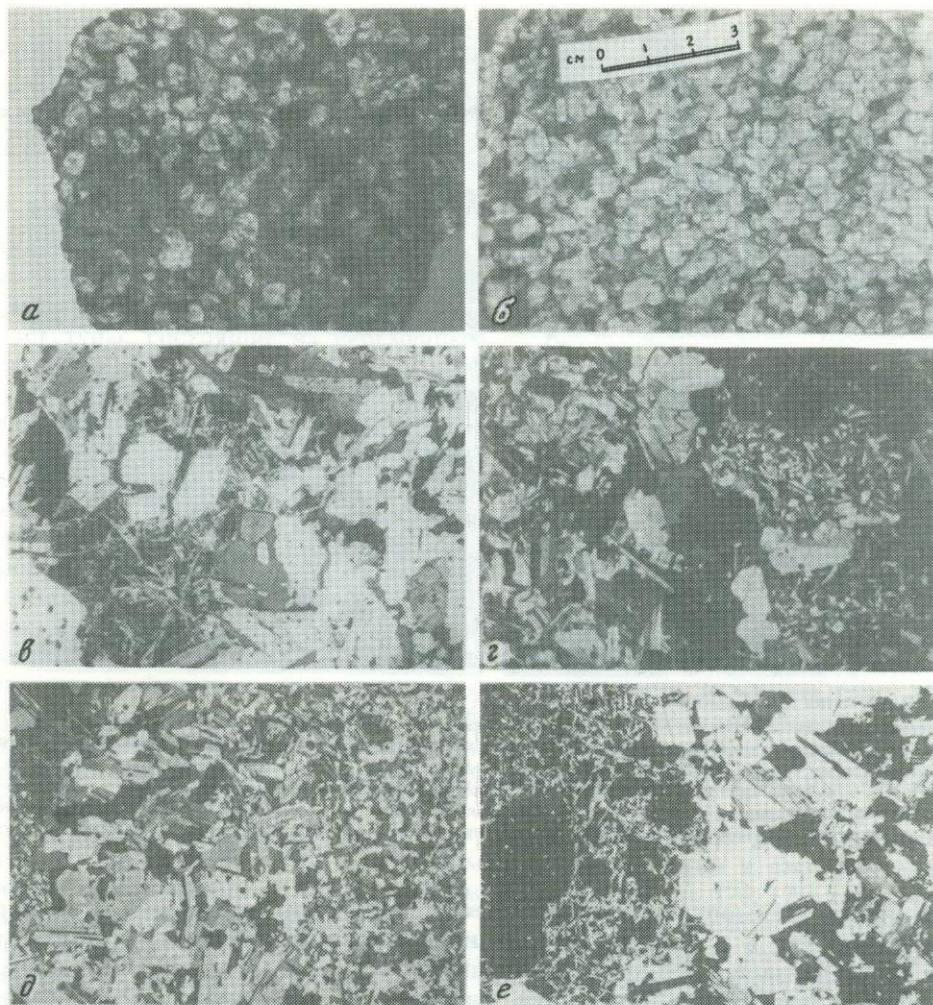


Рис. 35. Соотношения вещества и структуры алливалит-эвкритовых и долеритоподобных включений
a, б — последовательные стадии сегрегации вещества алливалитовых включений: *a* — скопление вкрапленников и сростков оливина и анортита в каркасном мезостазице, *б* — полнокристаллический кумулат-алливалит; *в* — долеритоподобный агрегат в интерстициях рыхлого эвкрит-алливалита, увел. 30, николи +; *г—е* — долеритоподобные слои в ритмично-слоистых эвкрит-алливалитах (переход между ритмами), увел. 20, 10, 15, николи +

ленников и сростков оливина, анортита и авгита, обычно равномерно рассеянных в канве каркаса, через неравномерно-порфировые такситовые разности до сгущений и уплотнения фенокристаллов в полнокристаллические агрегаты эвкрит-алливалитов (рис. 35, *a—г*). Долеритоподобные слои наблюдаются и в обломках ритмически расслоенных эвкрит-алливалитов (рис. 35, *д, е*), где они являются наиболее кислыми членами ритмов, завершающими их формирование.

Описанные структурно-морфологические, вещественные и парагенетические характеристики долеритоподобных гомеогенных включений свидетельствуют, что они представляют собой продукты ранних стадий эволюции магм, образовавшихся вмещающие их породы. Решающим контраргументом концепции смешения магм является, на наш взгляд, внутренняя дифференцированность, неоднородность порфировых долеритоподобных включений в их взаимопереходах с эвкрит-алливалитами, никогда не представлявшими магматического расплава.

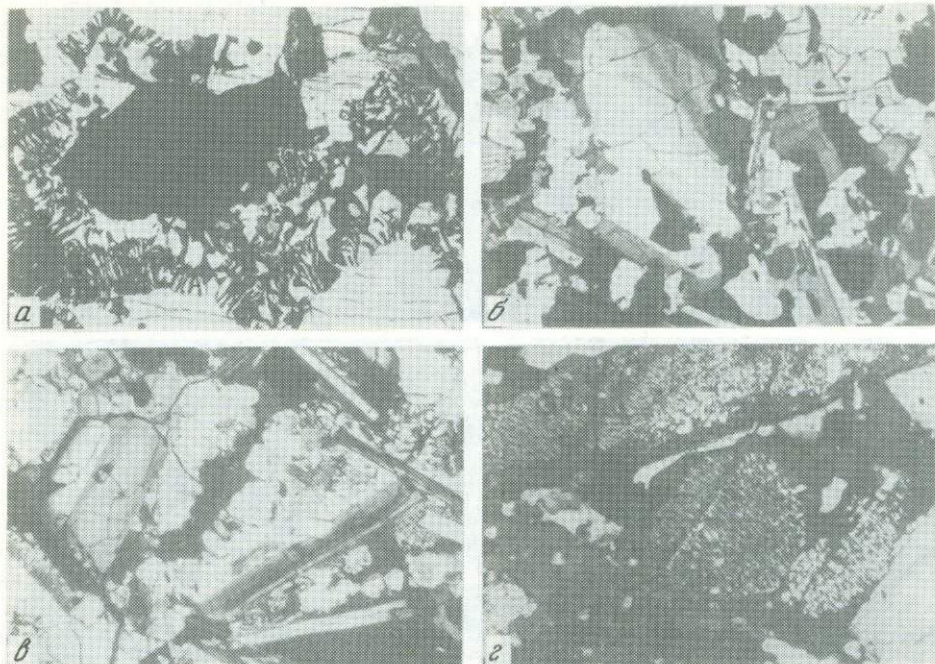


Рис. 36. Включения габбро-норитов и гранофировых гранитоидов

а — симплектитовый агрегат магнетита и ортопироксена, замещающих оливин (белое) в габбро-норите, увел. 120, николи +; *б* — общий вид структуры биотитсодержащего оливинового габбро-норита; видны плагиоклазы со ступенчатой "зональностью состава" (лабрадоровые и лабрадор-андезиновые каймы вокруг анортитовых ядер), увел. 40, николи +; *в* — структура гранофирового кварцевого диорита; в центре — выполненная микропегматитом интерстициальная ячейка с миароловой пустоткой в середине, увел. 40, николи +; *г* — кристаллы гиперстена в гранофировом диорите со структурами распада твердого раствора в ядерных частях, увел. 150, николи +

Описанные взаимоотношения вещества и структуры включений этих типов показывают, что в целом их ассоциация представляет различные стадии развития кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, расщепляющейся на эвкрит-алливалитовые сегрегации минералов I парагенезиса и насыщенные летучими остаточные расплавы, состава от слабо дифференцированного базальта до андезита. Процесс разделения фаз останавливается с развитием ретроградного кипения расплава (и, по-видимому, при пульсационных приращениях объема системы), его объемной кристаллизацией, быстрым "схватыванием" в связный долеритоподобный агрегат, исключая дальнейшее разобщение фаз и прекращающим дифференциацию [58, 59].

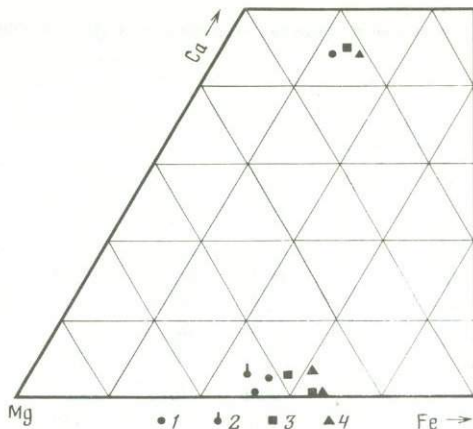
Чувствительная зависимость от давления процесса газоотделения, обуславливающего объемную кристаллизацию, влияет на степень продвинутости дифференциации в зависимости от глубины. Очевидно, что с развитием кристаллизации на все более глубинных уровнях магматических колонн и, следовательно, при все большей задержке начала кипения и "схватывания" расплава может быть достигнута и более глубокая степень дифференциации магматического вещества. Продуктами такой продвинутой дифференциации являются, в частности, описываемые ниже включения габбро и гранитоидов.

Оливиновые габбро и габбро-нориты вынесены с базальтовыми шлаками эксплозивного извержения, которым началось формирование второго из трех конусов в постройке вулкана Малый Семячик. Редкие обломки подобных габброидов встречаются также в андезитовых и андезито-базальтовых лавах и шлаках побочных порывов.

Рис. 37. Составы фемических минералов из включений габбро-норитов

1—3 — оливиновые биотитсодержащие габбро-нориты: 1 — ан. 172, см. Приложение, 2 — тот же габбро-норит, состав ортопироксена из симплектитовой каймы на оливине, 3 — подобный габбро-норит (валовый состав не анализирован); 4 — габбро-норит, ан. 170

Макроскопически это среднезернистые лейко- и мезократовые породы массивной или неяснополосчатой, иногда трахитоидной текстуры, состоящие из переменных количеств плагиоклаза (65—80%), оливина (до 8%), клинопироксена (8—25%), ортопироксена (2—8%), магнетита и ильменита (до 6%). Кроме того, большая часть включений содержит небольшие количества амфибола, замещающего авгит, или биотита; в интерстициях — кислое пористое стекло (0,5—5%). Некоторые разности раскристаллизованы полностью и содержат интерстициальный микропегматит, другие дополнительно подплавлены. Несмотря на наличие кислых остатков в составе габброидов, большая часть их недосыщена кремнеземом и содержит нормативный оливин. Реальный оливин, как правило, находится в сростании с анортит-битовнитовым плагиоклазом и подвержен интенсивному замещению симплектитовым агрегатом ортопироксена и магнетита (рис. 36,а). Структуры габброидов варьируют от офитовой до панидиоморфнозернистой с участками пойкилоофитовой и сидеронитовой. Полосчатые текстуры отражают чередование существенно плагиоклазовых разностей и разностей, обогащенных фемическими минералами.



Среди включений габбро выделяются две разновидности; они встречаются совместно, но отличаются деталями химизма, минералогии и степенью завершенности кристаллизации. Для первой (см. Приложение, ан. 170, 171) характерны плагиоклаз существенно битовнитового состава, более железистые оливин и пироксены, более титанистый магнетит, роговая обманка в качестве позднего реакционного минерала и относительно большое количество стекла (табл. 11, рис. 37). Другая разновидность габбро, химически отличающаяся от первой повышенным отношением K_2O/Na_2O (ан. 171 и 177), раскристаллизована лучше. Именно в этих включениях можно наблюдать наиболее полный ряд минеральных парагенезисов, последовательно образующихся в условиях равновесной кристаллизации базальтоидного расплава (табл. 11, см. рис. 36,б). Самые ранние выделения минералов представлены крупными сростками и одиночными кристаллами анортита и оливина (реже высокоглиноземистый салит-авгита), обычно распределенными неравномерно и образующими рыхлый "остов" породы или гломеропорфировые обособления. Кристаллизация этой ассоциации, аналогичной I парагенезису вкрапленников в вулканитах и алливалит-эвкритовым породам включений, резко сменялась выделением из межзернового расплава минералов II парагенезиса. Характер смены хорошо виден по плагиоклазам: идиоморфные протовыделения анортита без резорбции последовательно обрастают широкими, внутренне однородными зонами лабрадора An_{59} и затем андезит-лабрадора An_{49} с образованием ступенчатой "зональности состава" (см. рис. 36,б). Синхронно с этими зонами продолжает кристаллизоваться низкоглиноземистый салит-авгит (см. рис. 34), выделяются ортопироксен и магнетит, происходит реакционное замещение оливина ортопироксеном. При дальнейшей равновесной кристаллизации остаточного расплава образуется небольшое количество реакционной роговой обманки, биотит (флогопит), редкие зерна кварца и калиевого

Таблица 11

Химический состав минеральных фаз включений габбро-норитов

Компоненты	N анализа породы									172
	170									
	N анализа минеральной фазы									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO ₂	48,27	52,11	37,30	52,80	53,68	0,08	—	66,36	44,47	
TiO ₂	0,01	0,04	—	0,46	0,23	16,14	44,26	1,47	—	
Al ₂ O ₃	33,07	30,02	—	1,40	0,99	2,39	0,35	15,80	34,71	
Fe ₂ O ₃	=	=	=	=	=	36,14	17,21	=	=	
FeO	0,58	0,70	29,03	9,10	18,91	41,84	33,54	5,83	0,41	
MnO	0,02	—	0,40	0,32	0,61	0,48	0,43	0,12	—	
MgO	0,08	—	32,64	14,37	23,61	2,63	3,42	1,30	0,01	
CaO	15,65	12,62	0,26	21,36	1,68	—	0,02	3,71	18,54	
Na ₂ O	2,24	3,79	—	0,21	—	—	0,01	3,21	1,05	
K ₂ O	0,11	0,20	—	—	—	—	—	2,74	0,04	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,08	—	—	0,12	0,04	0,01	—	
Сумма	100,05	99,50	99,71	100,03	99,72	99,81	99,28	100,56	99,23	
Ab Ca	20,40	34,77		43,85	3,38				9,29	
Or Mg	0,69	1,21	66,40	41,04	66,00				0,21	
An Fe	78,92	64,02	33,60	15,11	30,62				90,50	
FM			33,60	26,91	31,70	90,02	84,79			

Компоненты	N анализа породы									
	172									
	N анализа минеральной фазы									
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
SiO ₂	52,69	55,91	37,94	53,10	53,79	54,39	36,56	0,03	0,05	
TiO ₂	0,04	0,03	0,01	0,31	0,12	0,13	4,77	4,79	1,55	
Al ₂ O ₃	29,62	27,26	—	1,87	0,93	1,05	15,11	2,63	2,07	
Fe ₂ O ₃	=	=	=	=	=	=	=	56,54	63,29	
FeO	0,53	0,63	22,81	7,48	16,46	14,80	11,32	32,30	28,81	
MnO	0,03	0,03	0,37	0,26	0,38	0,44	0,06	0,25	0,23	
MgO	0,07	0,08	37,20	15,31	25,62	26,58	16,05	2,05	2,06	
CaO	12,51	10,32	0,06	21,44	1,21	1,19	—	—	—	
Na ₂ O	4,52	5,55	—	0,34	0,02	0,05	0,63	0,08	0,10	
K ₂ O	0,41	0,57	—	—	—	—	9,84	—	—	
Cr ₂ O ₃	—	—	0,03	—	0,03	—	0,11	0,67	—	
Сумма	100,42	100,37	98,43	100,11	98,56	98,63	98,48*	99,33	98,15	
Ab Ca	38,64	47,76		43,94	2,41	2,37				
Or Mg	2,29	3,20	74,08	43,66	71,29	73,86				
An Fe	59,08	49,04	25,92	12,39	26,29	23,77				
FM			25,92	22,11	26,94	24,35	28,47	89,90	88,79	

Таблица 11 (окончание)

Компоненты	Оливиновый габбро-норит								
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	46,89	56,67	64,45	38,11	37,13	51,04	53,40	36,33	—
TiO ₂	—	0,09	0,04	0,03	—	0,33	0,24	5,93	5,54
Al ₂ O ₃	33,79	26,77	18,89	0,03	0,02	1,82	1,15	13,95	1,57
Fe ₂ O ₃	=	=	=	=	=	=	=	=	57,46
FeO	0,37	0,74	0,36	20,55	28,38	7,81	17,57	13,66	34,25
MnO	0,02	—	0,02	0,42	0,51	0,28	0,47	0,03	0,23
MgO	—	0,08	—	39,64	33,96	14,52	25,05	14,62	1,46
CaO	16,81	8,95	0,18	0,04	0,06	21,97	1,53	—	—
Na ₂ O	2,16	5,70	2,56	0,06	—	0,24	0,02	0,56	—
K ₂ O	0,10	0,86	14,09	—	—	—	—	10,21	—
Cr ₂ O ₃	—	0,05	—	0,03	—	0,11	0,07	—	0,36
Сумма	100,13	99,92	100,59	98,90	100,07	98,12	99,49	99,29**	100,88
Ab Ca	18,76	50,85	21,48	—	—	45,31	3,00	—	—
Or Mg	0,56	5,05	77,69	77,11	67,68	41,67	68,84	—	—
An Fe	80,68	44,10	0,83	22,89	32,32	13,03	28,16	—	—
FM	—	—	—	22,89	32,32	23,82	29,03	34,45	92,97

Примечание. 170 — низкокалевая разновидность габбро-норита: 1 — плагиоклаз, ядро; 2 — то же, внешняя зона; 3 — оливин; 4 — авгит; 5 — гиперстен; 6 — титаномагнетит; 7 — ильменит; 8 — остаточное стекло; 172 — биотитсодержащий оливиновый габбро-норит: 9 — плагиоклаз, ядро; 10 — то же, промежуточная зона — "ступень"; 11 — то же, внешняя зона; 12 — оливин; 13 — авгит; 14 — бронзит; 15 — бронзит симплектита, замещающего оливин; 16 — биотит (флогопит); 17 — магнетит; 18 — магнетит симплектита, вместе с бронзитом 15 замещающего оливин; 19—27 — биотитсодержащий оливиновый габбро-норит (валовый анализ отсутствует): 19 — плагиоклаз ядра; 20 — то же каймы; 21 — калиевый полевой шпат; 22 — оливин, ядро; 23 — то же, край; 24 — салит; 25 — гиперстен; 26 — биотит (флогопит); 27 — титаномагнетит.

* — в сумму входит 4,02% OH; ** — в сумму входит 3,99% OH.

Остальные условные обозначения см. в табл. 3. Операторы Т.М. Философова, Г.П. Пономарев.

полевого шпата, после чего в отдельных интерстициях еще остаются тонкие пленки бесцветного кислого остаточного стекла.

Во многих габбро-норитовых включениях кристаллизация завершается полностью, но неравновесно, с образованием участков непрерывно-зональных касмок на плагиоклазах и выделением микропегматита в межзерновых промежутках.

В целом породы этих включений имеют отчетливый переходный характер между наиболее основными эвкрит-алливалитовыми и кислыми дифференциатами. Уклонение оливин-нормативного состава включений от составов базальтов Мало-семьячинского центра, в подавляющем большинстве насыщенных кремнеземом, неравномерное распределение в габбро-норитах оливина и основного плагиоклаза показывают, что их вынесенные на поверхность разности образовались в результате кумуляции минералов I парагенезиса и последующей равновесной раскристаллизации интеркумулятного расплава на месте, без дальнейшего разобщения фаз. Не представляя, таким образом, вполне чистый дифференциат, габбро включений дает возможность наблюдать качественную картину смены минеральных парагенезисов в условиях продвинутой равновесной кристаллизации базальтовой жидкости на глубоких уровнях магматических колонн. Смена эта имеет отчетливо резкий, дискретный характер. Эволюция магмы после выделения всего минерального вещества I парагенезиса определяется кристаллизацией минералов II равновесного, двупироксен-магнетит-плагиоклазового парагенезиса, отвечающего по составу рудному (титаномагнетитовому) лейкогаббро или габбро-нориту. Степень кристаллизации II парагенезиса, регулирующая состав более или менее кислой остаточной жидкости, также зависит от возможности

удержать в расплаве накапливающиеся летучие компоненты и, следовательно, от уровня глубины, на которой развивается кристаллизация в магматической колонне. Как и при кристаллизации пород описанной выше ассоциации эвкрит-алливалитовых и долеритоподобных включений, наступление ретроградного кипения на той или иной стадии выделения II парагенезиса минералов габбро также приводит к неравновесному объемному "схватыванию" расплава в связный кристаллический агрегат, исключающему дальнейшее разделение фаз. Продуктами такой кристаллизации при дегазации магм среднего—кислого состава являются гранофировые гранитоиды включений.

Включения гранитоидов в большом количестве содержатся в пирокластике кальдерообразующих извержений — в андезитовых и дацитовых пемзах, агломератах, игнимбригах, встречаются в андезито-базальтовых шлаках недавних извержений Малого Семьячика. В числе подобных образований из других районов Камчатки гранитоидные включения Малосемячинского центра изучались ранее О.Н. Волынецом и др. [18, 20].

Состав включений этого семейства варьирует от диоритов до гранодиоритов (см. Приложение); наиболее распространены диорит—кварцево-диоритовые разновидности. Вариациям химизма соответствует и постепенное изменение их минерального состава. Вынесенные с разновозрастными вулканитами и отторгнутые, очевидно, от разных интрузивных тел в общей системе магматической проницаемости Малосемячинского центра, включения гранитоидов демонстрируют устойчиво повторяющийся тип кристаллизации соответствующих им расплавов в условиях умеренных и малых глубин: почти все они относятся к типу однополевошпатовых гранофировых пород.

Макроскопически гранофировые гранитоиды выглядят как лейкократовые равномерно-мелкозернистые породы массивной текстуры, иногда порфиоровидные, часто миароловые и даже пористые. Встречаются автобрекчиевые разности без следов активного термического взаимодействия обломков и цемента; последний обычно имеет более кислый состав и более крупнозернист.

В шлифах видны специфические структурно-минералогические особенности гранитоидов включений, во многом аналогичные наблюдающимся в долеритоподобных гомеогенных включениях. В наиболее распространенном и типичном для них варианте структурная основа пород также представляет собой равномерно-зернистый изотропный субофитовый каркас из резко удлиненных смыкающихся кристаллов непрерывно-зонального плагиоклаза, синхронно с которым кристаллизуются пироксены шестоватого габитуса. Крупные интерстициальные ячейки каркасного агрегата выполнены микропегматитом с небольшим количеством поздних роговой обманки, биотита, кварца и рудного минерала (см. рис. 36, в). При этом калинатовый полевой шпат микропегматита образует внешние каймы плагиоклазов каркаса и вместе с ними — неделимые целые кристаллы полевого шпата, непрерывно-зонального от лабрадора An_{65-60} в центре до анортклаза и санидина в гранофировой оторочке (табл. 12, рис. 38).

Этот основной структурный мотив гранофировых гранитоидов широко варьирует при переходах к порфиоровидным разностям, в которых каркасная канва породы играет роль основной массы, и к собственно гранофировым, микропойкилитовым и даже сферолитовым разностям в наиболее кислых составах.

Вкрапленники в порфиоровидных гранитоидах представлены главным образом лабрадор-андезином, азональным или рекуррентно-зональным в ядрах, и также почти азональными пироксенами и магнетитом, т.е. ассоциацией, аналогичной II парагенезису вулканитов. Минералогически аналогичен и переход от выделения вкрапленников к кристаллизации описанной субофитовой основной массы: в выделении магнетита фиксируется перерыв, он появляется вновь (вместе с ильменитом) лишь на заключительных стадиях кристаллизации каркаса и в гра-

Таблица 12

Химический состав минералов включений гранофировых гранитоидов

Компоненты	N анализа породы								
	190								
	N анализа минеральной фазы								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	46,08	52,95	63,61	66,27	65,51	52,64	51,12	53,22	52,68
TiO ₂	0,02	0,02	—	0,01	—	0,22	0,51	0,28	0,12
Al ₂ O ₃	34,07	29,05	22,74	19,52	19,34	1,44	2,05	1,06	0,46
Fe ₂ O ₃	=	=	=	=	=	=	=	=	=
FeO	0,69	0,60	0,19	0,30	0,22	7,51	10,39	18,03	21,95
MnO	0,02	0,02	0,05	0,01	—	0,43	0,45	0,80	1,07
MgO	0,04	0,17	0,01	—	—	13,97	14,46	24,03	22,00
CaO	17,15	11,99	3,98	0,63	0,16	22,27	19,35	1,61	0,96
Na ₂ O	1,74	4,83	7,57	6,83	4,58	0,70	0,35	—	0,11
K ₂ O	0,03	0,17	0,77	6,28	11,31	0,02	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,06	0,03	0,05	—	0,04	0,02	—	—	0,09
Сумма	99,91	99,82	98,97	99,87	101,16	99,22	98,68	99,03	99,44
Ab Ca	15,50	41,78	73,66	60,40	37,81	46,49	40,36	3,24	1,94
Or Mg	0,19	0,95	4,94	36,54	61,44	40,57	41,98	67,20	61,76
An Fe	84,30	57,27	21,39	3,06	0,75	12,94	17,66	29,55	36,30
FM						24,19	29,61	30,54	37,02

Компоненты	187								
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	52,69	63,89	66,93	51,61	51,91	52,62	51,32	0,09	0,03
TiO ₂	—	0,02	—	0,46	0,10	0,29	0,11	14,72	51,50
Al ₂ O ₃	29,51	22,43	19,62	1,70	0,35	1,24	0,16	0,62	0,07
Fe ₂ O ₃	=	=	=	=	=	=	=	37,40	—
FeO	0,48	0,25	0,19	9,26	14,63	17,67	27,98	41,51	37,37
MnO	0,01	0,03	—	0,58	1,07	0,83	1,90	0,81	1,55
MgO	0,06	—	—	14,25	10,73	24,24	15,70	0,79	1,73
CaO	11,76	3,40	0,50	20,65	19,79	1,51	1,12	—	—
Na ₂ O	4,44	8,70	7,86	0,23	0,37	0,05	0,05	—	0,02
K ₂ O	0,12	0,85	4,94	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	0,03	—	0,01	—	—	—	—	—
Сумма	99,08	99,60	100,05	98,76	98,95	98,45	98,32	95,94	92,26
Ab Ca	40,34	78,14	69,01	42,87	42,11	3,03	2,42		
Or Mg	0,69	5,00	28,56	41,16	31,78	67,89	47,16		
An Fe	58,97	16,86	2,43	15,97	26,11	29,08	50,42		
FM				27,95	45,11	29,99	51,67	96,79	90,88

Примечание. 190 — порфиридный кварцевый диорит: 1 — плагиоклаз, ядро вкрапленника; 2 — плагиоклаз субофитовой основной массы, центр; 3 — калиевый олигоклаз промежуточной зоны того же кристалла; 4 — анортоклаз внешней зоны того же кристалла; 5 — натровый санидин микропегматитовой оторочки того же кристалла; 6 — салит, центр кристалла основной массы; 7 — авгит, край того же кристалла; 8 — гиперстен основной массы, центр; 9 — то же, край; 187 — равномернозернистый (афирный) кварцевый диорит: 10 — плагиоклаз субофитовой основной массы, центр; 11 — олигоклаз промежуточной зоны того же кристалла; 12 — анортоклаз внешней оторочки того же кристалла, переходящей в микропегматит; 13 — авгит, центр кристалла; 14 — то же, край; 15 — гиперстен, центр кристалла; 16 — феррогиперстен, край того же кристалла; 17 — титаномгнетит в интерстициальном гранофире; 18 — ильменит в гранофире. Операторы Т.М. Философова, Г.П. Пономарев.

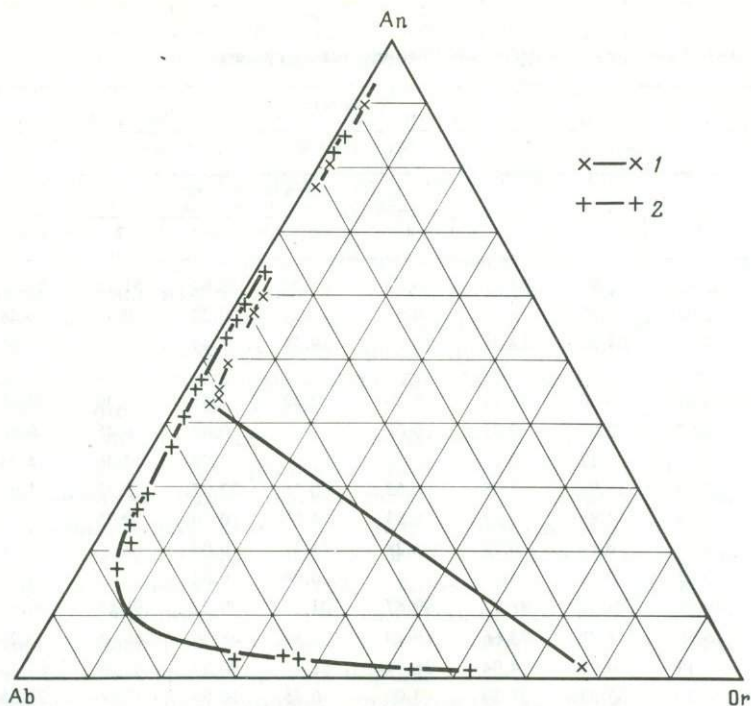


Рис. 38. Вариации состава полевых шпатов
1 — в габбро-норитах; 2 — в гранофировых гранитоидах

нофировом мезостазисе; образуются пироксены каркаса, как и плагиоклаз, непрерывно-зональные, с существенно увеличенной железистостью (см. табл. 12, рис. 39).

Реже встречаются диоритовые включения с вкрапленниками I парагенезиса, представленного битовнитом (см. табл. 12 и рис. 38). Иногда в них наблюдаются мелкие вроски оливина; его самостоятельные выделения не сохраняются. Почти азональные ядра этих вкрапленников обрастают каймами, начинающимися с An_{66-60} , т.е. с резким разрывом ряда составов.

В диоритовых разностях оба пироксена каркасного базиса часто обладают пятнистыми и пластинчатыми структурами распада твердых растворов, указывающими на высокую смесимость пироксеновых компонентов при кристаллизации. Нередко хорошо видна зональность в распределении вросков, особенно в гиперстене: в кристаллах, выделявшихся синхронно с непрерывно-зональным плагиоклазом "каркаса", ядерные части бываю переполнены включениями авгита (претерпевший инверсию пижонит), в то время как внешние каймы содержат их мало или совсем свободны от них (см. рис. 36,2). Очевидно, в ходе изменения состава и снижения температуры кристаллизующейся магмы разрыв смесимости пироксенов увеличивался. Это совпадает и с общей тенденцией для ряда гранитоидов разного состава: в более кислых разностях структуры распада пироксенов становятся все более тонкими и почти исчезают в гранодиоритах.

На поздних стадиях кристаллизации относительно основных, диоритовых разностей пород включений и на более ранних в гранодиоритах выделение пироксенов сменялось кристаллизацией роговой обманки ($-2V = 72-76^\circ$) и биотита. Изредка встречаются существенно роговообманковые гранодиориты, в единичных случаях — биотитовые гранофиры.

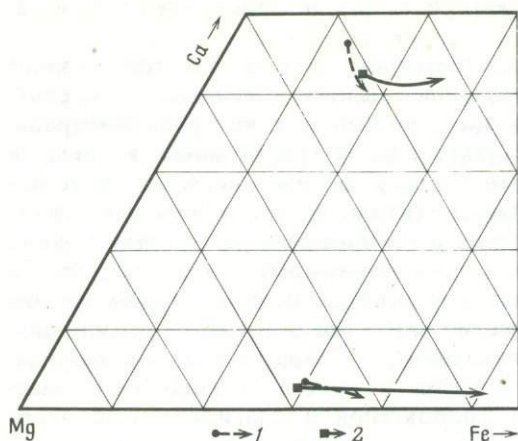


Рис. 39. Эволюция состава пироксенов в гранитоидных гранитоидах

1 — ан. 190, см. Приложение; 2 — ан. 187, там же

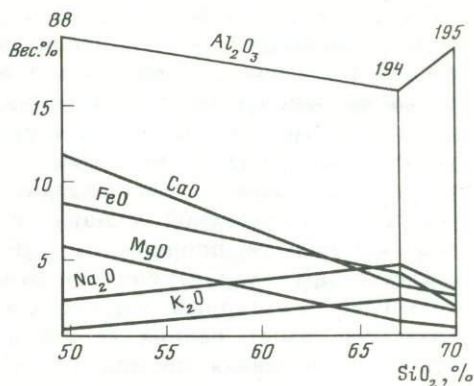


Рис. 40. Соотношение составов вмещающего базальта, плавленого включения риодацитового состава и промежуточной гибридной зоны. Анализы 88, 194, 195 см. в Приложении

В качестве акцессорного минерала в гранитоидах широко развит апатит, порядок выделения которого, как и в вулканитах, контролируется составом магмы. В диоритах апатит образуется на средних и поздних стадиях кристаллизации, а в гранодиоритах — одновременно с вкрапленниками и минералами каркасного базиса породы, пронизывая их длинными кристаллами игольчатого или шестоватого габитуса.

Подавляющая масса гранитоидных включений представлена свежими породами, не претерпевшими почти никаких термических изменений. В этом, очевидно, отражаются особенности механизма их доставки на поверхность — быстрое дробление без существенного прогрева и выброс с пирокластическими продуктами, среди которых они преимущественно и развиты. Некоторые из этих включений несут следы автометаморфического "отжига" и гидротермального изменения на месте первоначального залегания. Они выражаются в распаде и замещении пироксенов уралитом, распаде титаномагнетита, опацизации и диссоциации роговой обманки и биотита, в прожилковой и пятнистой деанортизации плагиоклазов, пелитизации калинатового шпата, т.е. имеют очевидно низкотемпературный, постмагматический характер. Лишь немногие обломки гранитоидов в отложениях пирокластических извержений обнаруживают следы пирометаморфического воздействия вынесшей их магмы — приконтактные каемки и тонкие прожилки вторичного стекла, в первую очередь в результате плавления микропегматита. В лавах и сопровождающей их пирокластике существенно эффузивных извержений наблюдаются различные стадии расплавления гранитоидных обломков [20] вплоть до образования вторичных пемз.

Описанный комплекс первичных минералого-петрографических признаков гранитоидов включений соответствует вполне определенным условиям магматической кристаллизации. Как известно, выделение одного целочного полевого шпата вместо обычных двух, свойственных нормальным глубинным гранитоидам, считается характерным типоморфным признаком малоглубинной высокотемпературной кристаллизации относительно "сухих" гранитоидных расплавов (гиперсольвус-гранитоиды [121]). Ряд структурно-минералогических особенностей пород описываемых включений свидетельствует о кристаллизации расплава в процессе его "осушения" т.е. кристаллизации насыщенной летучими компонентами

магмы средне-кислого состава при дегазации, а не о кристаллизации изначально "сухого" расплава.

Самым очевидным и прямым доказательством этого является наличие среди гранитоидов, как и среди долеритоподобных гомеогенных включений, разностей с крупными ранними порами, по отношению к которым минеральная канва породы имеет наложенный характер. С другой стороны, в большей части гранитоидов кристаллизация заканчивалась образованием миароловых пустот в середине выполняемых микропегматитом интерстициальных ячеек. Все это показывает, что дегазация расплава начиналась до кристаллизации субофитовой каркасной основы пород (но, по-видимому, после выделения вкрапленников) и продолжалась до полной их консолидации. Этому вполне соответствуют и структурно-минералогические особенности гранитоидных пород: объемный структурный тип их кристаллизации — "схватывание" в связный каркас на самых ранних ее стадиях; перерыв в кристаллизации титаномагнетита; непрерывная прямая зональность пироксенов и плагиоклазовой части полевых шпатов каркаса; выделение одного щелочного шпата в их кайме (гиперсольвусные отношения); микропегматитовые сростания его с кварцем; следы повышенной исходной смесимости в твердых растворах пироксенов.

Связь кристаллизации описанного типа гранитоидов с дегазацией магмы подтверждается сравнением с геолого-петрологическими данными об условиях становления ряда разноглубинных диорит-гранитоидных интрузивов Авачинско-Китхойской зоны поднятий на Камчатке [19, 53]. Становление наименее глубинных разностей этих гранитоидов, также характеризующихся "сухостью" минеральной ассоциации (преобладание пироксенов среди темноцветных минералов) и наличием микропегматита, т.е. подобных гранитоидам описанных включений, сопровождалось образованием широких ореолов гидротермального изменения вмещающих пород. У более глубинных их эквивалентов наряду с возрастанием количества гидроксилсодержащих минералов и переходом от однополевошпатовой ассоциации через пертитовые разности к двуполевошпатовому минеральному парагенезису ореол приконтактных изменений вмещающих пород резко сокращается.

Описанные признаки общности условий кристаллизации пород каркасных и гранофировых гранитоидных включений (из дегазирующих расплавов), эквивалентность или подобие соответствующих им особенностей минералогии и структуры, ясно прослеживаемая связь их пород с разными стадиями кристаллизации и сегрегации вещества последовательно сменяющихся равновесных парагенезисов, тождественных наблюдаемым в серии вулканитов и во включениях эвкрит-алливалитов и габбро-норитов — все это свидетельствует об общности механизмов образования исходных расплавов и формирования из них пород обих разновидностей включений. Вместе они образуют почти непрерывный ряд разноглубинных (но в целом малоглубинных) долерит-гранофировых дифференциатов базальтовой магмы, химически и минералогически эквивалентных серии вулканитов и комплементарных дискретному ряду кумулятов: эвкрит-алливалитам (породы долеритовых каркасных включений), эвкрит-алливалитам и габбро-норитам (гранитоиды).

Плавленные включения встречаются в потоках базальтовых и андезито-базальтовых лав на Малом Семячике, а также в виде включений в некоторых бомбах андезито-базальтового состава. Это светлоокрашенные вторичные пемзы, возникшие при плавлении аналогичных им по составу исходных пород. По реликтам кристаллов в последних опознаются гранофировые гранитоиды; в некоторых случаях наблюдаются теневые структуры первично-кlastических пород — по-видимому, из внутрикальдерных отложений. В большинстве случаев плавленные включения имеют очень резкие границы, хотя обыкновенно деформированы и разорваны в соответствии с пластическим течением вмещающей

лавы. Узкие зоны гибридных пород наблюдались лишь около единичных включений в базальтовом потоке древней части Малого Семячика. Судя по анализам (ан. 88, 194, 195, см. Приложение), гибридизация происходит при дифференциальной подвижности компонентов, а не путем простого смешения: оторочка содержит щелочи в количестве превышающем содержание их и в центральной части включений, и во вмещающей лаве; соответственно содержание других окислов ниже ожидаемых промежуточных значений (рис. 40). В целом же, несмотря на широкие вариации в степени плавления, включения этого типа почти не обнаруживают переходов по степени гомогенизации возникающих иногда механических смесей вторичного расплава с ювенильным. Эти данные и, главное, высокая однородность (или плавная градационная неоднородность) вмещающих вулканитов свидетельствуют об отсутствии существенной контаминации их магм ксеногенным веществом вмещающих пород.

Глава 5

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД МАЛОСЕМЯЧИНСКОГО ЦЕНТРА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ИЗМЕНЕНИЙ В СЕРИИ

По своему химизму породы Малосемячинского центра относятся к островодужной высокоглиноземистой серии. По петрографическим и химическим признакам это достаточно типичный представитель глубоко дифференцированных вулканических ассоциаций Восточной Камчатки. Детальное петрохимическое опробование полного набора пород всех составов позволяет вскрыть ряд особенностей взаимоотношений между ними, часто не устанавливаемых в редуцированных сериях других вулканических районов.

Почти все малосемячинские вулканиты представлены свежими, совершенно неизмененными породами, однако некоторая их часть подвержена гипергенным преобразованиям; последние аналогичны изменениям тонкокластической тефры: взаимосвязанные окисление, гидратация и вынос части щелочей. Воздействие этих процессов также наиболее заметно на пирокластическом материале — пемзах, шлаках, агломератах, отчасти на игнимбритах, хотя эти сравнительно грубообломочные отложения изменены меньше, чем пеплы. Среди лав повышенной восприимчивостью к указанным изменениям отличаются богатые оливином меланократовые базальты (в частности, вулкана Стена), в которых иногда фиксируются также начальные стадии серпентинизации и карбонатизация.

Ранее серия вулканитов Малосемячинского центра, несмотря на сочетание в ней железистого и щелочно-кремнеземистого направлений эволюции, определялась как известково-щелочная [59] по наличию щелочно-кремнеземистого направления и по преобладанию пород, которые по своим петрохимическим признакам относятся, по классификации Куно [103], к гиперстеновой серии; часть пород попадает в поле толеитовой (пижонитовой) серии (рис. 41). Уточнение в последние годы сериальных классификационных признаков [96, 98, 108], выявление многочисленных случаев совместного проявления различных серий [100, 116; и др.] и важность установления межсериальных генетических связей, вследствие различий в их металлогении, требуют более детального анализа таких ассоциаций пород. Для малосемячинской серии это вызвано еще и тем, что развитые в ней афировые—субафировые лавы относятся почти исключительно к типу высокожелезистых толеитовых, в то время как породы, охарактеризованные как известково-щелочные, представлены почти только порфиоровыми разновидностями.

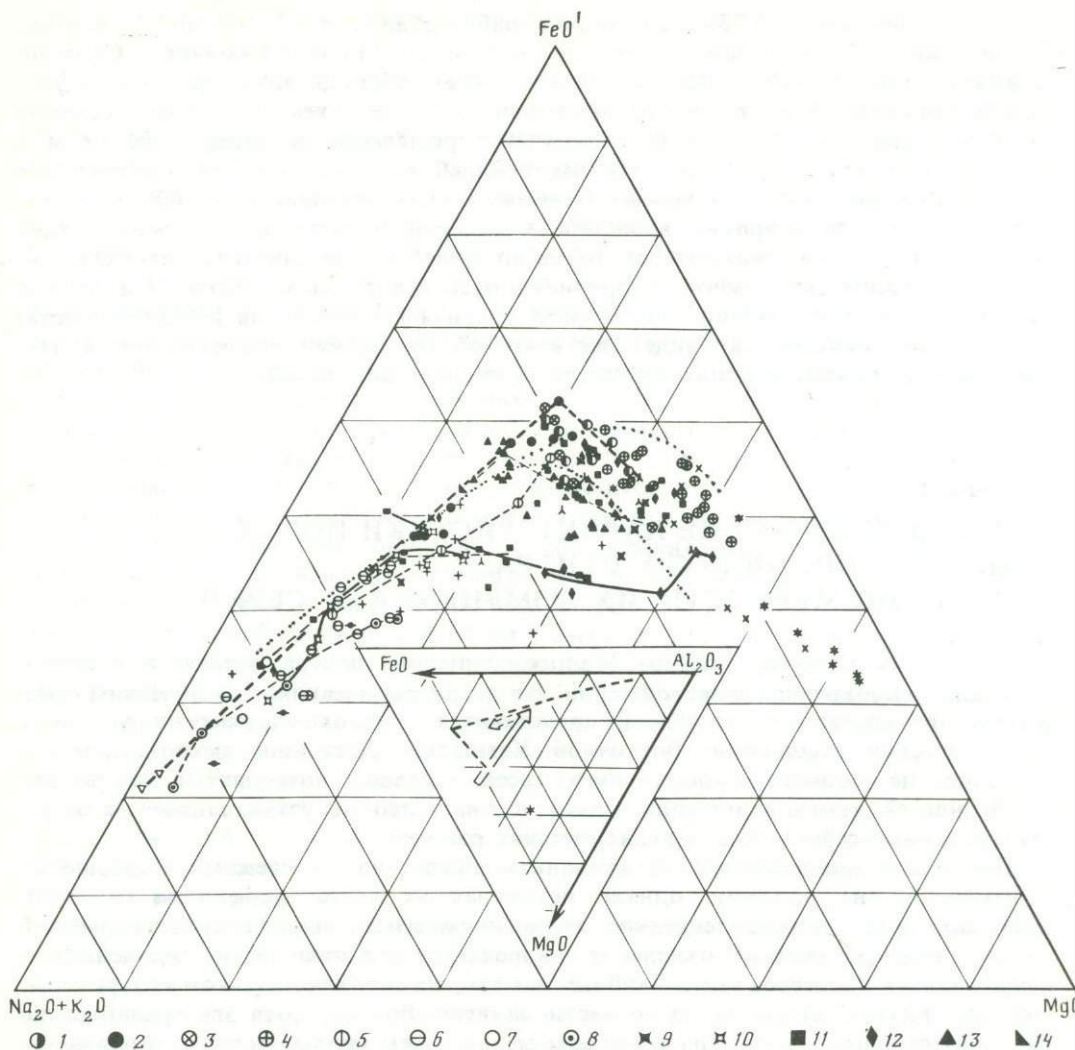


Рис. 41. AFM — диаграмма для серий малосемячинских вулканитов и включений

$FeO^1 = FeO + 0,9 Fe_2O_3$. Точечный пункт — граница полей пижонитовой и гиперстенитовой серий по Х. Куно, пункт из двосонных точек — граница толеитовой и известково-щелочной серий по Ирвину и Барагару [98]. На врезке: часть треугольной диаграммы $FeO-Al_2O_3-MgO$ для пород района, показывающая соотношения главного тренда дифференциации (пунктир) и "анортозитового зигзага" (полые стрелки, см. далее в тексте), звездочка — средний состав алливалит-эвкритовых включений.

Породы I мегаритма вулканизма: 1 — вулкана Березового, 2 — эффузивы комплекса подножий, 3 — Прибрежных вулканов, 4 — вулкана Стена, 5 — вулкана Соболиного, 6 — игнимбриты, 7 — пемзы, 8 — лавы экструзий; породы II мегаритма: 9 — вулкана Пра-Семячик, 10 — пирокластического покрова, связанного с образованием кальдеры Малого Семячика; породы III мегаритма: 11 — Палео-Семячика, 12 — Мезо-Семячика, 13 — Кайно-Семячика, 14 — эффузивы ареала многовыходного вулканизма в кальдере Соболиного (вулканы Сухой, Ступенчатый Бастион и моногенные образования); включения в вулканиитах: 15 — алливалиты и эвкриты, 16 — габбро и габбро-нориты, 17 — долеритоподобные включения, 18 — гранофировые гранитоиды, 19 — плавленые включения и их гибридные оторочки, 20 — составы стекол дацитов и риолито-дацитов;

21—23 — вариационные линии частных серий вулканитов различной степени родства: 21 — принадлежащих отдельным вулканическим сооружениям или их частям, 22 — принадлежащих совокупностям геологических тел (потоков, пирокластических отложений), связанным с единым эруптивным циклом или с одним извержением, 23 — вариационные линии спектров пород одноактно извергнутых непрерывно-дифференцированных вулканитов; 24 — вариационная линия афировых—субафировых вулканитов (главный тренд дифференциации, пояснения см. в тексте)

Рис. 42. Диаграмма Мияширо [108] для вулканитов центра

ТН и СА — поля пород соответственно толеитовой и известково-щелочной серий. Пояснения к вариационным линиям см. на рис. 41; треугольный значок (вверху) — состав стекла риодацита

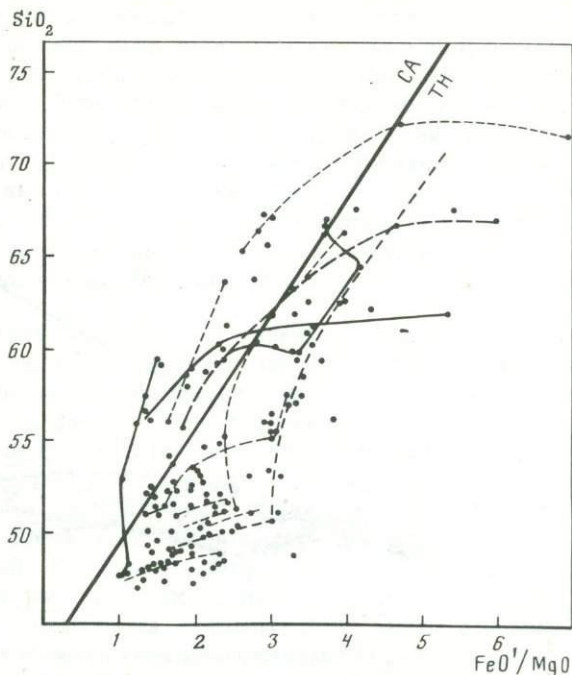
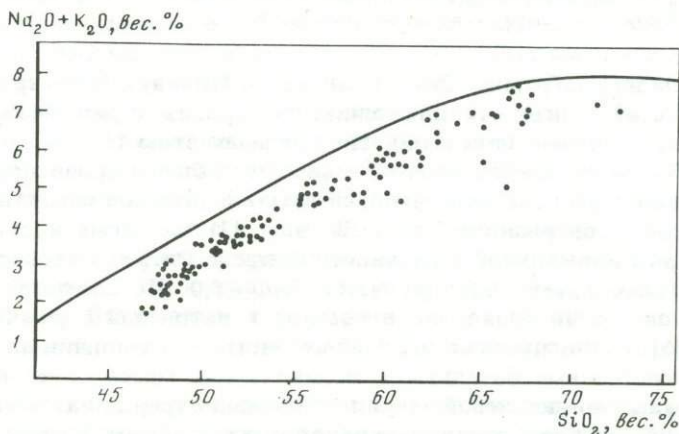


Рис. 43. Общая щелочность пород малосемянной серии [36]



Афировые—субафировые породы с наибольшей достоверностью отражают состав магматических жидкостей [92], поэтому на большинстве обсуждаемых далее петрохимических диаграмм они объединены общим, главным для всей серии трендом (жирный пунктир). В область кислых пород он экстраполирован от афирового дацита до состава стекла риодацита, а в область наиболее основных продолжен от ферробазальта до состава афирового долеритоподобного включения (ан. 175 в Приложении). Последний состав близок к среднему мезократовому базальту и представляет собой "закаленный" на глубине аналог наименее дифференцированной магматической жидкости Малосемянного центра.

На рис. 41 и 42 видно распределение малосемянных вулканитов относительно границ толеитовой и известково-щелочной серий по Мияширо [108] и по Ирвину и Барагару [98]. Сравнение положения одноименных фигуративных точек показывает, что эти границы не вполне адекватны, однако на обеих классификационных диаграммах к толеитовой серии относится значительно бо́льшая

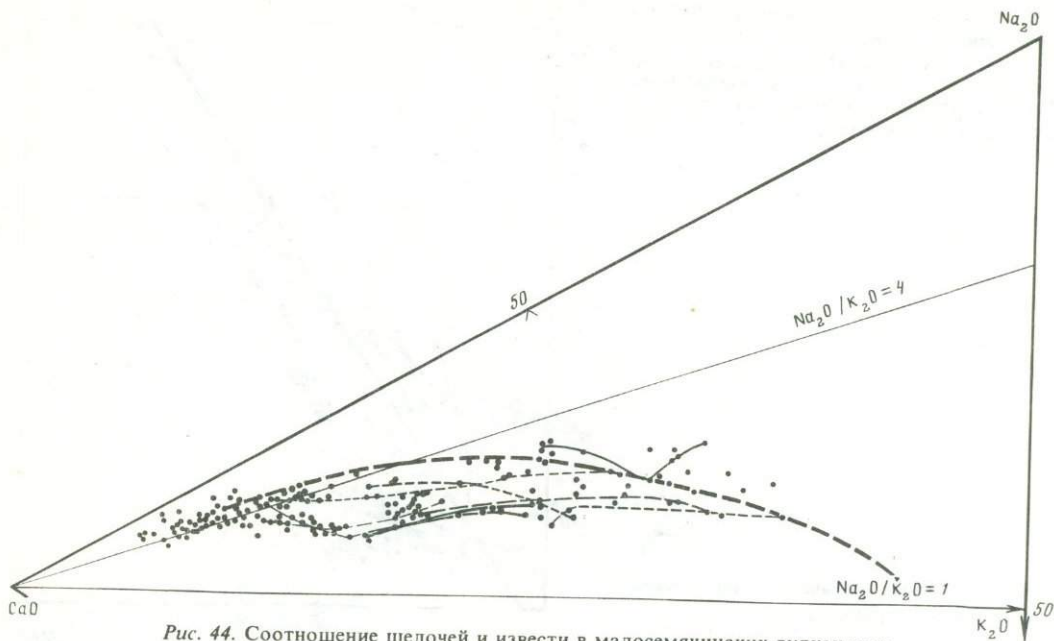


Рис. 44. Соотношение щелочей и извести в малосемячинских вулканитах
 Вариационные линии — пояснения см. на рис. 41

часть пород, чем на диаграмме Куно. Граница по Ирвину—Барагару, в частности, близко соответствует первому появлению в породах серии минералов II парагенезиса (гиперстеновые базальты). Не придавая этим границам абсолютного значения, мы будем пользоваться ими в качестве общего ориентира при анализе взаимоотношений пород соответствующей петрохимической специализации.

Со суммарному содержанию щелочей (рис. 43) малосемячинские вулканиты относятся к серии нормальной щелочности. Индекс Ритмана варьирует от 0,8 до 2,5; индекс Пикока равен 60,5 при $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,0$. По соотношению щелочей (рис. 44) большая часть базальтов относится к натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$; толеиты по [36]); относительно небольшая часть авгит-оливин-плаггиоклазовых базальтов, гиперстеновые базальты и подавляющая масса более кислых пород относятся к калиево-натриевой серии. Главный тренд на этой диаграмме проведен по наиболее преобладающим натровым афировым лавам.

Высокая глиноземистость всех пород центра наглядно отражена на диаграмме-тетраэдре их нормативных составов (рис. 45), рассчитанных в компонентах наиболее показательных для серии тройных систем. Рой фигуративных точек серии почти целиком располагается в первичном фазовом объеме плаггиоклаза, параллельно бинарным котектическим поверхностям плаггиоклаз—оливин и плаггиоклаз—пироксен и с общей направленностью к наиболее низкоплавкой в системе тройной эвтектике плаггиоклаз—пироксен—кварц. Большинство базальтов в составе серии насыщены кремнеземом, лишь их немногие кумулятивные меланократовые разности попадают в поле оливин-нормативных составов. Приложение "мокрого" давления к данной системе должно смещать котектические поверхности в ней именно в сторону плаггиоклаза [34, 35, 125], т.е. сближения их с сериальным роом. Это проливает свет на природу высокой глиноземистости пород, избыточной по отношению к путям кристаллизации в "сухих" условиях поверхности, но, возможно, нормальной (котектической) для глубинных условий петрогенезиса.

Ограничивая этим освещение общих петрохимических характеристик серии,

перейдем к более детальному анализу внутрисериальных особенностей химизма пород Малосемянчинского центра. На различных петрохимических диаграммах видна группировка одноименных фигуративных точек вулканитов в виде четырех основных закономерно сочетающихся типов вариационных линий, отождествляемых с трендами эволюции магмы. Эти типы трендов специализированы по определенным интервалам основности пород. Вследствие проявления различных типов трендов и множественности соответствующих им конкретных частных серий пород, а также ввиду указанной принадлежности вулканитов к сериям двух петрогеохимических типов (связанным, однако, постепенными переходами и общностью магмопроводящих систем), мы называем ассоциацию вулканитов Малосемянчинского центра *сложнодифференцированной базальт-дацитовый серий*.

В области базальтовых составов выявляется линейная вариация между относительно магнезиальными меланократовыми и наиболее глиноземистыми лейкократовыми разностями базальтов, дискордантная главному, базальт-риодацитовому направлению сериального роя — "анортозитовая тенденция" [73]. На диаграмме нормативных составов соответствующий ей рой базальтов вытянут субпараллельно ребру анортит—форстерит. На диаграмме Харкера (рис. 46) видно в деталях, что основные вариации состава этих базальтов заключаются в обратносопряженных изменениях содержания окислов магния и железа, с одной стороны, и алюминия — с другой. В породах анортозитового тренда, четко ограничивающего серию со стороны наиболее основных составов, при небольшом увеличении содержания кремнезема концентрация окиси алюминия возрастает от 16 до 23%, а количество окиси магния уменьшается от 8,5 до 3,2%. Соответствующие вариации окислов железа несколько менее значительны. После достижения максимума глиноземистости (и минимума магнезиальности) анортозитовый тренд продолжается, образуя линейный рой базальтовых составов, в котором вариации тех же компонентов приобретают обратную направленность на фоне продолжающегося накопления в породах кремнезема и щелочей. Это позволяет говорить о своеобразном "анортозитовом зигзаге" магматической эволюции на ее начальной, базальтовой стадии [59]. Направление эволюции, аналогичное обратной ветви "зигзага", как установлено в последнее время, устойчиво проявлено в раннеостроводужных мел-палеогеновых толщах базальтов восточнокамчатских полуостровов, однако в этой ситуации вне связи с более меланократовыми базальтами и собственно анортозитовым трендом. Здесь это направление выделено под названием плагиотолеитового или антианортозитового [78].

В целом описанные вариации состава магматического вещества свойственны только породам с толеитовыми петрохимическими характеристиками. Окончательный эффект эволюции по "зигзагу" аналогичен смещению составов вдоль общесериального базальт-риодацитового направления — от некоторой средней точки на анортозитовом тренде до субжелезистых—высокожелезистых базальтоидов (см. рис. 46). Таким образом, если "анортозитовый зигзаг" обусловлен последовательным удалением из исходного расплава сначала магнезиально-железистых, а затем высокоглиноземистых компонентов, изменение состава магм по кратчайшему пути в общесериальном направлении должно осуществляться при совместном удалении этих компонентов в определенной пропорции и, очевидно, в иных условиях.

Более глубокое изменение состава магматического вещества — переход от базальтов к андезито-базальтам, андезитам и более кислым породам вдоль общего базальт-риодацитового направления — в свою очередь, следует двум составляющим его путям изменения химизма пород дифференцированных серий: с обогащением их железом при замедленном накоплении кремнезема и щелочей и с обогащением кремнеземом и щелочами (железистые и щелочно-кремне-

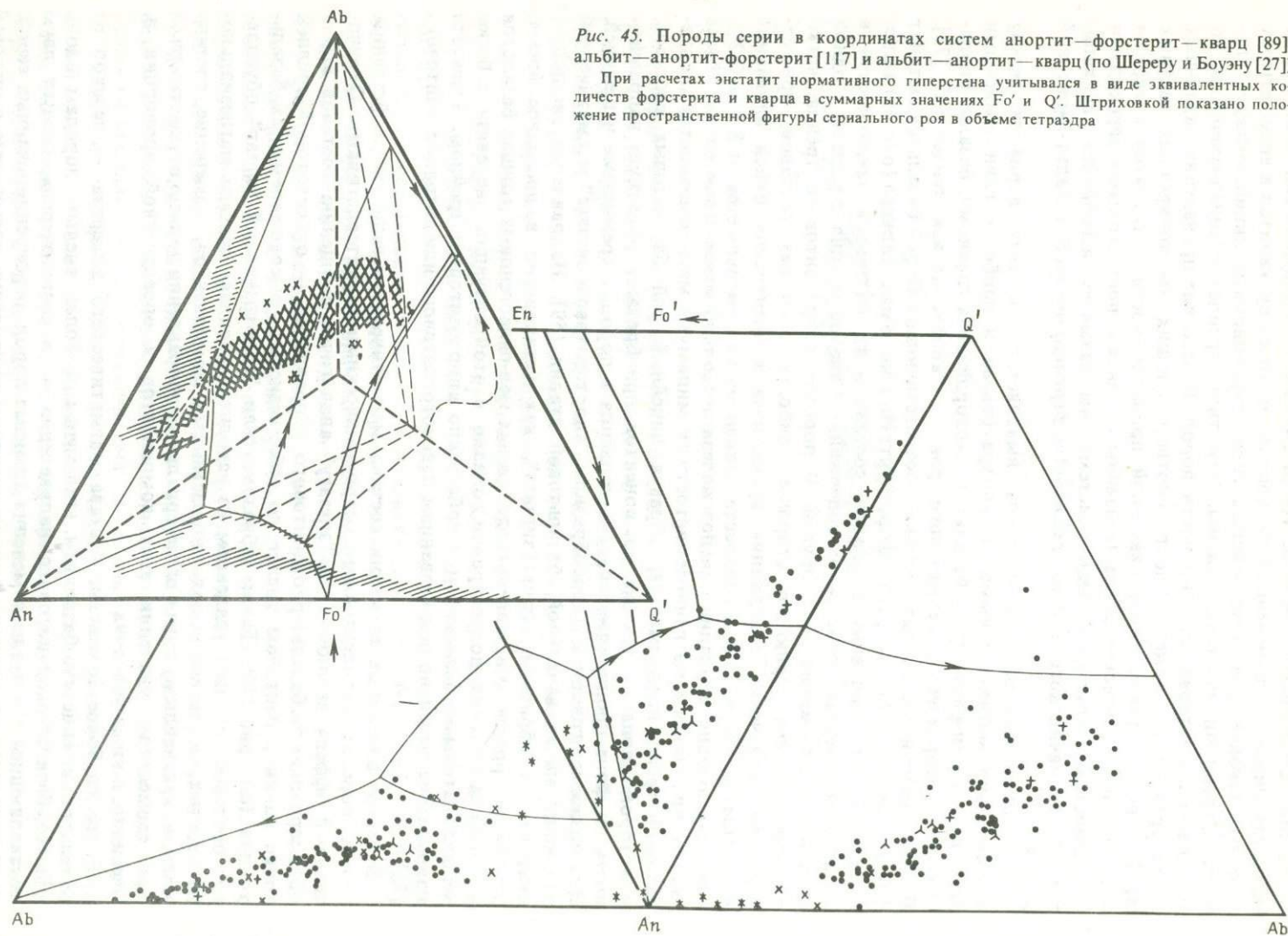


Рис. 45. Породы серии в координатах систем анортит—форстерит—кварц [89], альбит—анортит—форстерит [117] и альбит—анортит—кварц (по Шереру и Боуэну [27])

При расчетах энстатит нормативного гиперстена учитывался в виде эквивалентных количеств форстерита и кварца в суммарных значениях Fo' и Q' . Штриховкой показано положение пространственной фигуры сериального роя в объеме тетраэдра

земистые тренды¹). Соответствующие им отрезки составляют главный тренд серии. Для анализа природы и соотношений этих трендов важное значение имеет наличие в составе общей серии Малосемячинского центра обособленных групп пород различной степени родства: принадлежащих отдельным вулканическим постройкам, их частям или единичным геологическим телам. Они образуют свои частные серии-тренды в составе общесериального роя, смещенные один относительно другого по соотношениям разных петрогенных окислов — главным образом железа, магния и алюминия (см. рис. 41, 42, 46), а также щелочей (см. рис. 44). Особенно существенно наличие спектров пород моногенных непрерывно-дифференцированных потоков и пирокластических покровов, представляющих конкретные реперные примеры максимальной степени родственной связи пород разного состава. Сравнение с ними трендов групп пород с менее определенной степенью связи показывает их принципиальное подобие. Это позволяет полагать, что и для остальной части анализированных пород — одиночных проб различных вулканических образований — разброс точек неслучаен и отражает принадлежность их своим трендам эволюции, подобным установленным реперным трендам.

Выявление такого внутреннего строения серии имеет существенные следствия для петрологического анализа. Во-первых, частные серии непрерывно-дифференцированных тел вулканитов, перекрывающие в своей совокупности почти весь диапазон содержаний SiO_2 в общей серии центра, подтверждают отсутствие какой-либо органической разрывности спектра ее составов или несмесимости отдельных его частей. Во-вторых, эта множественность взаимоподобных путей эволюции внутри общесериального роя показывает, что его обобщенные средние минералого-петрографические и химические характеристики (изображаемые, например, средними для роя вариационными линиями) имеют кумулятивный характер. В противовес таким осредненным характеристикам конкретные частные серии — "чистые линии" эволюции — дают возможность более точного анализа направленности и природы петрогенетических процессов, которым обязаны своим происхождением и сами частные серии, и вся серия пород Малосемячинского центра в целом.

Так, на диаграмме АФМ (см. рис. 41) за расширением общесериального роя в области основных пород и слабым изгибом его в вершине MgO видна четкая направленность к обогащению железом веерообразно расходящихся частных трендов, достигающих максимального уровня железистости при различных значениях щелочности и кремнекислотности. В сравнении с рис. 46 видно, что максимальное абсолютное обогащение железом и наибольший его темп свойственны трендам, исходящим из точек изначально более богатых железом базальтовых составов (например, соответствующей части главного тренда). При этом максимум возможного обогащения достигается соответственно при меньших щелочности и кремнекислотности пород, на уровне ферробазальтов—ферроандезитов-базальтов. При меньшей железистости и относительной обогащенности силикатными компонентами исходных (андезитов-базальтовых—андезитовых) составов наряду с более умеренным (фактически только относительным) накоплением железа происходит гораздо более существенное обогащение пород щелочами и кремнеземом, и максимум железистости на этих трендах достигается в породах андезитового состава. Из области андезитов-базальтов—андезитов несколько частных трендов следуют собственно щелочно-кремнеземистому направлению петрохимической эволюции с уменьшением содержания железа.

¹ В связи с расширением понятия "толеитовая серия", включающего теперь породы среднего и даже кислого состава, традиционные наименования трендов "толеитовый" и "известково-щелочной" заменены отмеченными названиями, нейтральными в отношении серийной принадлежности пород.

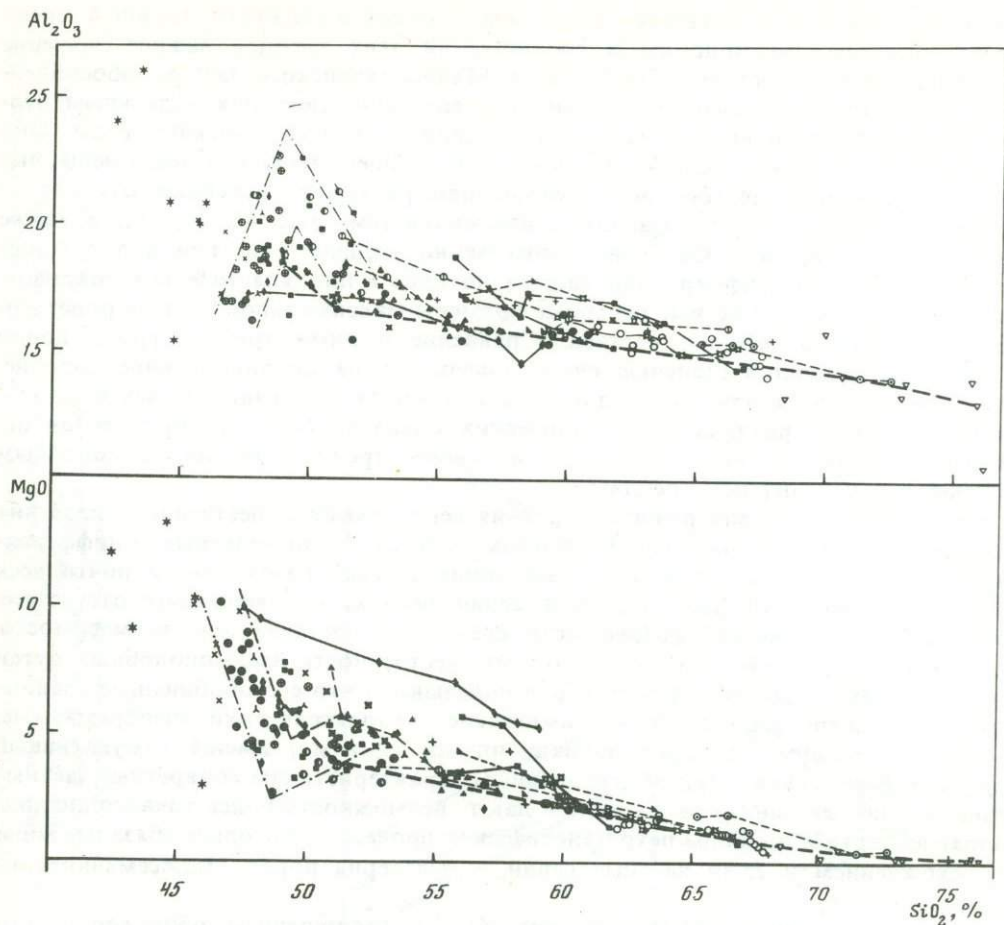
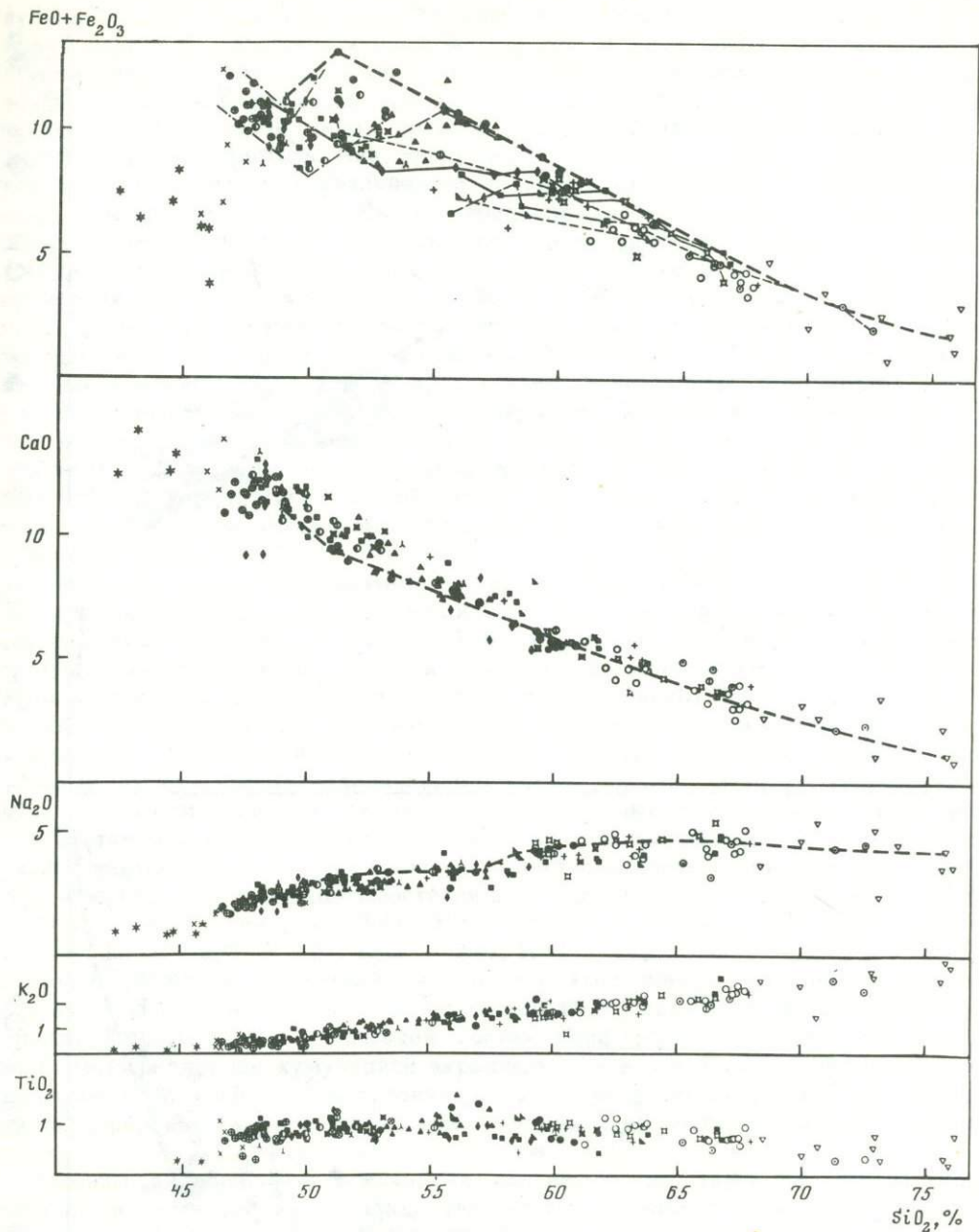


Рис. 46. Диаграмма Харкера для пород Малосемячинского центра

Штрихпунктирными линиями показано положение "анортзитового зигзага"; перевернутые треугольнички — составы стекол вулканитов; остальные условные обозначения см. на рис. 41

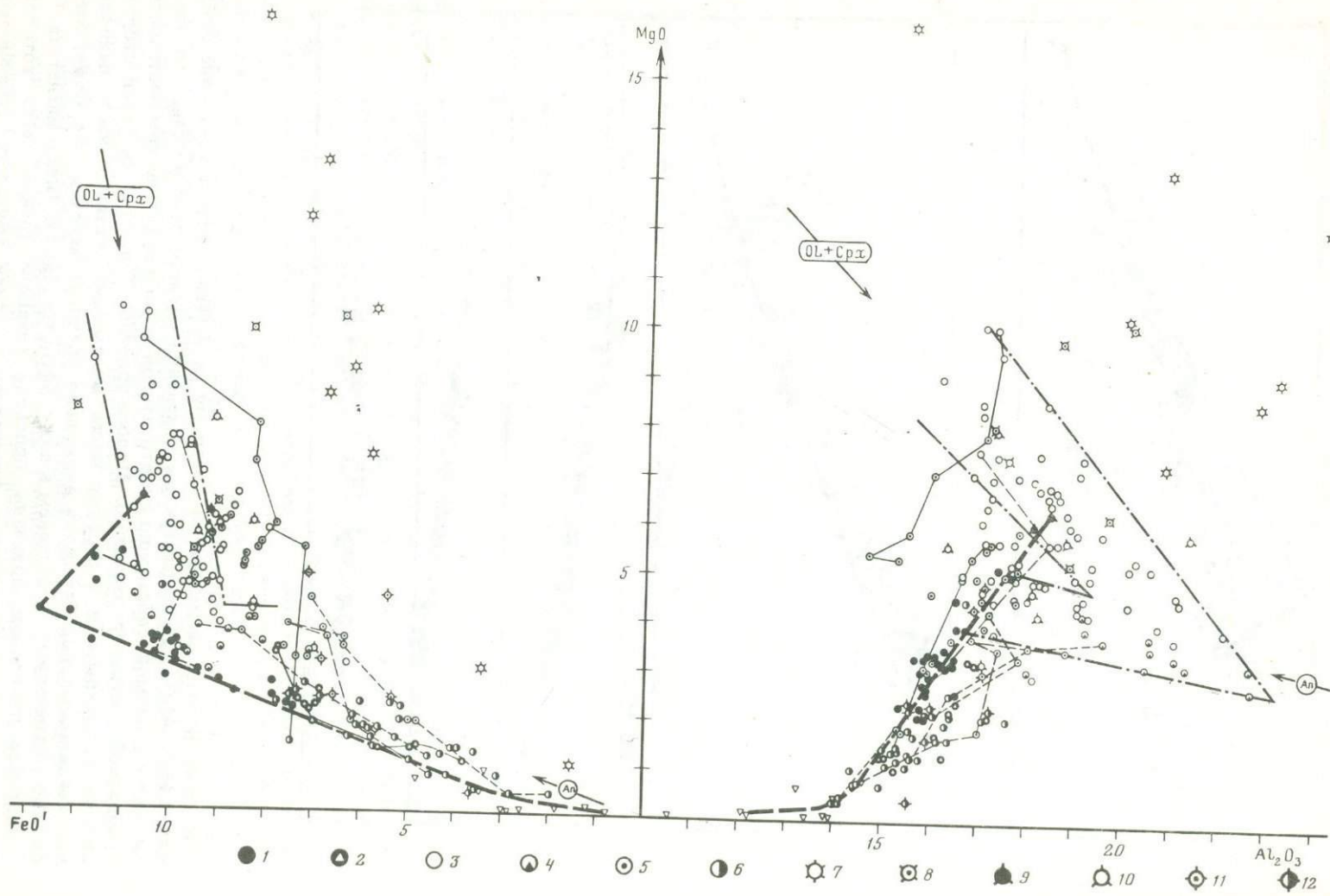
Железистые тренды, изменяющие наклон, как показано на рис. 41, смещаются из области толеитовых составов в область известково-щелочных (хотя их крайние дериваты частично вновь попадают в толеитовую, что отражает известную относительность формальных разграничений). При этом в исходных для них породах увеличивается не только суммарное содержание щелочей, но и отношение K_2O/Na_2O (см рис. 44), наследуемое их дериватами. Ряд этих исходных составов намечает тренд раннемагматической эволюции базитов в известково-щелочном направлении, подробно обсуждаемом в следующей главе в связи с его минералого-петрографическими особенностями.

Поскольку на диаграмме AFM в силу особенностей проекции (см. врезку на рис. 41) железистое направление совпадает с направлением обогащения толеитовых базитов глиноземом (сопровожаемым относительным возрастанием железистости в отличие от абсолютного в ферробазальтоидах), для более наглядного анализа тенденции магматической эволюции удобно использовать двоякую диаграмму корреляций $FeO' (= FeO + 0,9Fe_2O_3) - MgO - Al_2O_3$ (рис. 47). Она позволяет показать все основные направления эволюции, определяемые взаимными вариациями содержаний этих компонентов, в их истинных, не совпадающих в пространстве составов положениях. На диаграмму снесен "анор-



тозитовый зигзаг”, эволюции по которому свойственно резкое изменение отношения MgO/Al_2O_3 при существенном изменении магниезильно-железистого отношения в его прямой, собственно анортозитовой ветви и практическом постоянстве в обратной (антианортозитовой). Полоса-проекция “зигзага” на левой стороне диаграммы открыта и в сторону менее железистых составов: часть наиболее высокоглиноземистых базальтов аномально обеднена железом, что может быть связано с отмеченным выделением в них субфенокристаллов титаномagnetита.

Жирным пунктиром показаны проекции главного тренда, часть которого (после излома), объединяющая фигуративные точки афировых—субафировых



вулканитов, представляет линию отношения $FeO'/MgO+Al_2O_3$, наибольшего для пород серии. В пространственной фигуре она в виде ребра двугранного угла ограничивает максимальное обогащение пород серии железом за счет магнетитовых и глиноземистых компонентов. В левой части диаграммы видна направленность в этой линии трендов железистой тенденции, а вдоль нее — щелочно-кремнеземистых. Как видно на правой стороне диаграммы, все эти тренды характеризуются различными отношениями $MgO/Al_2O_3=14$, однако рассмотрение пространственной фигуры сериального роя показывает их параллелизм, постепенное сближение или, в пределе, совпадение с плоскостью главного тренда, занимающей между ними среднее положение и расположенной почти перпендикулярно плоскости $MgO-Al_2O_3$. Наиболее удалены от нее тренды пород с явными признаками обогащения кумулятивными оливином (железистые тренды) или плагиоклазом (щелочно-кремнеземистые). Можно предположить, что плоскость главного тренда представляет в указанных координатах котектическую поверхность — геометрическое место трендов как афировых пород, так и порфировых с котектическими соотношениями вкрапленников, не искаженными их механическим перераспределением. В таком случае для кумулятивных пород котектический состав может быть реконструирован путем графического вычитания избыточной фазы до совмещения остатка с плоскостью главного тренда.

Описанный характер взаимной ориентировки закономерно сочетающихся направлений магматической эволюции дает основание для обсуждения вероятного состава родоначальной для серии базальтовой магмы. Очевидная комплементарность наиболее мафических и наиболее высокоглиноземистых базальтов позволяет предполагать, что этот состав занимает некоторое среднее положение на анортозитовом тренде. С другой стороны, поскольку эволюция вещества в железистом направлении осуществляется по кратчайшему пути, минуя "анортозитовый зигзаг", состав родоначальной магмы должен, очевидно, располагаться и на плоскости главного тренда. За родоначальный может быть принят средний состав мезократовых порфировых базальтов, фигуративные точки которых располагаются вблизи пересечения указанной плоскости с анортозитовым трендом (среднее из 6 ближайших составов включает (%): SiO_2 — 48,32; TiO_2 — 0,95; Al_2O_3 — 18,50; Fe_2O_3 — 3,49; FeO — 7,15; MnO — 0,19; MgO — 6,58; CaO — 11,55; Na_2O — 2,04; K_2O — 0,41; H_2O^- — 0,25; H_2O^+ — 0,20; P_2O_5 — 0,18; сумма — 99,81), или близкий ему, но, вероятно, слегка эволюционировавший состав отмеченного афирового долеритоподобного включения в начале главного тренда. Однако субкотектический состав порфировых базальтов также мог быть модифицирован кумуляцией вкрапленников в соответствующей пропорции, поэтому в дальнейших построениях в качестве родоначального используется состав афирового включения, надежно отражающий состав магматической жидкости.

Химизм включений в вулканитах центра соответствует их минеральному составу и отражает их родственную природу. Фигуративные точки большей части алливалит-эвкритовых включений группируются в области обратных проделаний железистых трендов (см. рис. 41, 47), указывая на главную роль

Рис. 47. Диаграмма корреляции $FeO-MgO-Al_2O_3$ в породах серии

Штрихпунктирными линиями показано положение "анортозитового зигзага" эволюции базальтов, стрелками у символов минералов — направление линии их фракционирования

Породы с различными ассоциациями минералов: 1 — афировые—субафировые лавы, 2 — то же, пирокластические породы, 3 — вулканиты с вкрапленниками I парагенезиса, 4 — то же, с субфенокристаллами титаномагнетита (лейкократовые базальты), 5 — породы с I и II парагенезисами совместно, 6 — породы с одним II парагенезисом; 7—12 — те же соотношения парагенезисов во включениях: 7 — алливалит-эвкритов, 8 — габбро-норитов, 9, 10 — долеритоподобных пород, 11, 12 — гранофировых гранитоидов. Пояснения к вариационным линиям см. на рис. 41

фракционирования низкожелезистого вещества I парагенезиса в их происхождении. Составы оливиновых габбро-норитов, более переменные по соотношению щелочей, в соответствии с разной степенью проявленной в них сегрегации минералов занимают промежуточное положение между алливалит-эвкритами и базальтами. Долеритоподобные и гранитоидные включения почти аналогичны вулканитам по химическим характеристикам. Химизм ассоциации включений в целом отражает не только закономерности магматической эволюции, но и существенную сепарацию обломков разной плотности в процессе их выноса на поверхность. Так, не встречены включения крупнее гломеропорфировых сростков, состоящие только из минералов II, магнетитсодержащего парагенезиса. Отсутствуют среди включений и высокоплотные аналоги вулканитов ряда ферробазальт—ферроандезит (не имеющие, кстати, и порфировых аналогов), а разница между составами долеритоподобных включений и вмещающих их лав грубо пропорциональна пористости обломков, очевидно придающей им соответствующую плавучесть.

Глава 6

ПЕТРОГЕНЕЗИС БАЗАЛЬТ-ДАЦИТОВОЙ СЕРИИ

Детальный анализ минералого-петрографических и петрохимических особенностей серии пород Малосемячинского центра позволяет представить возможный механизм их петрогенезиса. Решение этой задачи предполагает два основных этапа исследования: 1) установление принципиального характера, физико-химической сущности природных процессов, обеспечивающих наблюдаемое разнообразие пород, и 2) выяснение конкретного механизма и условий протекания этих процессов. Основная концепция, которая может объяснить происхождение многообразия пород серии, — это кристаллизационная дифференциация, отражающая заложенные в самой магме возможности ее саморазвития и наиболее органично соответствующая всему комплексу вещественных характеристик пород и геологических условий их проявления.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ, ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ И СМЕШЕНИЕ МАГМ

Первым шагом в проверке действенности процесса кристаллизационной дифференциации должно быть выяснение, соответствует ли изменение состава магматического вещества в серии (и, следовательно, происхождение самой серии) его изменению в каждой отдельной породе вследствие выделения в ней фазы вкрапленников [59]. При кристаллизационной дифференциации предполагается одновременное развитие пород плутонических фаций, комплементарных производным расплавам, поэтому необходимым объектом подобного сравнительного анализа должны быть и их представители в вулканитах — кристаллические включения.

Для выявления указанного эффекта дифференциации в каждой породе серии Малосемячинского центра (за счет выделения в ней фенокристаллов) и для сравнения направлений индивидуальных путей дифференциации с общими для всей серии были рассчитаны составы ассоциаций вкрапленников более чем в двух третях изученных образцов и графически вычтены из валовых составов пород на диаграмме Харкера (рис. 48).

Триады фигуративных точек — кристаллы — валовый состав — основная масса, связанные коннодами-векторами, были нанесены на рис. 48 по барицентричному принципу. Величина векторов, соединяющих точки валовых составов и

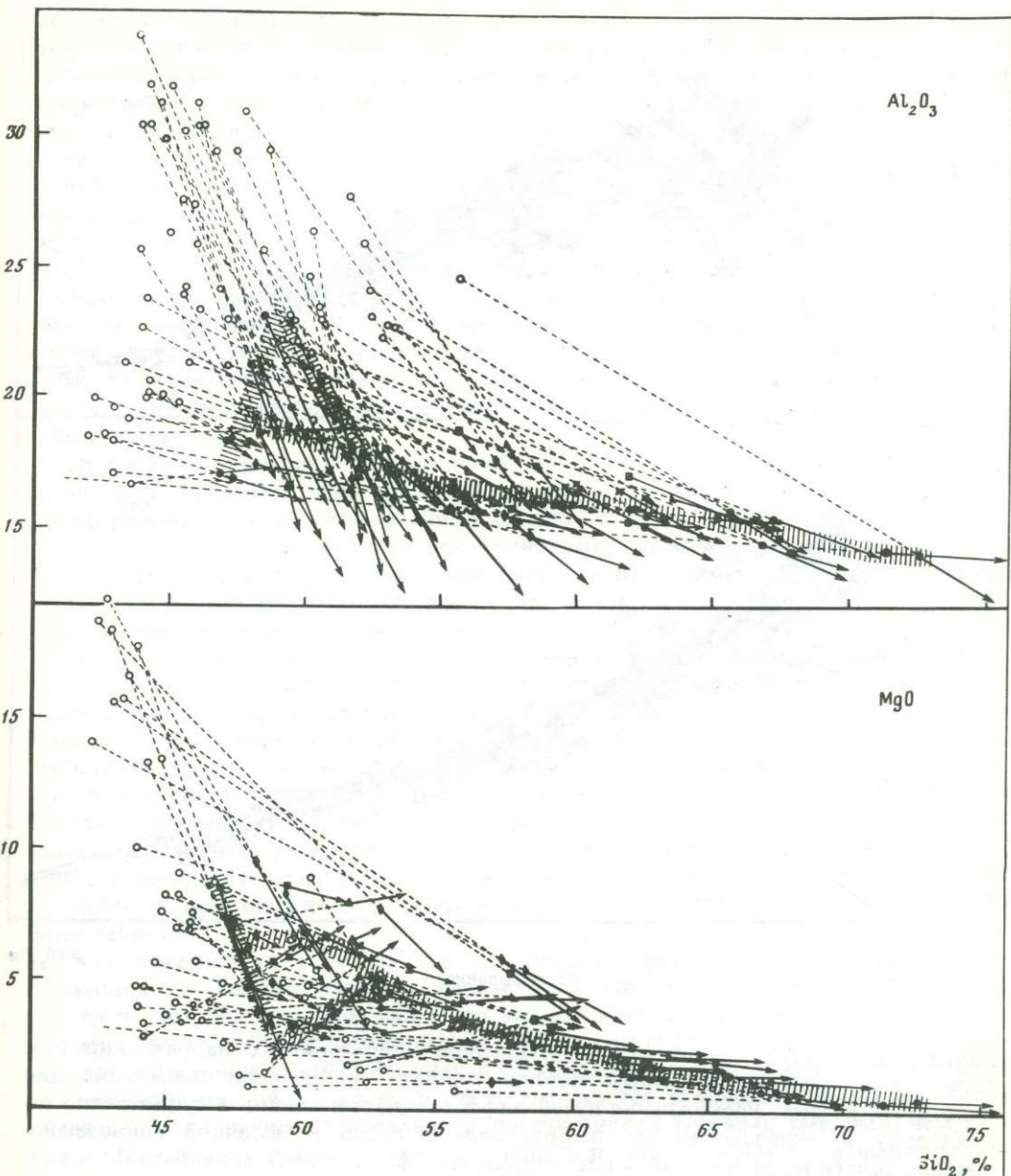


Рис. 48. Диаграмма вычитания кристаллической фазы из вулканитов серии Малосемячинского центра
 Залитые значки — фигуративные точки валовых составов пород, см. рис. 41 (с генерализацией по мегаритмам),
 кружки — составы их кристаллической фазы, острая векторов (индивидуальных трендов дифференциации каждой
 породы) — составы основной массы пород (остаточных жидкостей). Штриховкой показаны общесериальные вариации
 породобразующих компонентов

основной массы (т.е. индивидуальных путей дифференциации каждой породы), характеризует количественный эффект дифференциации, а направление их относительно общесериальных вариационных линий (или линий частных серий) показывает степень ее качественного соответствия путям дифференциации в серии.

Главной закономерностью, вскрываемой этими построениями, является резкая дискордантность индивидуальных трендов пород общесериальным вариационным

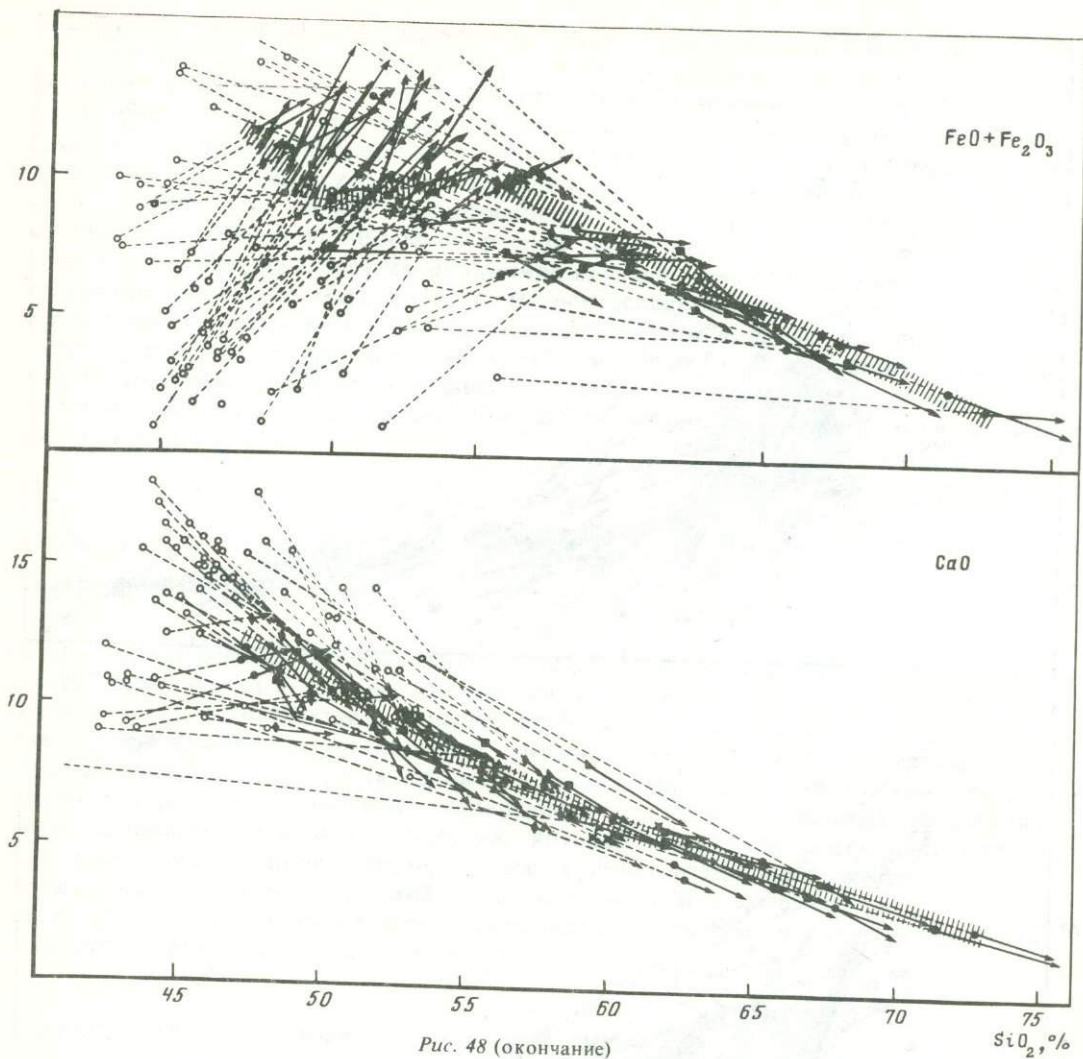


Рис. 48 (окончание)

линиям в области базальтов и постепенное сближение их направлений при переходе к средним и кислым породам вплоть до полного совпадения для некоторых из них. Расхождение путей дифференциации наиболее существенно по глинозему и окислам железа и обусловлено резко избыточной глиноземистостью (плагноклазовостью) кристаллической фазы почти всех базальтоидов. Вследствие этого их остаточная жидкость (основная масса) резко обедняется глиноземом при столь же резком обогащении окислами железа. Эта тенденция отчасти удовлетворяет лишь небольшому отрезку серии — обратной ветви "анортозитового зигзага", однако для большей части его пород кристаллическая фаза оказывается при этом избыточно-магнезиальной. Менее существенная, но также систематическая избыточная глиноземистость свойственна и кристаллической фазе средних—кислых пород.

Распределение магнезии и извести между кристаллической фазой и остаточными жидкостями ближе соответствует направлению сериальных трендов. Расхождение с ними направлений векторов уже в базальтах менее существенно, а к средним—кислым породам почти исчезает. Вычитание кристалличес-

кой фазы по окиси натрия показывает обогащение этим компонентом остаточных жидкостей — для базальтоидов избыточное, а для средних и кислых пород — соответствующее темпу его накопления в серии. Из-за высокой плотности роя фигуративных точек на диаграмме $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ и взаимного перекрытия сближенных векторов диаграмма вычитания для этого компонента опущена.

Во всех описанных выше частных сериях отдельных вулканических образований Малосемячинского центра наблюдаются те же закономерности: избыточная глиноземистость кристаллической фазы, обогащение базиса железом, максимальное расхождение трендов дифференциации в более основных частях серий и сближение в более кислых. Исключение составляет серия пород непрерывно-дифференцированного базальт-андезитового потока конуса Восточного. В нем при тех же закономерностях изменения взаимной ориентировки трендов вдоль серии кристаллическая фаза базальтоидов избыточно обогащена магнием (кумулятивным оливином), а основная масса — глиноземом и известью при нормальном распределении железа, соответствующем сериальному тренду [58].

Проведенное сравнение соотношений трендов отдельных пород и сериальных трендов показывает, что, несмотря на существенное сближение направлений дифференциации в области средних—кислых составов, необходимого совпадения трендов по всем компонентам, за немногими исключениями, не наблюдается. Следовательно, в целом выделение фазы вкрапленников с реально наблюдаемыми соотношениями минералов не обеспечивает направленной эволюции магматического вещества, свойственных серии.

На основании этого можно предположить, что 1) кристаллизация вообще не является причиной дифференциации серии и развивается по расплавам, состав которых предопределен другими процессами; 2) кристаллизация обеспечивает существующее разнообразие пород серии, но наблюдаемые в вулканитах сочетания минералов-вкрапленников образовались не во время процесса кристаллизационной дифференциации, а позднее и в других условиях, на пути подъема магм к поверхности, либо при кристаллизации по порциям гомогенных производных расплавов, чисто отделенным от глубинного кристаллизата, либо в результате искажения первичных котектических соотношений минералов глубинной ассоциации под действием гравитационной и гидродинамической сепарации.

Как показали расчеты баланса минеральных фаз, обеспечивающих кристаллизационную дифференциацию, справедливо второе предположение (во второй своей части). Расчеты выполнены по методу наименьших квадратов [129] программы "Минерал", составленной А.И. Шапкиным (ГЕОХИ АН СССР), на вычислительной машине ЕС-1032 Института вулканологии. Согласно методике, критерий удовлетворительной точности расчета выражается величиной суммы квадратов невязок (отклонений от идеального рассчитанного состава), меньшей, чем единица. При прочих равных условиях точность повышается при уменьшении интервалов между исходными и производными составами на линиях дифференциации. Составы минералов в смесях подбирались по данным микронзондовых анализов вкрапленников (преимущественно приведенных в табл. 3—12) так, чтобы они приблизительно соответствовали средним для каждого интервала.

В табл. 13—15 приведены расчеты минеральных смесей, фракционирование которых обеспечивает эволюцию магмы по "анортозитовому зигзагу". На анортозитовом тренде за исходный состав принят средний меланократовый базальт центра, вычисленный по семи анализам лав с $\text{MgO} > 7$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 < 18\%$; в качестве промежуточного взят приведенный в предыдущей главе состав среднего порфиروهого мезократового базальта, близкий к предполагаемому родоначальному для всей серии; и наконец, в качестве предельного производного анорто-

Таблица 13

Баланс фаз при дифференциации от меланократового (1) до мезократового (2) базальта

Окислы	Производный состав (2)	Фракционируемая фаза		Исходный состав (меланократовый базальт) (1)	Рассчитанный исходный состав	Невязка (r)
		OL	Срх			
SiO ₂	48,95	37,86	52,06	48,56	48,70	0,14
TiO ₂	0,94	0,02	0,35	0,70	0,87	0,17
Al ₂ O ₃	18,69	—	2,98	17,32	17,08	0,24
FeO	10,44	24,75	8,49	10,70	10,81	0,11
MnO	0,19	0,37	0,20	0,20	0,20	—
MgO	6,61	36,76	15,58	8,41	8,19	0,22
CaO	11,61	0,23	20,24	11,92	11,72	0,20
Na ₂ O	2,12	—	0,18	1,81	1,93	0,11
K ₂ O	0,42	—	—	0,37	0,38	0,01
Доля фазы, %	90,42	3,49	5,99		$\Sigma r^2 = 0,22$	

Оливин Fo_{72,3}; клинопироксен Wo_{41,6}En_{44,6}Fs_{13,8}

Таблица 14

Баланс фаз при дифференциации от мезократового (2) до наиболее высокоглиноземистого базальта

Окислы	Производный состав (ан. 22 в Приложении)	Фракционируемая фаза		Исходный состав мезократовый базальт) (2)	Рассчитанный исходный состав	Невязка (r)
		OL	Срх			
SiO ₂	48,91	37,86	52,06	48,95	48,60	0,35
TiO ₂	0,83	0,02	0,35	0,94	0,72	0,22
Al ₂ O ₃	22,78	—	2,98	18,69	19,08	0,39
FeO	9,21	24,75	8,49	10,44	10,52	0,08
MnO	0,15	0,37	0,20	0,19	0,17	0,02
MgO	2,78	36,76	15,58	6,61	6,92	0,31
CaO	12,39	0,23	20,24	11,61	12,20	0,59
Na ₂ O	2,51	—	0,18	2,12	2,09	0,03
K ₂ O	0,45	—	—	0,42	0,37	0,05
Доля фазы, %	81,94	8,42	9,64		$\Sigma r^2 = 0,78$	

Оливин Fo_{72,3}; клинопироксен Wo_{41,6}En_{44,6}Fs_{13,8}.

зитовой тенденции принят состав наиболее высокоглиноземистого (лейкократового) базальта центра (ан. 22 в Приложении). Он же, в свою очередь, является исходным для расчета фракционирования по обратной, антианортозитовой ветви "зигзага" до состава ферробазальта (ан. 11 в Приложении). Составы всех фаз пересчитаны на 100% без H₂O и P₂O₅ с Fe₂O₃ в виде FeO.

Таким образом, анортозитовый тренд можно представлять себе как путь дифференциации от меланократового базальта до наиболее высокоглиноземистого базальта за счет удаления около 27% смеси одних только мафических минералов (оливина 43% и авгита 57%). Однако петрографические данные о субсинхронной кристаллизации в базальтах обеих мафических фаз с плагиоклазом исключают такую возможность. Наиболее вероятно образование пород анорто-

Таблица 15

Баланс фаз при дифференциации от высокоглиноземистого базальта до ферробазальта

Окислы	Производный состав (ан. 11 в Приложении)	Фракционируемая фаза		Исходный состав (ан. 22 в Приложении)	Расчитанный состав	Невязка (r)
		P1	O1			
SiO ₂	51,80	45,26	37,07	48,91	49,07	0,16
TiO ₂	0,83	—	0,03	0,83	0,54	0,29
Al ₂ O ₃	16,95	34,73	—	22,78	22,62	0,16
FeO	12,89	0,60	30,08	9,21	8,84	0,37
MnO	0,22	0,04	0,32	0,15	0,16	0,01
MgO	4,02	0,03	32,00	2,78	2,94	0,16
CaO	9,54	18,31	0,26	12,39	12,32	0,07
Na ₂ O	3,12	0,98	0,02	2,51	2,35	0,16
K ₂ O	0,63	0,02	—	0,45	0,41	0,04
Доля фазы; %	65,10	33,85	1,05		$\Sigma r^2 = 0,33$	

Плагиоклаз An_{91,0}; оливин Fo_{65,1}.

зитового тренда из промежуточного состава базальта (близкого составу 2 и, по-видимому, соответствующего родоначальному для всей серии), относительно которого магнезиальные меланократовые и высокоглиноземистые лейкократовые разности базальтов взаимно комплементарны. Первые образовались в результате аккумуляции темноцветных минералов, удаленных из исходного состава при образовании вторых. Дифференциация, очевидно, происходит в поднимающейся магме путем гравитационного и гидродинамического разделения смеси субодновременно выделяющихся, но различных по плотности вкрапленников оливина, клинопироксена и плагиоклаза. Это подтверждается и существенным снижением магнезиальности оливина от меланократовых базальтов к наиболее высокоглиноземистым при почти постоянном составе плагиоклаза (см. рис. 18). Наряду с отсутствием афировых разностей среди пород, имеющих обсуждаемый крайний состав, это свидетельствует, что они никогда не представляли магматических жидкостей: меланократовые базальты — это породы, кумулятивно обогащенные оливином и клинопироксеном, а лейкократовые ("плагиотолейты") — остаточные обогащенные плагиоклазом.

Эволюция магмы по обратной, антианортзитовой ветви "зигзага" обеспечивается фракционированием почти чистого плагиоклаза основного состава в количестве, близком к реальному содержанию вкрапленников в наиболее высокоглиноземистых базальтах (табл. 15). Составы их основной массы (как, очевидно, и у других базальтов, полностью выделивших I парагенезис вкрапленников), таким образом, близки к ферробазальтовому; это здесь подтверждается и началом кристаллизации титаномагнетита.

Эволюция магм вдоль железистых трендов обеспечивается фракционированием смесей минералов I парагенезиса в почти постоянных пропорциях, отличающихся лишь для конкретных частных серий пород. Однако эти отличия менее существенны по сравнению с протоматматическими вариациями железистости и щелочности в исходных для них магмах. Это предопределяет образование "веера" железистых трендов с различным темпом обогащения их пород железом относительно кремнезема и щелочей (см. рис. 41, 47). Расчет фракционируемых минеральных ассоциаций выполнен для трех таких трендов с последовательно уменьшающейся степенью обогащения пород железом и смещением самих трендов из области толейтовых составов в область известково-щелочных: 1) для железистой части главного

Таблица 16

Баланс фаз при дифференциации от родоначального базальта серии до ферробазальта

Окислы	Производный состав (ан. 11 в Приложении)	Фракционируемая фаза			Исходный состав (ан. 175 в Приложении)	Расчитанный состав	Невязка (r)
		Pl	OI	Crx			
SiO ₂	51,80	44,33	37,89	50,89	49,36	49,31	0,05
TiO ₂	0,83	0,03	—	0,53	0,82	0,60	0,22
Al ₂ O ₃	16,95	35,06	—	3,60	18,53	18,54	0,01
FeO	12,89	0,70	21,56	8,19	10,68	10,85	0,17
MnO	0,22	0,02	0,43	0,26	0,19	0,20	0,01
MgO	4,02	0,04	39,93	15,30	6,32	6,28	0,04
CaO	9,54	18,68	0,18	20,99	11,19	11,29	0,10
Na ₂ O	3,12	1,10	—	0,24	2,42	2,36	0,06
K ₂ O	0,63	0,04	—	—	0,48	0,44	0,04
Доля фазы, %	68,48	19,29	6,73	5,50		$\Sigma r^2 = 0,10$	

Плагноклаз An_{90,1}; оливин Fo_{76,4}; клинопироксен Wo_{43,0}En_{43,5}Fs_{13,5}.

тренда серии — от состава ее предполагаемого родоначального базальта до ферробазальта (табл. 16); 2) для частной серии лав Кайно-Семячика — от исходного базальта середины ритма КС₃ до ферроандезито-базальта последнего эффузивного извержения (табл. 17); 3) для непрерывно-дифференцированного потока побочного конуса Северного — от основного оливин-кумулятивного андезита его заключительных порций до слегка обогащенного магнетитом кислого андезита начала извержения (табл. 18).

Накопление железа в породах этих трендов сопровождается снижением их кристалличности в результате уменьшения количества и размеров вкрапленников I парагенезиса. Наиболее железистые дериваты представлены афировыми — субафировыми ферробазальтами, андезито-базальтами и андезитами или породами, содержащими во вкрапленниках минералы только II парагенезиса (андезитами). Их фигуративные точки располагаются на концах железистых трендов и на диаграммах (см. рис. 41, 47) группируются вдоль ограничивающей их линии максимальной относительной железистости, являющейся одновременно щелочно-кремнеземистой частью главного тренда серии (или главным щелочно-кремнеземистым трендом). В координатах этих диаграмм она также является границей смены основных направлений дифференциации: лишь после того как расплав достигает максимальной железистости, начинается кристаллизация минералов II, магнетитсодержащего парагенезиса, обуславливающая продолжение эволюции магмы уже в щелочно-кремнеземистом направлении (серии со "шпинелевым изломом") [44]. Однако, совпадая с главным трендом по соотношению большинства породообразующих окислов, эти щелочно-кремнеземистые продолжения различных железистых трендов отличаются по наследуемому ими различному отношению K₂O/Na₂O (см. рис. 44).

Как видно на рис. 41, 47, частные серии и отдельные точки большей части пород среднего—кислого состава не попадают на линию максимальной железистости, располагаясь преимущественно в области более высоких содержаний глинозема. Положение главного щелочно-кремнеземистого тренда является предельным для анализируемых тенденций эволюции. Судя по петрографическим данным, не попадающие на него породы уклоняются от котектических составов и содержат либо смешанную (недоразделенную) кристаллическую фазу из мине-

Таблица 17

Баланс фаз при дифференциации от исходного базальта Кайно-Семячика до ферроандезито-базальта

Окислы	Производный состав (ан. 158 в Приложении)	Фракционируемая фаза			Исходный состав (ан. 147 в Приложении)	Расчитанный состав	Невязка (r)
		Pl	OI	Cpx			
SiO ₂	55,94	45,30	37,89	50,89	51,92	51,96	0,04
TiO ₂	0,66	0,04	—	0,53	0,72	0,47	0,25
Al ₂ O ₃	16,48	34,30	—	3,60	18,60	18,63	0,03
FeO	10,43	0,77	21,56	8,19	9,34	9,11	0,23
MnO	0,13	—	0,43	0,26	0,17	0,13	0,04
MgO	3,19	0,13	39,30	15,30	5,71	5,80	0,09
CaO	8,24	17,85	0,18	20,99	10,15	10,09	0,06
Na ₂ O	3,48	1,53	—	0,24	2,40	2,67	0,27
K ₂ O	1,45	0,05	—	—	0,92	0,98	0,06
Доля фазы, %	67,02	21,79	7,88	3,17		$\Sigma r^2 = 0,21$	

Плаггиоклаз An_{86,4}; оливин Fo_{76,3}; клинопироксен Wo_{43,0}En_{43,5}Fs_{13,5}.

Таблица 18

Баланс фаз при дифференциации от основного до кислого андезита в потоке конуса Северного

Окислы	Производный состав (ан. 106 в Приложении)	Фракционируемая фаза			Исходный состав (ан. 108 в Приложении)	Расчитанный состав	Невязка (r)
		Pl	OI	Cpx			
SiO ₂	62,21	44,33	40,25	50,60	57,90	57,83	0,07
TiO ₂	0,84	0,03	—	0,66	0,75	0,64	0,11
Al ₂ O ₃	15,44	35,06	—	4,19	16,88	16,90	0,02
FeO	7,56	0,70	16,94	7,77	7,25	7,48	0,23
MnO	0,15	0,02	0,21	0,24	0,16	0,14	0,02
MgO	1,42	0,04	42,42	14,04	5,39	5,37	0,02
CaO	5,82	18,68	0,17	22,42	7,59	7,69	0,10
Na ₂ O	3,95	1,10	—	0,09	2,66	3,10	0,43
K ₂ O	2,10	0,04	—	—	1,41	1,56	0,15
Доля фазы, %	73,35	15,12	9,32	2,21		$\Sigma r^2 = 0,30$	

Плаггиоклаз An_{90,1}; оливин Fo_{81,5}; клинопироксен Wo_{46,5}En_{40,5}Fs_{13,0}.

ралов I и II парагенезисов, либо фазу II парагенезиса, частично сепарированную с потерей, главным образом титаномагнетита. С отсадкой этой высокоплотной фазы связано и упомянутое отсутствие порфировых аналогов у пород ряда ферробазальт—ферроандезит. При их кристаллизации удаление титаномагнетита из котектической смеси II парагенезиса особенно существенно смещает составы с линии главного тренда. Продуктами этого процесса должны быть, очевидно, породы типа высококристаллических андезито-базальтов и частично гиперстеновых базальтов.

Расчет минеральных смесей, фракционируемых при эволюции магмы в щелочно-кремнеземистом направлении, выполнен для главного тренда серии по пяти интервалам — от ферробазальта до состава остаточного стекла риолито-дацита (табл. 19—23). Для афировых пород тренда использовались составы минералов-вкрапленников из ближайших по составу порфировых вулканитов.

Таблица 19

Баланс фаз при дифференциации от ферробазальта до ферроандезито-базальта¹

Окислы	Производный состав (ан. 13 в Приложении)	Фракционируемая фаза				Исходный состав (ан. 11 в Приложении)	Рассчитанный состав	Невязка (r)
		Pl	Srx	Opx	Mt			
SiO ₂	54,17	52,61	52,04	53,32	0,11	51,80	51,80	0,00
TiO ₂	1,11	0,04	0,54	0,29	10,48	0,83	1,42	0,59
Al ₂ O ₃	16,13	29,51	2,15	1,18	3,38	16,95	16,96	0,01
FeO	10,01	0,81	10,79	17,58	78,06	12,89	12,81	0,08
MnO	0,21	—	0,29	0,44	0,86	0,22	0,22	0,00
MgO	3,06	0,09	14,78	24,91	2,97	4,02	4,08	0,06
CaO	7,30	12,94	19,23	2,22	—	9,54	9,53	0,01
Na ₂ O	3,89	3,69	0,18	0,05	—	3,12	3,10	0,02
K ₂ O	1,13	0,30	—	—	—	0,63	0,70	0,07
Доля фазы, %	54,25	25,60	11,05	2,06	7,04	$\Sigma r^2 = 0,37$		

Использованы составы вкрапленников гиперстенового базальта (ан. 137 в Приложении): плагиоклаз An_{64,7}; клинопироксен Wo_{39,7}En_{42,4}Fs_{17,9}; ортопироксен Wo_{4,4}En_{68,0}Fs_{27,6}.

¹ В пересчете без H₂O и P₂O₅ — андезит.

Таблица 20

Баланс фаз при дифференциации от ферроандезито-базальта¹ до ферроандезита

Окислы	Производный состав (ан. 18 в Приложении)	Фракционируемая фаза				Исходный состав (ан. 13 в Приложении)	Рассчитанный состав	Невязка (r)
		Pl	Srx	Opx	Mt			
SiO ₂	61,25	52,61	52,04	53,32	0,11	57,14	57,13	0,01
TiO ₂	1,15	0,04	0,54	0,29	10,48	1,11	1,34	0,23
Al ₂ O ₃	15,88	25,51	2,15	1,18	3,38	16,13	16,14	0,01
FeO	7,58	0,81	10,79	17,58	78,06	10,01	9,98	0,03
MnO	0,23	—	0,29	0,44	0,36	0,21	0,21	0,00
MgO	2,17	0,09	14,78	24,91	2,97	3,06	3,09	0,03
CaO	5,63	12,94	19,23	2,22	—	7,30	7,30	0,00
Na ₂ O	4,46	3,69	0,18	0,05	—	3,89	3,84	0,05
K ₂ O	1,65	0,30	—	—	—	1,13	1,27	0,14
Доля фазы, %	74,39	13,38	6,86	1,26	4,12	$\Sigma r^2 = 0,08$		

Составы минералов см. в табл. 19.

¹ См. примечание к табл. 19.

Для интервала от риодацита (включенного в тренд афировых пород на основании субкотектического состава ассоциации его вкрапленников, (см. рис. 48) до остаточного риолитового стекла использован состав его пироксенов, несколько более щелочной (с учетом микролитов) состав плагиоклаза и в целях сокращения допускаемого программой расчета количества фаз состав титаномагнетита из дацита вместо свойственной ему пары низкотитанистый магнетит — ильменит. В этих же целях не учитывалась и фаза апатита.

По расчетам на рис. 49 показана степень кристаллизации (базальтовой магмы, родоначальной для серии), необходимая для достижения каж-

Таблица 21

Баланс фаз при дифференциации от ферроандезита по дацита

Окислы	Производный состав (ан. 80 в Приложении)	Фракционируемая фаза				Исходный состав (ан. 18 в Приложении)	Рассчитанный состав	Невязка (r)
		Pl	Срх	Орх	Mt			
SiO ₂	65,33	54,66	52,31	53,85	0,08	61,25	61,24	0,01
TiO ₂	0,90	0,06	0,43	0,28	10,67	1,15	1,04	0,11
Al ₂ O ₃	15,18	28,27	1,32	0,90	2,85	15,88	15,90	0,02
FeO	5,69	0,75	8,71	17,09	83,08	7,58	7,59	0,01
MnO	0,14	—	0,73	0,94	0,73	0,23	0,18	0,05
MgO	1,33	0,09	15,33	25,19	2,42	2,17	2,19	0,02
CaO	4,29	10,55	20,91	1,68	—	5,63	5,64	0,01
Na ₂ O	4,76	5,33	0,25	0,05	0,16	4,46	4,45	
K ₂ O	2,38	0,28	—	—	—	1,65	1,87	0,22
Доля фазы, %	77,01	14,29	3,80	1,97	2,93		$\Sigma r^2 = 0,07$	

Использованы составы минералов из порфировых андезитов (ан. 54 и 75 в Приложении): плагиоклаз An_{51,8}; клинопироксен Wo_{42,1}En_{43,0}Fs_{14,9}; ортопироксен Wo_{3,3}En_{69,0}Fs_{27,7}.

Таблица 22

Баланс фаз при дифференциации от дацита до риолито-дацита

Окислы	Производный состав (ан. 51 в Приложении)	Фракционируемая фаза				Исходный состав (ан. 80 в Приложении)	Рассчитанный состав	Невязка (r)
		Pl	Срх	Орх	Mt			
SiO ₂	72,36	54,66	52,31	53,85	0,08	65,33	65,36	0,03
TiO ₂	0,30	0,06	0,43	0,28	10,67	0,90	0,64	0,26
Al ₂ O ₃	14,31	28,27	1,32	0,90	2,85	15,18	15,25	0,07
FeO	2,87	0,75	8,71	17,09	83,08	5,69	5,72	0,03
MnO	0,08	—	0,73	0,94	0,73	0,14	0,12	0,02
MgO	0,42	0,09	15,33	25,19	2,42	1,33	1,25	0,08
CaO	2,23	10,55	20,91	1,68	—	4,29	4,27	0,02
Na ₂ O	4,38	5,23	0,25	0,05	0,16	4,76	4,12	0,64
K ₂ O	3,04	0,28	—	—	—	2,38	2,32	0,06
Доля фазы, %	75,64	15,57	4,66	0,51	3,60		$\Sigma r^2 = 0,49$	

Составы минералов см. в табл. 21.

дого из выбранных составов; также показаны соответствующие пропорции фракционируемых минеральных фаз [123]. При дифференциации по главному тренду серии из исходного высокоглиноземистого базальта потенциально может быть получено до 37% андезита, 18—23% дацита и 13,5% риолита. Темп нарастания кремнеземистости дериватов прогрессивно увеличивается к заключительным стадиям кристаллизации.

Таким образом, для всех основных направлений эволюции в серии могут быть подобраны необходимые сочетания минералов, слагающих вкрапленники, фракционирование которых способно обеспечить образование соответствующих этим направлениям спектров пород. Такие ассоциации минералов реально существуют в виде кристаллических включений и гломеропорфировых сростков, выносимых вулканитами, — обломков комплементарного им глубинного кристал-

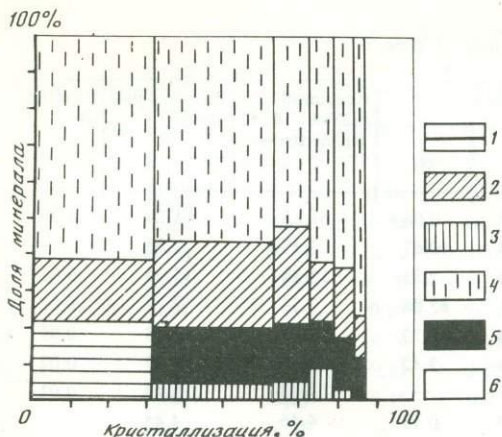


Рис. 49. Степень кристаллизации магмы и соотношения минеральных фаз при дифференциации по главному тренду серии (пояснения см. в тексте)

лизата; это и является решающим аргументом в пользу кристаллизационной дифференциации как основного механизма петрогенезиса [59].

Существо процесса, обуславливающего переход от магм толентового типа к известково-щелочным и связанную с ним множественность железистых трендов дифференциации, остается проблематичным, несмотря на то что этот переход отчасти

непосредственно проявляется в сериях пород небольших по объему непрерывно-дифференцированных потоков конусов Северного и Восточного (ан. 108, 109 и 134—136 в Приложении; см. рис. 41, 47). За единичными исключениями все базальтоиды серии, кроме высокожелезистых, порфиновые и часто кумулятивные с неизвестной степенью отклонения от котектических составов, поэтому изменение вещественных характеристик при этом переходе удобнее всего проследить в ряду пород, исходных для железистых трендов, с их субкотектическими или слабо кумулятивными составами.

Вполне ясно, что эволюция базальтоидов в известково-щелочном направлении происходит на протомагматической, "дожелезистой" стадии, т.е. до начала кристаллизации котектической смеси I парагенезиса, и прекращается с началом ее выделения. В петрохимическом отношении она выражается увеличением содержания кремнезема, щелочей и возрастанием калий-натрового отношения при сравнительно умеренном снижении концентраций магнезии и глинозема и наиболее существенном — окислов железа и извести. Ни одна из раннемагматических минеральных фаз, присутствующих в вулканитах серии, и даже их сочетание не может до начала кристаллизации II парагенезиса обеспечить это

Таблица 23

Баланс фаз при дифференциации от риолито-дацита до риолита

Окислы	Производный состав (ан. 18 в табл. 8)	Фракционируемая фаза				Исходный состав (ан. 51 в Приложении)	Рассчитанный состав	Невязка (r)
		Pl	Crx	Orx	Mt			
SiO ₂	76,00	58,59	53,82	54,07	0,08	72,36	72,34	0,02
TiO ₂	0,22	0,03	0,28	0,12	10,67	0,30	0,40	0,10
Al ₂ O ₃	13,13	25,87	1,07	0,31	2,85	14,31	14,31	0,00
FeO	1,19	0,38	9,72	20,90	83,08	2,87	2,85	0,02
MnO	0,08	0,04	0,70	1,07	0,73	0,08	0,10	0,02
MgO	0,19	—	14,69	22,34	2,42	0,42	0,47	0,05
CaO	1,15	7,53	19,65	1,14	—	2,23	2,24	0,01
Na ₂ O	4,28	7,12	0,05	0,03	0,16	4,38	4,48	0,10
K ₂ O	3,76	0,44	—	—	—	3,04	3,28	0,19
Доля фазы, %	84,21	12,05	1,81	—	1,95	$\Sigma r^2 = 0,06$		

Плагиоклаз An_{36,0}Or_{2,5}; клинопироксен Wo_{40,7}En_{42,4}Fs_{16,9}; ортопироксен Wo_{2,3}En_{62,9}Fs_{34,8}; титаномагнетит см. в табл. 22.

направление эволюции. В область известково-щелочных составов смещаются базальтоиды, в которых кристаллизуется II парагенезис при неполном фракционировании ранее выделившегося I, с некоторой потерей новообразованного титаномагнетита. Это отчасти (за исключением повышенной калиевости) объясняет происхождение гиперстеновых базальтов и подобных им основных вулканитов с частично разделенными (или, позднее, смешанными) парагенезисами вкрапленников. Однако такой механизм приобретения породами некоторых известково-щелочных характеристик, очевидно, не имеет отношения к существу обсуждаемой протомагматической эволюции с образованием однородных известково-щелочных расплавов.

В петрографическом составе указанного ряда пород, исходных для железистых трендов (в меньшей степени лав последних порций непрерывно-дифференцированных потоков), это направление выражается увеличением количества кислого остаточного стекла и характерным изменением состава и соотношений минералов-вкрапленников в котектических ассоциациях, обеспечивающих последующее железистое направление эволюции. В ряду трех железистых трендов, проверенных расчетами (см. табл. 16—18), в этих ассоциациях последовательно уменьшается доля клинопироксена, снижается вариативность составов плагиоклаза и оливина, увеличивается магнезиальность последнего. Так, если в серии базальтов, близких к первому, наиболее железистому из этих трендов (так же как и в базальтах аналогичного по результату "анортозитового зигзага"), диапазон изменения состава вкрапленников плагиоклаза An_{96-78} , а оливина Fo_{80-65} , то в андезитовых лавах конуса Северного и в подобной им непрерывно-дифференцированной базальт-андезитовой серии конуса Восточного составы этих минералов стабилизированы на уровне An_{92-90} и Fo_{82-80} . Эволюция базальтов в известково-щелочном направлении повышает контрастность составов фаз в ходе их последующей кристаллизации и петрогенетическую эффективность их разделения.

Эти особенности минералогии соответствуют отмеченному изменению химизма в ряде обсуждаемых составов. Менее существенное снижение концентрации глинозема сравнительно с известью, входящей преимущественно в плагиоклаз, способствует (как и рассмотренное выше накопление воды в расплаве) сохранению его основности вследствие уменьшения доли высококальциевого пироксена в котектике. Для оливина состав и степень его изменчивости прямо коррелируются с исходным содержанием и степенью последующего абсолютного накопления железа в магмах более или менее железистых трендов. При дифференциации лав конусов Северного и Восточного в отличие от первых двух трендов абсолютного накопления железа почти не происходит (см. рис. 47).

В связи с описанной направленностью изменений в минералогии базальтоидов, эволюционирующих в известково-щелочном направлении, намечается определенный минералогический контроль возможных пределов этой эволюции. Как видно на рис. 41, 47, тренд лав конуса Северного, наименее железистый и наиболее смещенный в область известково-щелочных составов, занимает фактически предельное крайнее положение: рой фигуративных точек за ним резко сужается. Еще более смещенные в эту сторону тренды при сохранении тенденции изменения их ориентировки характеризовались бы уже не увеличением и не постоянством абсолютного содержания железа, а уменьшением его. Это в свете зависимости, указанной для оливина, потребовало бы невозможной для него эволюции к более магнезиальным составам. Еще более существен эффект дальнейшего снижения содержания в магме извести, необходимого при таком гипотетическом смещении трендов: оно обусловило бы переход к бесклинопироксеновым, корунд-нормативным составам.

Геологические условия проявления известково-щелочных вулканитов в ассоциации с толеитовыми свидетельствуют о том, что они не представляют самостоятель-

ных выплавок или продуктов их дифференциации, а появляются в результате преобразования исходной толеитовой магмы на верхних уровнях магматических колонн или очагов. Как можно судить по непрерывно-дифференцированным потокам и по последовательности более крупномасштабных проявлений вулканизма — переходу от кальдерообразующих извержений известково-щелочных вулканов к последующему этапу внутрикальдерных излияний толеитов, — на некоторой глубине в магмопроводящей системе известково-щелочная магма подстилается толеитовой. Масштабы ее преобразования, как и степень дифференциации в целом, коррелируются с длительностью перерывов в вулканической активности.

С этими представлениями плохо согласуется, на наш взгляд, и гипотеза образования известково-щелочных расплавов в результате глубинной контаминации толеитовой магмы пелитовыми осадками, которую привлекают для объяснения высокой глиноземистости базальтов [3, 103]. Родоначальный базальт малосемянчинской серии является высокоглиноземистым толеитом. Приповерхностная контаминация, как показывает описанный выше пример образования гибридной оторочки вокруг плавленного включения в базальте, обогащает промежуточный расплав кремнеземом и щелочами, но не обеспечивает изменения соотношений последних и необходимой однородности расплава.

Тщательной проверке была подвергнута принятая ранее [59] гипотеза Осборна [44] о переходе толеитовой магмы в известково-щелочную вследствие раннемагматической глубинной сепарации шпинели и богатого кальцием пироксена: в микровключениях в высокомагнезиальном оливине был установлен парагенезис шпинели и фассаита (см. табл. 3). Вычитание его из толеитового базальта обеспечивает необходимую стехиометрию производных составов по всем окислам, кроме щелочей, при особенно существенном дефиците калия. Кроме того, в виде твердофазных микровключений в породах малосемянчинской серии установлена только хромистая шпинель, и при низких содержаниях окиси хрома в базальтах (0,007—0,009%, по данным нескольких анализов) количество ее не может превысить долей процента, в то время как необходимое содержание должно быть более чем на порядок выше.

Главная проблема перехода от толеитовых к известково-щелочным магмам — повышение калиевости — не разрешается и с помощью механизма эманационной дифференциации [96]. На данном этапе исследований наиболее приемлемой для объяснения эволюции базитов в известково-щелочном направлении представляется концепция смешения магм, находящихся на разных стадиях дифференциации [111, 116]. Для ее проверки был выполнен расчет баланса вещества при смешении родоначального базальта серии и его конечного риолитового дифференциата (стекло риодацита), подходящего по соотношению щелочей (см. рис. 44). В качестве продукта такого смешения испытывался состав основного андезита конуса Северного, как наиболее продвинутый по пути известково-щелочной эволюции исходного базальта. Состав последнего должен был получиться при моделировании обратного хода проверяемого процесса — путем вычитания из состава андезита состава риолита. Для компенсации неизвестной степени аккумуляции вкрапленников в андезите в число вычитаемых фаз были введены оливин, плагиоклаз и клинопироксен (табл. 24).

Расчет показал удовлетворительный баланс всех фаз при некотором дефиците клинопироксена. В качественном отношении он отвечает вышеописанной тенденции изменения химизма и минералогии базитов на известково-щелочном пути эволюции, однако его конкретное отрицательное значение может отражать, как отмечалось, некоторую эволюцию базальтового состава, принятого за родоначальный. Расчет подтверждает, что известково-щелочной путь прототоматической эволюции базитов центра может быть интерпретирован как смешение крайних составов главного тренда дифференциации, искажаемое кумуляцией вкраплен-

Таблица 24

Баланс фаз для модели смешения базальтового и риолитового расплава с образованием андезита

Окислы	Производный состав (ан. 175 в Приложении)	Фракционируемая фаза				Исходный состав (ан. 108 в Приложении)	Расчитанный состав	Невязка (r)
		риолит	PL	OL	Срх			
SiO ₂	49,36	76,00	44,33	40,25	50,60	57,90	57,88	0,02
TiO ₂	0,82	0,22	0,33	—	0,66	0,75	0,54	0,21
Al ₂ O ₃	18,53	13,13	35,06	—	4,19	16,88	16,88	0,00
FeO	10,68	1,19	0,70	16,94	7,77	7,25	7,25	0,00
MnO	0,19	0,08	0,02	0,21	0,24	0,16	0,15	0,01
MgO	6,32	0,19	0,04	42,42	14,04	5,39	5,41	0,02
CaO	11,19	1,15	18,68	0,17	22,42	7,59	7,63	0,04
Na ₂ O	2,42	4,28	1,10	—	0,09	2,66	2,90	0,24
K ₂ O	0,48	3,76	0,04	—	—	1,41	1,56	0,15
Доля фазы, %	57,43	33,94	5,06	4,25	0,68		$\Sigma r^2=0,13$	

Риолит — см. ан. 18 в табл. 8, остальные фазы см. в табл. 18.

ников. Этому не противоречит и вероятное наличие минералогического контроля процесса: пределы смешения могут ограничиваться образованием промежуточных соединений [41], какими в данном случае должны быть минералы глинозема, известные в кислых магматитах. Проблему представляет лишь конкретный механизм смешения магматических жидкостей с различными плотностью и температурой [120].

Таким образом, все разнообразие пород серии объяснимо кристаллизационной дифференциацией, как главным петрогенетическим процессом, осложненным и потенциально усиленным эпизодами смешения магм на разных стадиях его развития.

Общую картину магматической эволюции в сложнодифференцированной серии иллюстрируют рис. 50 и 51. Первый из них представляет объемную схему роя фигуративных точек серии (в проекциях изображенного на рис. 47) в виде системы ее дифференционных трендов и линии смешения крайних составов. Их топология подчеркивает принципиальное отличие этих противоположных по направленности процессов: биполярного процесса смешения и триполярного как минимум процесса дифференциации, включающего обязательное образование промежуточных высокожелезистых дериватов невоспроизводимых смешением. На диаграмме видно, что породы сходного состава могут быть получены разными путями. На ней также отражено, что на главном тренде существует целый спектр составов — от ферробазальта до андезита, который может представлять результат эволюции по множеству железистых трендов (от различных по содержанию железа исходных базальт-андезитовых жидкостей), или по одному из железистых, а затем по щелочно-кремнеземистому тренду. Первый случай предполагает два этапа и сочетание двух процессов преобразования магматического вещества: модификацию родоначального базальта серии путем смешения, определяющего железистость гибридного расплава и тем самым наклон железистых трендов, и последующее выделение кристаллизата I парагенезиса, обеспечивающее эволюцию расплава по одному из них. Во втором случае имеют место три последовательных этапа: по завершении двух вышеуказанных и с достижением расплавом наиболее железистого состава начинается фракционирование габброидной смеси II парагенезиса со смещением остаточного расплава вдоль щелочно-кремнеземистого тренда. При наличии в его магмах кристаллической фазы II парагенезиса, не пол-

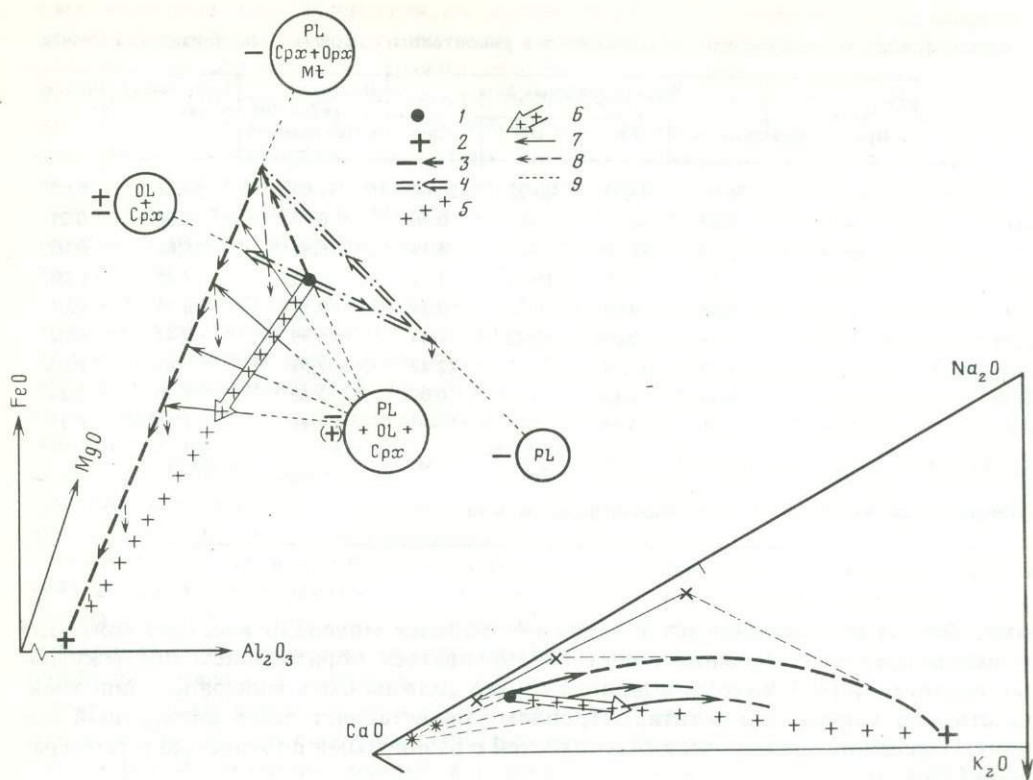


Рис. 50. Общая схема эволюции в сложнодифференцированной серии пород Малосемячинского центра
 1 — родоначальная магма высокоглиноземистого толеита; 2 — конечный риолитовый дифференциат; 3 — главный тренд эволюции (афировых вулканитов); 4 — "анортзитовый зигзаг" эволюции (анортзитовый и антианортзитовый тренды); 5 — линия смещения родоначального базальта и производного риолита; 6 — тренд эволюции в известково-щелочном направлении; 7 — железистые тренды; 8 — линии смещения составов при селективной отсадке титаномагнетита; 9 — линии фракционирования минеральных ассоциаций (в кружках), обеспечивающих соответствующие направления дифференциации

Рис. 51. Схема основных направлений эволюции пород центра в координатах CaO—Na₂O—K₂O

Стрелками показаны железистые тренды (утолщенной — железистая часть главного тренда); остальные обозначения см. на рис. 41 и 50

ностью отделенной на глубине, их составы дополнительно модифицируются селективной отсадкой титаномагнетита и в меньшей мере пироксенов с остаточным обогащением магм плагиоклазом. Этот процесс может "усилить" не только известково-щелочные характеристики пород, теряющих часть магнетита [116], но и "толеитовость" более основных магм глубинных горизонтов, где тонущий магнетит подвергается частичному растворению [58], и приводит, таким образом, к общему повышению контрастности сериальных признаков.

Сходные составы пород (почти одинаковые по соотношениям кремнезема, железа, магнезии и глинозема), полученные разными путями, различаются по количеству и соотношениям щелочей.

Вне зависимости от конкретных комбинаций путей дифференциации любой состав в серии пород Малосемячинского центра (рис. 50, 51) может быть представлен в виде смеси трех основных компонентов-котектик; безмагнетитовых оливиновых габброидов (эвкрит-алливалитов), рудного габбро-норита и гранита. Эта ассоциация подобна дискретному набору пород габбро-гранитных формаций и соответствует установленной в серии дискретности ряда минеральных парагенезисов.

РЕКОНСТРУКЦИЯ МЕХАНИЗМА ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМЫ. СООТНОШЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ПЛУТОНИЧЕСКИХ ФАЦИЙ

После исследования характера петрогенезиса попытаемся систематизировать признаки и тенденции, позволяющие судить о месте, условиях и конкретных механизмах хода этих процессов.

Данные по петрологии вулканитов и включений, изложенные выше, определяют соответствие верхней границы области дифференциации уровню вскипания магмы ($P_{\text{летуч}} = P_{\text{общ}}$) — наименее глубокому для родоначального базальтового расплава, мало насыщенного летучими-плавнями, и все более понижающемуся для производных расплавов, накапливающих летучие пропорционально степени их дифференциации. В связи с этим специализация основных направлений эволюции вещества по интервалам составов в серии, т.е. по степени продвинутости дифференционного процесса (анортзитовое направление — для базальтов, наиболее железистое — до ферробазальтов, щелочно-кремнеземистое — до кислых пород), указывает, очевидно, что порядок их последовательной смены отражает также и их специализацию по уровням глубин, на которые постепенно распространяется процесс дифференциации. Для примитивного анортзитового типа, обусловленного сепарацией смеси свободно-взвешенных минералов, это наименьшие глубины; для железистого направления дифференциации (агрегатной кристаллизации в очаге, если судить по отделению афировых дериватов) — средние глубины, для щелочно-кремнеземистого — наибольшие глубины. При этом расплав не должен проходить все указанные главные направления эволюции в качестве обязательных стадий единого процесса дифференциации. Так, с увеличением его глубинности переход от выделения сепарируемой взвеси минералов к преимущественно агрегатной их кристаллизации приведет к вырождению анортзитового тренда и на уровнях проявления дифференциации железистого направления состав расплава будет следовать ему сразу от исходного базальта, минуя "анортзитовый зигзаг". А начиная с глубин, присутствующих щелочно-кремнеземистому направлению, возрастание возможностей "разбавления" исходного толеита кислыми дериватами потенциально будет способствовать все большему изменению направлений железистых трендов в сторону быстро возрастающего обогащения расплавов щелочами и кремнеземом при уменьшении темпа и возможных пределов нарастания железистости.

Менее определенно нижнее ограничение области дифференциации, однако достаточно ясно как общий интервал глубин, так и существенно ювенильный характер ее развития. Отсутствие барофильных минералов в вулканитах и включениях серии Малосемячинского центра и, напротив, развитие в них одинаковых минеральных ассоциаций, легко вступающих в реакции при высоких давлениях (оливин+анортит) [40]; абсолютное преобладание структур магматической кристаллизации во всех породах (не исключаящее локальных явлений резорбции минералов или плавления включений); высокая однородность кристаллической фазы в серии на интервалах последовательного выделения двух главных парагенезисов минералов (или неоднородность пород промежуточных составов лишь в рамках смешения или неполного разделения этих же парагенезисов) и, главное, соответствие закономерно сочетающихся путей дифференциации в серии фракционированию реальных минеральных ассоциаций низких давлений — все это свидетельствует о кристаллизации и регрессивной эволюции магмы в условиях коровых глубин и об отсутствии масштабной ее контаминации посторонним веществом. Исходная базальтовая магма Малосемячинского центра, очевидно, проходила стадию полного отделения от кристаллического вещества области ее первичного выплавления. В то же время обычное присутствие в вулканитах макро- и микрообломков кристаллического вещества, которому они родственны "по нисходящей линии", а также приведенные аргументы в пользу смешения магм указывают на широкое развитие процессов автоконтаминации.

Суждение о месте развития дифференциации и осложняющих ее процессов на основе вещественных признаков пород подтверждается и с точки зрения геологических закономерностей проявления вулканического магматизма. Долговременное, в течение тысячелетий, устойчивое положение вулканических жерл, обеспечивающее рост стратовулканов, указывает на близость к поверхности верхних частей их питающих резервуаров; такая устойчивость объяснима лишь ориентировкой постоянных, длительно существующих мантийных магматических колонн, достигающих высоких горизонтов коры. Под многими вулканами они зафиксированы по геофизическим данным в виде цилиндрических аномальных зон, иногда осложненных раздувами (вероятные промежуточные и периферические очаги) [66, 69, 102; и др.]. Очевидно, что в такой обстановке невозможно поднятие магмы для каждого извержения непосредственно из мантии: в общем случае она должна подниматься путем последовательного "проталкивания" всей колонны и первыми на поверхности должны появляться ее головные, наиболее дифференцированные порции. Это прямо подтверждается извержениями непрерывно-дифференцированных вулканитов. Это означает также, что процесс кристаллизации и дифференциации в вертикально-протяженной системе магматического питания вулканов захватывает сразу некоторый интервал глубин, приводя к расщеплению магмы по составу соответственно градиентам интенсивных параметров.

Такой порядок истечения магмы почти исключает возможность проявления в породах полигенных вулканов ранних глубинных ассоциаций минералов — вкрапленников—"реликтов" или включений плавящегося субстрата. Их появление возможно лишь в самые начальные этапы заложения магмопроводящих вулканических систем, в обстановке быстрого первичного прорыва мантийной магмы на поверхность. При остановках и самой минимальной дифференциации расплава такая вероятность исчезает совершенно.

Согласованность рассмотренных фактов и закономерностей позволяет утверждать, что фаза вкрапленников всех пород серии и кристаллическое вещество содержащихся в них включений образуются в пределах верхних этажей магматических систем, в интервале глубин от первых километров до уровня коры, расположенного выше границы эклогитовых ассоциаций. Аналогичный вывод сделан также исследователями вулканитов и включений Курильской островной дуги [67]. В указанном интервале и развиваются процессы дифференциации магмы, обеспечивающие образование взаимосвязанных серий вулканических и плутонических пород. Характерными свойствами этого интервала являются высокая и нарастающая снизу вверх контрастность P — T -условий существования магмы условиям ее образования, обуславливающая максимальные скорости фазовых превращений, переход кристаллизующейся магмы от гомогенного и двухфазного (расплав+кристаллы) состояния к трехфазному (кипение) и связанное с ним нарастание неравновесности кристаллизации. С различной степенью соответствия эти условия отражаются в соотношениях фаз вулканических пород, однако главным источником сведений о кристаллизации и эволюции расплавов в межэруптивные, плутонические стадии развития магмопроводящих систем являются кристаллические включения.

Петрогенетическая интерпретация фазовых отношений в вулканитах коренным образом зависит от представлений о месте и времени образования вкрапленников. Их традиционное истолкование как фазы доэруптивной, интрателлурической (по некоторым представлениям — отчасти даже реститовой [52]) в последнее время подверглось ревизии на основе результатов изучения современных извержений вулканов Камчатки [5, 21, 26, 47, 76, 77]. Этими исследованиями установлена зависимость изменений количества и состава вкрапленников в вулканитах от режима извержений — характера (пирокластического или эффузивного) и скорости разгрузки магмы на дневную поверхность — при независимости от валового состава пород, остающегося почти постоянным от начала до конца извержений. Объемное

количество вкрапленников увеличивается с замедлением истечения магмы и в ряде случаев быстро возрастает от 0 или первых процентов в пирокластике начальных стадий извержений до десятков процентов в следующих за ней лавовых потоках, где затем уже слабее варьирует в соответствии с пульсациями расхода магмы и в общем увеличивается к концу извержения. Пирокластика начальных этапов нередко содержит выделения роговой обманки и биотита, свидетельствующих о повышенной исходной водонасыщенности расплава в головных частях магматических колонн. Изменения объемных количеств вкрапленников в вулканитах происходят главным образом за счет плагиоклаза с синхронными, но менее значительными вариациями содержаний темноцветных минералов.

Эти данные, а также результаты исследования интрузивов разных фаций глубинности [19, 53] привели к заключению, что кристаллизация основной части вкрапленников вулканитов происходит из содержащих их порций расплава в приповерхностных условиях, в ходе извержений и в прямой связи с дегазацией (кипением) поднимающихся магм. Дегазация магм влияет на динамику эруптивного процесса, одновременно вызывая их кристаллизацию вследствие адиабатического охлаждения [21, 77].

На основании этих данных сделан отрицательный вывод о возможности кристаллизационной дифференциации, хотя тут, очевидно, можно говорить лишь об отсутствии участия в дифференциации кристаллической фазы, если она действительно выделялась в синэруптивную стадию.

На основании более ранних петрографических исследований серии вулканитов Малосемячинского центра возможность синэруптивной адиабатической кристаллизации вкрапленников принималась автором для основных пород, имевших состав не кислее андезита [59]. Основным аргументом в пользу разобщенности мест и различий в условиях кристаллизации вкрапленников базальтоидов и более кислых пород есть высокожелезистые афировые породы — от базальтов до андезитов, считавшиеся естественными промежуточными членами этого эволюционного ряда. Их неспособность кристаллизоваться в поверхностных условиях указывает, как отмечалось, что все более кислые расплавы с меньшей способностью к кристаллизации должны выделять выносимую ими кристаллическую фазу II парагенезиса в глубинных условиях, в предэруптивный период, а не в ходе извержения. К признакам синэруптивного выделения вкрапленников I парагенезиса в базальтоидах наряду с их высокой кристаллизационной способностью ранее относили однородность распределения в них кристаллической фазы и показанную выше (см. рис. 48) резко избыточную (сверхкотектическую) ее плагиоклазовость. Оба признака считались следствием одной причины — объемной кристаллизации восходящего дегазирующего расплава, теряющего воду [59] и с ней котектическую устойчивость.

Однако анализ прежних и новых минералого-петрографических данных заставляет пересмотреть изложенную интерпретацию в сторону еще большего ограничения возможностей синэруптивной кристаллизации вкрапленников. К таким данным, свидетельствующим о широком гравитационном перераспределении и, следовательно, о существенно доэруптивном выделении фенокристаллов, относятся отмеченные изменения количества и состава фемических минералов в базальтах анортозитового тренда, значительная аккумуляция оливина и погружение магнетита в лавах конечных порций непрерывно-дифференцированных потоков [58], а также наличие пород с наложением II парагенезиса на минералы I парагенезиса. Роль синэруптивной адиабатической кристаллизации ограничивается только дорастанием непрерывно-зональных кайм на вкрапленниках и, по-видимому, выделением самых поздних генераций мелких субфенокристаллов.

В свете этих данных цитированные выше сведения о связи фазового состояния магм с режимом извержений следует интерпретировать почти в противоположном (традиционном) смысле: динамика дегазации и извержения магмы не предподре-

Таблица 25

Плотность родоначального высокоглиноземистого толеита и некоторых его производных

	Без воды			С водой		
	ρ^0	ρ , г/см ³	ρ^0	P, кг	H ₂ O, вес, %	ρ , г/см ³
1	1350	2,64	1,300	1,0	1,0	2,58
2	1300	2,67	1250	1,5	1,5	2,56
3	1200	2,53	1150	2,0	2,0	2,43

1 — родоначальный базальт (ан. 175 в Приложении); 2 — ферробазальт (ан. 11 в Приложении); 3 — ферроандезит, среднее по 6 анализам.

деляет кристалличность пород, а отражает состояние системы, подготовленное в прэдэруптивный период. Поэтому объяснение отмеченных особенностей распределения кристаллической фазы в магматических колоннах следует, очевидно, искать в плотностных и вязкостных свойствах расплавов и в особенностях вертикального перераспределения их летучих компонентов.

В связи с особенно существенным влиянием изменения плотности дифференцирующей базальтовой магмы не только на ее способность к подъему, но и на возможности гравитационной сепарации ее минеральных фаз предпринят расчет этого параметра (табл. 25) по методу Боттинга и Вейла [91] с поправками по [109]: для состава, принятого за родоначальный, для ферробазальта и для ферроандезита. Расчет выполнен в двух вариантах: для безводных расплавов и для них же с указанным содержанием воды. Вероятные температуры расплавов оценивались путем интерполяции между данными экспериментов [3, 39] и результатами гомогенизации расплавных микровключений в минералах [56]. Точные значения температур в этом диапазоне малосущественны [106] по сравнению с влиянием на плотность состава и содержания воды. Последнее для исходного высокоглиноземистого базальта взято минимальным из данных, известных по литературе [39, 115], а для производных расплавов увеличено грубопропорционально степени, необходимой для раскристаллизации исходного базальта.

Несмотря на ориентировочный характер, расчет позволяет видеть основные тенденции. Так, невозможно сухость родоначальной для серии базальтовой магмы, так как в этом случае производный от нее ферробазальт никогда не смог бы появиться на поверхности. Плаггиоклаз базальтоидов серии при указанных магматических температурах имеет плотность 2,68—2,70 г/см³ и плавучесть, близкую к нулевой в расплаве сухого ферробазальта, но тонет в водосодержащих базальтовых жидкостях. Однако по сравнению с темноцветными минералами избыточная плотность плаггиоклаза невелика, что обуславливает его существенное отставание в погружении (а при наличии восходящих конвективных течений [118], возможно, и "зависание" в апикальных частях колонны), объясняющее происхождение анокситового тренда. С уменьшением железистости и раскислением расплавов контраст их плотностей быстро увеличивается и по отношению к плаггиоклазу (который остаточно обогащает также и порфиновые вулканы среднего—кислого состава, хотя и в меньшей мере, чем лейкократовые базальты).

В системе фактов, используемых для доказательства кристаллизации вкрапленников в ходе извержений, объективно важно установленное регулярное появление перед излияниями высококристаллических лав афировой или низкокристаллической пирокластик аналогичного состава, свидетельствующей о накоплении воды в апикальных зонах магмоводов. Резкая смена фаций соответствует, по-видимому, уровню насыщения. Важность явления заключается в возможности аналогии механизма образования и извержения этих малообъемных порций пирокластик и

продуктов крупномасштабных, чисто пирокластических извержений вплоть до кальдерообразующих.

В свете концепции доэруптивной подготовки фазового состояния магмы низкая кристалличность ее начальных порций указывает на торможение кристаллизации в области накопления воды и даже на частичный обратный ход процесса, с растворением ранее выделившихся фенокристаллов. Так, в базальтовых шлаках Малого Семячика, тоже в целом менее кристалличных, чем лавы, наблюдается систематическая резорбция вкрапленников плагноклаза. В еще большей степени она развита в андезито-базальтах пирокластического покрова начала ритма КС₃ и в субафировых андезитовых агломератах кальдерообразующего извержения Пра-Семячика, но слабо выражена в игнимбритах. С повышением растворяющей способности порций магмы, насыщенных водой, связана, по-видимому, и редкая встречаемость в пирокластике реликтов долеритоподобных включений. Характерно также заметное отклонение в сторону большей глиноземистости составов тех же субафировых пирокластических андезитов, связанных с кальдерой Малого Семячика, от сходных по кристалличности андезитовых лав (см. рис. 47). Необходимо иметь в виду возможность этого отклонения при использовании составов разнофациальных афировых пород для установления путей эволюции магм.

Экспериментальное исследование физико-химической эволюции андезитов вулкана Безымянного [32] с определением полей устойчивости роговой обманки в пирокластике передовых порций извержения 1956 г. показало, что накопление воды в апикали питающего резервуара сопровождается существенным снижением температуры магмы, а с достижением насыщения — ростом давления.

В целом процесс сбалансирован таким образом, что, несмотря на общее охлаждение магмы и кристаллизацию в ее нижних горизонтах, расплав верхних уровней кристаллизуется слабо и даже растворяет глиноземистые фазы. Это происходит вследствие притока воды (вообще летучих-плавней), компенсирующего эффект охлаждения при постоянстве объема системы и видимом постоянстве состава. Вероятно, на большей глубине этот процесс может захватывать более значительные объемы магм.

Указанное постоянство состава означает прекращение дифференциации магмы, некий "тупик эволюции", и в известной мере противоречит факту широкого распространения непрерывно-дифференцированных (зональных по составу) вулканитов как пирокластической, так и лавовой фации, который не учитывали авторы концепции синэруптивной кристаллизации вкрапленников. Это противоречие, непосредственно касающееся возможных механизмов перераспределения воды в колонне [32], объясняется, на наш взгляд, весьма пологим градиентом изменения состава магмы, почти не проявляющимся при извержениях небольших объемов, а не отсутствием дифференциации магмы. Процесс обогащения водой апикальных частей магмоводов связан с кристаллизацией вкрапленников и приконтактных корок на нижележащих уровнях, с конвективным перераспределением пузырьковой газовой фазы.

В исследовании механизма дифференциации магмы, питающей вулканы, и в формировании определенного фациального облика плутонических пород на разных уровнях глубин в магматической системе первостепенную роль приобретают структура минеральных агрегатов и динамика ее формирования в ходе отвердевания магматических тел, воссоздаваемая по естественным рядам пород кристаллических включений [58, 59].

Механизм кристаллизационной дифференциации предполагает сочетание двух основных процессов: 1) собственно кристаллизации и 2) пространственного разобщения кристаллического вещества и остаточных жидкостей в объеме магматического внедрения, обеспечивающего геологический эффект фазового разделения магмы. Эти процессы могут быть совмещены, могут развиваться последовательно, или, наконец, кристаллизация может не сопровождаться дифференци-

цией; это зависит от структурного типа кристаллизации как способа выполнения пространства кристаллическим веществом. Он, в свою очередь, определяется способом достижения необходимой для кристаллизации степени переохлаждения (пересыщения) расплава, теплового или концентрационного, и соотношением скорости кристаллизации с возможностями массопереноса в кристаллизующемся расплаве.

Различные режимы и соответствующие им структурные типы кристаллизации исследованы в теории отвердевания применительно к задачам металлургии и каменнолитейного производства [50, 74, 79; и др.], основные положения и терминология которой используются и при изучении природных магматических "отливок" [45, 82, 83; и др.].

Анализ структур минерального вещества вулканитов дифференцированной серии и содержащихся в них кристаллических включений позволяет установить в природном процессе два основных, резко различающихся структурных типа кристаллизации (отвердевания): последовательного (направленного) и объемного. Промежуточные разновидности их — объемно-последовательная, последовательно-объемная — сочетают в себе элементы указанных главных типов, не стирая их резко выраженного различия. Обоим главным структурным типам, специализированным по частично перекрывающимся уровням глубинности, соответствуют также четко специализированные комплексы минералого-петрографических признаков. К ним относятся степень равновесности кристаллизации, отражаемая азональным или зональным строением минералов и степенью равновесности их кристаллографических форм; степень смесимости минеральных компонентов в твердых растворах; плотность заполнения пространства минералами и агрегатная связность или разобщенность их на ранних этапах кристаллизации; текстурные особенности. Исследование этих признаков показывает, что полярное различие и резкость переходов между главными структурными типами кристаллизации обусловлены наличием и полярно противоположным поведением растворенных в магме летучих компонентов, понижающих температуру ее кристаллизации (главным образом воды), — выделением или накоплением их в расплаве в ходе кристаллизации магмы на разных уровнях глубинности.

Структурный тип объемной кристаллизации предполагает развитие ее одновременно в некотором объеме расплава либо путем выделения разобщенных и равномерно распределенных в нем кристаллов (дисперсная объемная кристаллизация, в наибольшей мере развитая в вулканитах), либо путем быстрого "схватывания" расплава (сразу или после выделения вкрапленников) в связный рыхлый равномерно-зернистый протоагрегат-каркас с остаточной жидкостью, продолжающей кристаллизоваться в интерстициях (связная объемная кристаллизация).

Очевидно, что кристаллизация в объеме осуществима лишь при равномерном пересыщении всего расплава, возможно при большой его массе только в результате дегазации, выкипания растворенных в нем летучих компонентов-плавней. Объемная кристаллизация, таким образом, развивается в основном за счет концентрационного переохлаждения дегазирующей магмы и при менее значительном снижении температуры, чем потребовалось бы для равной степени кристаллизации той же магмы без потери летучих компонентов. Дегазация магмы может начаться при ее подъеме выше уровня глубин, где давление летучих превысит общее давление в системе (адиабатическое кипение), или вследствие ретроградного повышения давления летучих в магме, кристаллизующейся за счет теплоотдачи в окружающую среду (ретроградное кипение). С этими видами дегазации увязываются обе отмеченные разновидности объемной кристаллизации: адиабатическое кипение требует постоянного поддержания разницы давлений $P_{\text{летуч}} > P_{\text{общ}}$ и может развиваться только при восходящем движении магмы, в связи с чем сопутствующая ей кристаллизация, по-видимому, может быть только дисперсной. Связная объемная кристаллизация, наоборот, может зародиться и развиваться

только в почти неподвижной магме и, следовательно, только при ретроградном кипении. Оно начнется после достижения определенной для каждой глубины степени кристаллизации расплава, исходно не насыщенного летучими, до достижения $P_{\text{летуч}} = P_{\text{общ}}$. В дальнейшем, однако, возможны два варианта развития процесса. В замкнутой системе при постоянном объеме и возрастающем давлении обособляющаяся газовая фаза, всплывая к апикали резервуара, будет дополнительно обогащать магму верхних горизонтов, поддерживая ее жидкостное состояние за счет продолжающейся кристаллизации ниже уровня кипения. Представляется, что такое развитие процесса обуславливает описанную феноменологию извержений.

В случае недостаточной прочности стенок резервуара и возможности приращения его объема ретроградное кипение будет сбалансировано с кристаллизацией таким образом, что вплоть до своего завершения кристаллизация будет происходить из насыщенного летучими расплава в условиях указанного примерного равенства давлений. Ведущим фактором такой кристаллизации является теплоотдача магмы в окружающую среду, однако сопутствующая ей ретроградная дегазация со своей стороны представляет дополнительный фактор ускорения процесса и изменения структурного и минералогического качества кристаллизации.

Продуктами кристаллизации при ретроградной дегазации расплава являются структурно и минералогически однотипные породы описанных долеритоподобных и гранофировых гранитоидных включений. Как отмечалось, им свойствен общий структурный тип связной объемной кристаллизации, изотропность структур и низкая протоплотность минерального вещества, пористость и наличие миароловых пустот, а в минералогическом отношении — неравновесность состава (непрерывная зональность) и форм минералов, смещение начала выделения магнетита, повышенная смесимость высокотемпературных твердых растворов пироксенов в основных составах и выделение одного полевого шпата вместо равновесных двух — в кислых (гиперсольвусные отношения), микропегматит в качестве последнего продукта кристаллизации.

Этим минералогические признаки подобны признакам, наблюдающимся в кристаллической основной массе вулканитов, они указывают, что проявление специфических качеств кристаллизации при осушении расплава ретроградным или адиабатическим кипением одинаково неизбежно и мало зависит от темпа и характера дегазации.

Последовательная (направленная) кристаллизация развивается на глубинах ниже уровня кипения магм как следствие единственно возможного в этих условиях способа охлаждения расплава — путем направленного теплоотвода к контактными поверхностям магматического резервуара. Отвердевание магмы в его объеме при этом осуществляется путем постепенного нарастания у контактов кристаллического слоя при сопутствующей аккумуляции фенокристаллов, выделяющихся в свободно-взвешенном состоянии. Они представляют переходный объемно-последовательный структурный тип кристаллизации, наиболее развитый в приповерхностных условиях и вырождающийся на глубине, с выполаживанием температурного градиента [82, 118]. На более глубоких уровнях магматических колонн магма отвердевает путем формирования плотного приконтактового кристаллического слоя из минералов ликвидуса с постепенным перемещением резкой границы между кристаллическим агрегатом и расплавом (фронта кристаллизации) от контактов внутрь магматического резервуара. Экспериментальное воспроизведение такого процесса на водно-солевых растворах с учетом критериев подобия показало, что массоперенос при этом осуществляется путем конвекции в возникающей "двудиффузионной системе" [90, 101]. Дифференцирующийся и уплотняющийся у фронта кристаллизации расплав всплывает, обеспечивая приток свежей магмы и одновременно быстрое расслоение по составу в апикальной части резервуара. Такой способ кристаллизации одновременно является и наиболее

эффективным механизмом дифференциации. Этому способствует характерная для данных условий равновесность состава минералов, выраженная в их азональном внутреннем строении и обеспечивающая максимальную контрастность фракционирования; высокая плотность упаковки минералов в кристаллических дифференциатах; минимальная смесимость и разделная кристаллизация минералов, способных в менее равновесных условиях образовывать твердые растворы (субсолевые отношения). Породам, образующимся при кристаллизации способом нарастания плотного кристаллического слоя (далее именно такую кристаллизацию мы будем называть собственно последовательной), свойственны массивные или ритмично-слоистые текстуры.

Продуктами такой кристаллизации являются эвкрит-алливалиты включений, представляющие крайние основные дифференциаты базальтовой магмы Мало-семячинского центра. Некоторая доля этих пород имеет, как указывалось,кумулятивный или комбинированный генезис. Раскристаллизация интеркумуляционного расплава в рыхлых агрегатах минералов I парагенезиса приводит к образованию оливиновых габбро-норитов.

Отвердевание вертикально-протяженного внедрения базальтовой магмы путем последовательной кристаллизации без нарушения его подвижками магмы, тектоническими воздействиями или гравитационными факторами приведет к образованию концентрически-расслоенного плутона со слоями алливалит-эвкритов, рудных габбро и гранитами в центральной части.

Таким образом, различные структурные типы кристаллизации, определяющие фациальный облик пород и возможности дифференциации магмы на разных уровнях глубинности, а также соответствующие этим типам комплексы минералогических признаков увязываются с различными режимами летучих компонентов магмы. Таких режимов всего два: либо абсолютное накопление летучих в остаточном расплаве, вызываемое последовательной кристаллизацией охлаждающейся магмы, либо выделение их из расплава, вызывающее при соблюдении условия $R_{\text{летуч}} = R_{\text{общ}}$ его объемную кристаллизацию. Границей между главными структурными типами является граница смены режимов летучих компонентов, т.е. уровень кипения магмы. При этом двум видам дегазации магмы — ретроградной и адиабатической — соответствуют две описанные разновидности объемного структурного типа.

Это соответствие условий и результатов кристаллизации показано в табл. 26. При справедливости установленных соотношений зависимость режимов летучих компонентов от общего давления в магматической системе дает ключ к воссозданию общей схемы становления пород различных фаций глубинности и параллельного развития процесса дифференциации. Проследим вероятное развитие процесса от момента извержения исходной базальтовой магмы.

Подъем магмы до уровня кипения будет сопровождаться некоторой ее кристаллизацией у контактов магмовода и растворением всех взвешенных в ней кристаллических фаз, не отделившихся ранее. С достижением уровня кипения при дальнейшем подъеме магмы до выхода на поверхность будет происходить объемная кристаллизация зональных субфенокристаллов I парагенезиса с переходом к нуклеации и кристаллизации минералов основной массы.

По завершении извержения и с установлением адиабатического градиента распределения летучих компонентов по колонне дальнейшая кристаллизация базальтовой магмы на отрезке выше уровня начала ее кипения будет происходить при ведущей роли теплоотдачи расплава во вмещающие породы, но с существенным ускорением за счет продолжающегося его кипения, теперь уже ретроградного. Отвердевание магмы в ее объеме должно происходить путем продвижения сверху вниз и от стенок канала параболического фронта последовательно-объемного "схватывания" расплава в долеритовый агрегат.

С распространением кристаллизации на область ниже уровня первичного

адиабатического вскипания базальтовой магмы резко уменьшится скорость, изменятся минеральная ассоциация и структурный тип кристаллизации. В не насыщенной летучими компонентами магме этих уровней кристаллизация начальных этапов будет развиваться только в результате теплоотдачи во вмещающую среду, с образованием вкрапленников у верхних контактов колонны, погружающихся или "зависающих" в зависимости от плотностных свойств, а затем путем последовательного разрастания у контактов колонны более или менее плотной корки из минералов I парагенезиса с изменением состава остаточной жидкости в железистом направлении.

Кристаллизация магмы, изначально не насыщенной летучими компонентами, с достижением насыщения на каждом уровне в колонне будет ограничена началом ретроградного кипения жидкости и при возможности расширения быстрым "схватыванием" ее в долеритоподобный агрегат каркасного строения. Продвинутость равновесной кристаллизации и дифференциации, минимальная вблизи исходного уровня адиабатического кипения магмы, будет возрастать с глубиной, по мере развития кристаллизации на все более низких уровнях в магматической колонне, вследствие все большей задержки начала ретроградного кипения при увеличении $P_{общ}$. На некоторой глубине, после выделения всего материала I парагенезиса и достижения расплавом предельно железистого состава, начнется кристаллизация минералов II равновесного парагенезиса, а состав магмы будет изменяться в щелочно-кремнеземистом направлении, образуя при "схватывании" и последующей полной раскристаллизации гранофировые диориты и гранодиориты. Наконец, ниже уровня глубин, где общее давление способно удерживать накапливающиеся летучие в расплаве предельно кислого, риолитового состава, область объемного "каркасного" отвердевания остаточных расплавов выклинится полностью, последовательная кристаллизация и дифференциация магмы не будут ограничиваться ее преждевременным "схватыванием". Ниже уровня кипения риолитовых дериватов возможно полное разделение базальтовой магмы с образованием дискретного ряда пород: эвкрит-алливалитов, габбро-норитов и гранитов. Конфигурация фронта последовательной кристаллизации ниже уровня кипения в колонне будет подчинена температурному градиенту по восстанию колонны. В целом последовательная кристаллизация будет захватывать сразу некоторый интервал глубин, в котором в каждый момент времени с полнокристаллическими сегрегациями дискретного ряда будут сосуществовать комплементарные им, непрерывные серии производных базальтовой магмы: выше уровня кипения — продукты объемной "каркасной" кристаллизации (долерит-гранофировая серия), ниже — серия магматических жидкостей от риолита сверху до исходного базальтового расплава на максимальных глубинах, где кристаллизация его только начинается.

Общая схема описанной эволюции вертикально-протяженной магматической системы и соотношение фаций показаны в идеализированном виде на рис. 52. Сравнительно ограниченная роль гравитационной сегрегации кристаллов и, напротив, ведущая в дифференциации магмы роль направленной агрегатной кристаллизации предполагают итоговое разделение ее фаз в основном по латерали, в силу чего для изображения их пространственных соотношений взят крайний случай постоянства средневзвешенного состава магматического вещества в каждом горизонтальном сечении колонны. Такое изображение удобно в качестве исходного варианта для последующего учета многообразных усложнений процесса и отклонений от идеализированной схемы-реконструкции, несомненно имеющих место в природе.

Так, очевидно упрощенным является понятие уровня кипения магм, выступающего в качестве важнейшей границы различных фаций кристаллизации. Сложный, многокомпонентный состав реальной летучей фазы магм, дистиллируемой в широких интервалах температуры и давления, обусловит кипение расплавов не на "уровне", а в некотором слое. Это может вызвать дополнительные эффекты теплообмена

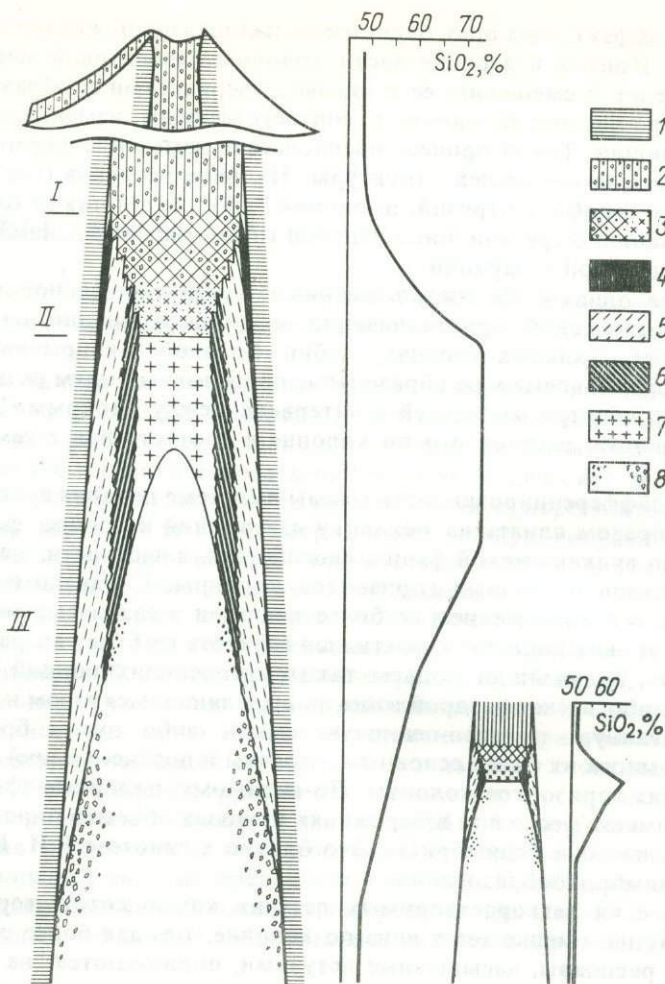


Рис. 52. Схема вероятного строения области дифференциации магмы под вулканом и соотношение фаций магматических пород одного цикла дифференциации

Слева на рисунке — вертикальный разрез магматической колонны и изменение состава магмы и консолидированного вещества по ее оси. Внизу справа — разрез колонны на предшествующей стадии кристаллизации и дифференциации магмы.

I — зона "закалки" исходной магмы; *II* — зона неполной дифференциации, останавливаемой объемным "схватыванием" остаточного расплава; *III* — зона возможного полного разделения магмы. Граница между зонами *I* и *II* — уровень начала кипения исходной базальтовой магмы, между *II* и *III* — уровень начала кипения производного риолитового расплава.

1 — вмещающие породы; *2, 3* — породы вулканической, субвулканической и гипабиссальной фаций; *2* — закаленный исходный базальт или долерит, *3* — долеритоподобные породы состава от габбро до диорита и однополевошпатовые гранофировые гранитоиды (долерит-гранофировая серия); *4-7* — породы плутонической фации; *4* — сегрегация предполагаемой протоматической шпинелидной фазы, *5* — алливалиты-эвкриты, *6* — рудные габбро и габбро-нориты, *7* — двуполевошпатовые граниты; *8* — магма с различным количеством взвешенных фенокристаллов

носа (например, эманационную дифференциацию), смещение котектик и фациальных границ.

Кристаллизация с насыщением магмы летучими компонентами может сопровождаться неоднократными "фазами внедрения" все более дифференцированного расплава во вмещающие породы и в ранее закристаллизованные части магматического резервуара с брекчированием его кристаллической оболочки и, возможно, с последующим погружением крупных ее обломков в нижележащие слои

магмы. Сходный эффект, очевидно, будет иметь и общая подвижка магмы в колонне при извержении. Приток в верхние части колонны базальтовой магмы нижних горизонтов приведет к смешению ее с кислыми дериватами и образованию гибридной известково-щелочной магмы с соответственным изменением путей ее дальнейшей эволюции. Такой процесс предполагает изменение формы и поперечных размеров магмовмещающей структуры. Наличие раздувов (периферических очагов) и боковых апофиз-интрузий, имеющих "дно", будет также благоприятствовать формированию сегрегационных залежей титаномагнетита, наиболее подверженного гравитационной сепарации.

Представляется, однако, что эти усложнения не изменят описанной принципиальной схемы магматической кристаллизации и дифференциации на приповерхностных — мезоабиссальных уровнях глубин. Главной закономерностью этого процесса является одновременное образование производных магм разного состава, т.е. непрерывного спектра жидкостей в интервале между "мокрыми" ликвидусом и солидусом базальта, растянутого по колонне в соответствии с температурным градиентом.

Непрерывная дифференцированность магмы в системе питания вулканов должна существенным образом влиять на механику извержений и процесс формирования пород собственно вулканической фации, способствуя, в частности, механическому смешению расплавов из разных горизонтов колонны. С началом восходящего движения магмы и с достижением ее более кислыми и газонасыщенными головными порциями уровня кипения эффективная вязкость их будет возрастать вплоть до остеклования. Дальнейший подъем таких твердеющих порций магм может осуществляться либо за счет раздробления их выделяющимся газом и превращения во флюидизированную пемзово-пепловую смесь, либо путем брекчирования, импрегнации и выноса их более основным, горячим и позднее (выше) вскипающим расплавом нижних горизонтов колонны. По-видимому, подобные эффекты неполного смешения имеют место при извержениях крупных объемов пирокластических пород, дающих пемзы и игнимбриты. Это близко к гипотезе В.И. Влодавца (13) о механизме игнимбриобразования.

Эффект выделения легкоиспаряемых летучих компонентов, тормозящий течение кислой магмы, уменьшается вниз по колонне, т.е. для более основных расплавов. Кислые расплавы, насыщенные летучими, поднимаются "на голове" этой непрерывно-дифференцированной колонны и, очевидно, легче всего при высокой скорости движения, особенно при взрывообразных пирокластических извержениях диспергируемого магматического вещества. Медленный их подъем, когда скорость кристаллизации соизмерима со скоростью дегазации, будет ограничен объемной кристаллизацией, приводящей к остановке расплава и становлению интрузива вблизи уровня кипения [63, 93]. Эффузиям кислой магмы свойственны какие-то промежуточные скорости подъема расплавов. Поддержанию их текучести в ходе подъема и излияния может содействовать разогрев труднорастворимыми газами (CO_2 , например), выделяющимися из нижних горизонтов колонны, и обогащение плавнями, труднее отделяющимися от расплава, чем вода, например фтором.

Описанная схема-реконструкция эволюции вулcano-плутонической системы, как представляется, объясняет главные закономерности петрогенезиса дифференцированной серии вулканитов и согласуется с реальными условиями ее проявления. Установленные закономерности могут быть использованы в качестве методической основы для определения типа плутонических "корней" различных вулканических ассоциаций, в частности с целью прогноза возможного скрытого оруденения, в первую очередь магматогенного.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Подводя итог проведенному комплексному исследованию длительно развивающегося вулканического центра, выделим основные выводы по затронутой проблематике.

Вулканизм центра за четвертичное время развивался как единый прерывисто-непрерывный ритмический процесс, в котором с пульсациями вулканической активности различных соподчиняющихся порядков закономерно сопряжены вариации состава магматического вещества и периодические перестройки магмопроводящей системы. Вулканизм развивается как саморегулирующийся процесс, и ритмические вариации его параметров имеют общую направленность к преодолению периодически возникающих препятствий в его развитии, к обеспечению возможностей продолжения вулканической деятельности.

Магмоконтролирующая структура направленно эволюционирует от рассредоточенного, многовулканного дренирования области генерации или накопления исходной базальтовой магмы через концентрацию вулканизма телескопированной системой кальдер к развитию магмопроводящей системы трещинного типа. Чередование этапов основного и кислого вулканизма при унаследованном развитии единой магмопроводящей системы свидетельствует о совмещении в ней магм всех составов серии. Неоднократные извержения в центре вулканитов непрерывно изменяющегося состава вместе с данными об общемировом распространении этого явления показывают, что непрерывная дифференцированность расплава в магмопроводящей системе представляет общий случай эволюции магмы, отражающей градиентность $P-T$ -параметров среды ее пребывания перед извержением, и универсальный механизм образования дифференцированных вулканических серий.

Происхождение сложнодифференцированной серии пород от базальтов до риолито-дацитов обеспечивается кристаллизационной дифференциацией высокоглиноземистой базальтовой магмы, осложняемой смешением продуктов разных стадий этого процесса и протекающей параллельно и взаимообусловленно со становлением пород plutонических фаций. Динамика этих процессов реконструируется по включениям в вулканитах. Степень продвинутой дифференциации магмы, питающей вулканы, и фациальный облик plutонических пород прямо зависят от глубинности кристаллизации в колонне и соответствующего ей режима летучих компонентов магмы — выделения их или накопления в расплаве.

Глубоко продвинутая кристаллизация и дифференциация магмы в вертикально-протяженной проводящей системе приводит к одновременному образованию трех серий ее производных: непрерывной серии малоглубинных пород ряда долерит—гранофир; непрерывной серии магм базальт-риолитового спектра составов; комплементарного обеим первым сериям дискретного ряда собственно plutонических пород — алливалит-эвкритов, титаномагнетитовых габбро-норитов и гранитов.

Полученные результаты намечают также подход к ряду других вопросов, обсуждаемых ныне лишь в плане сугубо гипотетическом и требующих дальнейшего исследования. Комплекс структурных и петрологических данных дает определенную косвенную информацию о глубинном строении магмопроводящей системы

и вероятной его эволюции в ходе полиритмического развития вулканизма. Центральный тип вулканоструктуры и ее центростремительное развитие свидетельствует об общей вертикально-протяженной форме как магмовода в целом, так, видимо, и осложняющих его периферических очагов-раздувов, фокусирующих магматическое давление вертикально вверх. Этому наилучшим образом соответствует и явление непрерывной дифференцированности, зональности магм по составу и температуре.

Как образуются и как долго функционируют такие очаги? Наиболее очевидным геологическим их проявлением считается образование кальдер. При этом через магмовыводящую систему большого суммарного сечения быстро извергаются крупные массы непрерывно-дифференцированной пирокластики — в Мало-семячинском центре от дацитов до андезитов, — сменяемой вскоре сравнительно спокойными и малообъемными, но частыми излияниями первичных базальтов из внутрикальдерных жерл существенно меньшего сечения. Спектр составов магм, почти полностью проявляющийся в небольших дифференцированных потоках, при этом переходе фактически разорван. Вопрос о судьбе промежуточных составов прямо соотносится с механизмом функционирования очагов. Базальтовый состав посткальдерных излияний указывает и на отсутствие промежуточных очагов, где базальтовая магма тоже могла бы эволюционировать. Промежуточные магмы периферического очага не могут, очевидно, оставаться в нем, поскольку, несмотря на их более или менее железистый состав, они все-таки легче исходного базальта и должны экранировать его на пути к поверхности. Резкая смена кислого синкальдерного вулканизма внутрикальдерным базальтовым ставит под вопрос сохранение и дальнейшее функционирование магматического очага в качестве проточного в случае описанного типа развития вулканизма. Более вероятным представляется полное отмирание очага в результате быстрой объемной кристаллизации остающейся в нем магмы за счет ее глубокой дегазации при кальдерообразующем извержении.

Таким образом, возможны одноразовое возникновение и эволюция единственного для каждого мегаритма периферического очага за время, соответствующее перерыву вулканической активности перед кальдерообразующим пароксизмом. Образованию новых очагов-интрузий поверх старых, на более высоких (судя по уменьшению кальдер) уровнях, могут способствовать повышенная плотность и тенденция к погружению в коре габброидных и высокожелезистых продуктов предыдущих циклов дифференциации.

Дальнейшие комплексные, системные исследования молодых вулканических центров с привлечением геохимических и геофизических методов, несомненно, будут способствовать лучшему пониманию всего круга вопросов, связанных с актуальной проблемой взаимосвязи магматизма, петрогенезиса и структурообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ананьев В.В., Титаева Н.А., Трошин А.И.* Уран-иониевые и трековые определения возраста вулканических пород // Вулканический центр: строение, динамика, вещество. М., 1980. С. 86—90.
2. *Армаки С.* Пирокластические потоки и кальдеры Японии // Вулканизм островных дуг. М., 1977. С. 164—172.
3. *Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.* Эволюция щелочно-земельных магм. М.: Наука, 1983. 960 с.
4. *Базанова Л.И., Масуренков Ю.П.* Средне-верхнеплейстоценовый (третий) ритм вулканизма // Вулканический центр: строение, динамика, вещество. М., 1980. С. 145—177.
5. *Богоявленская Г.Е., Дубик Ю.М., Курсанов И.Т.* Кристаллизация андезитов в верхних частях вулканического канала // Вулканизм и глубины Земли. М., 1971. С. 161—162.
6. *Брайцева О.А., Егорова И.А., Сулержицкий Л.Д.* Тефрохронологические исследования вулкана Карымский // Вулканология и сейсмология. 1979. N 1. С. 48—58.
7. *Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А., Селянгин О.Б., Сулержицкий Л.Д.* Тефрохронологические исследования как метод изучения закономерностей циклического развития вулкана // Бюл. вулканол. станций. 1978. N 54. С. 41—52.
8. *Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А., Селянгин О.Б., Сулержицкий Л.Д.* Тефрохронологическое датирование лавовых комплексов и реконструкция истории формирования современного вулкана // Бюл. вулканол. станций. 1978. N 55. С. 41—53.
9. *Власов Г.М.* О цикличности вулканических процессов // Вулканизм и геохимия его продуктов. М., 1967. С. 27—41.
10. *Влодавец В.И.* Карымская группа вулканов // Бюл. вулканол. станций. 1939. N 7. С. 3—8.
11. *Влодавец В.И.* Вулканы Карымской группы // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1947. Вып. 3. С. 3—48.
12. *Влодавец В.И.* О некоторых семейчинских туфолавах и их происхождении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. N 3. С. 96—106.
13. *Влодавец В.И.* О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбритами // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1957. Вып. 14. С. 3—16.
14. *Влодавец В.И.* Вулканы и вулканические образования Семейчинского района // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1958. Вып. 15. С. 26—80.
15. *Влодавец В.И., Морозов А.И., Троицкий В.Д.* Вулкан Малый Семейчик // Бюл. вулканол. станций. 1948. N 15. С. 19—27.
16. *Волохов И.М.* Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и игнимбритах — родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии? Новосибирск: Наука, 1972. 72 с.
17. *Волохов И.М.* Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск: Наука, 1979. 165 с.
18. *Волынец О.Н., Богоявленская Г.Е.* Гранитоидные включения в четвертичных лавах Камчатки // Вулканические и вулкано-плутонические комплексы Востока Азии. Владивосток, 1976. С. 64—74.
19. *Волынец О.Н., Колосков А.В.* Плаггиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. 136 с.
20. *Волынец О.Н., Богоявленская Г.Е., Пополитов Э.И.* Петрография, химизм, контактовые преобразования и проблемы генезиса гранитоидных включений в четвертичных вулканических породах Камчатки // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., 1978. С. 168—197.
21. *Волынец О.Н., Хренов А.П., Флеров Г.Б.* и др. О месте и времени кристаллизации вкрапленников плаггиоклаза эффузивов по данным изучения продуктов современных извержений вулканов Курило-Камчатской зоны // Вулканология и сейсмология. 1979. N 4. С. 34—48.
22. *Вулканический центр: строение, динамика, вещество.* М.: Наука, 1980. 300 с.
23. *Геология СССР. Камчатка, Курильские и Командорские острова / Под ред. Г.М. Власова и др.* М.: Недра, 1964. Т. XXXI. 564 с.
24. *Горшков А.П.* Глубинное строение вулкана Малый Семейчик на Камчатке по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. 1973. N 4. С. 103—108.
25. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. Т. 2. 406 с.
26. *Дубик Ю.М., Волынец О.Н.* Влияние характера эруптивного процесса на кристаллизацию плаггиоклаза // Бюл. вулканол. станций. 1972. N 48. С. 64—70.
27. *Заварицкий А.Н., Соболев В.С.* Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 383 с.
28. *Зубин М.И.* Глубинное строение кальдер Кам-

- чатки (по геофизическим данным): Автореф. дис... канд. физ.-мат. наук. Петропавловск-Камчатский, 1971. 23 с.
29. *Иванов Б.В.* Игнимбриты района вулканов Карымской группы // Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969, С. 105—109.
 30. *Иванов Б.В.* Ксенолиты гранитоидного состава вулканов Карымской группы на Камчатке // Ксенолиты и гомеогенные включения. М., 1969. С. 96—103.
 31. *Иванов Б.В.* Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 134 с.
 32. *Иванов Б.В., Кадик А.А., Максимов А.П.* Физико-химические условия кристаллизации андезитов Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Геохимия. 1978. N 8. С. 1139—1156.
 33. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские о-ва. М.: Наука, 1974. 439 с.
 34. *Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И.* Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.
 35. *Кадик А.А., Луканин О.А., Муравьева Н.С.* Система анортит—форстерит—вода при 3000 атм. // Геохимия. 1970. N 9. С. 1140—1150.
 36. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 159 с.
 37. *Кочегура В.В.* Палеомагнитные исследования вулканогенных образований Карымской структуры // Вулканический центр: строение, динамика, вещество. М., 1980. С. 76—85.
 38. *Краевая Т.С.* Внутрикальдерные вулканогенно-осадочные отложения и их роль в палеореконструкциях // Вулканический центр: строение, динамика, вещество. М., 1980. С. 17—22.
 39. *Кусиро И.* Генезис магм островных дуг на примере Японских дуг // 27-й Международный геологический конгресс: Доклады. Т. 9. Петрология. М.: Наука, 1984. С. 122—131.
 40. *Кусиро И., Йодер Г.С., мл.* Реакции между форстеритом и анортитом при высоких давлениях // Петрология верхней мантии. М., 1968. С. 294—299.
 41. *Мак-Берни А.Р.* Роль ассимиляции // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 301—331.
 42. *Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 211 с.
 43. *Мюллер Р., Саксена С.* Химическая петрология. М.: Мир, 1980. 516 с.
 44. *Осборн Е.Ф.* Реакционный принцип // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 136—171.
 45. *Осипов М.А.* Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 157 с.
 46. *Панов Е.Н.* Опыт статистического исследования взаимозависимости состава и величины выделений плагиоклаза в изверженных горных породах // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1963. Т. 96. С. 165—186.
 47. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944—45 гг. и в прошлом // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1956. Вып. 11. 310 с.
 48. *Поляк Б.Г., Селянгин О.Б., Брайцева О.А.* Динамика активности вулкана Малый Семячик (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244. N 1. С. 175—179.
 49. *Попов В.С.* Смешение магм при формировании новейших вулканитов Кавказа // Вулканология и сейсмология. 1981. N 1. С. 3—14.
 50. *Раддл Р.У.* Затвердевание отливок. М.: Машгиз, 1960. 381 с.
 51. *Раст Н.* Зарождение, подъем и становление магм // Механизм интрузий магмы. М., 1972. С. 284—307.
 52. *Риттман А.* Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 421 с.
 53. *Рудич К.Н., Колосков А.В., Алискеров А.А., Вольнец О.Н.* Особенности кристаллизации магматических расплавов в связи с их дегазацией // Бюл. вулканол. станций. 1974. N 50. С. 32—44.
 54. *Селянгин О.Б.* Карымская группа вулканов: вулканы Карымский и Малый Семячик // Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 107—137.
 55. *Селянгин О.Б.* Гомеогенные включения и возможность реконструкции механизма дифференциации магмы в недрах вулканических аппаратов // Бюл. вулканол. станций. 1974. N 50. С. 45—52.
 56. *Селянгин О.Б.* О температуре образования некоторых кристаллических включений в современных вулканитах Камчатки // Бюл. вулканол. станций. 1975. N 51. С. 74—76.
 57. *Селянгин О.Б.* Эволюция кальдерного комплекса, ритмичность и направленность вулканического процесса в Карымской группе вулканов // Геодинамика и вулканизм. М., 1977. С. 187—201.
 58. *Селянгин О.Б.* Непрерывно-дифференцированные потоки лав с включениями и вероятное устройство области дифференциации магмы под вулканом // Бюл. вулканол. станций. 1979. N 57. С. 39—52.
 59. *Селянгин О.Б.* Вулканы и включения: петрогенезис взаимосвязанных вулканических и плутонических серий // Взаимосвязь разноглубинного магматизма. М.: Наука, 1982. С. 116—214.
 60. *Селянгин О.Б., Брайцева О.А., Егорова И.А.* и др. Геологические и тефрохронологические исследования современного вулкана // Проблемы глубинного магматизма. М., 1979. С. 32—49.
 61. *Смит Р.Л.* Потоки вулканического пепла // Проблемы палеовулканизма. М., 1963. С. 307—370.
 62. *Соболев В.С.* О закономерном уменьшении полей кристаллизации "легких" минералов с увеличением давления // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215, N 2. С. 436—438.
 63. *Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Добрецов К.Л., Соболев Н.В.* Физико-химические условия глубинного петрогенезиса // Геология и геофизика. 1970. N 4. С. 24—35.
 64. *Троицкий В.Д.* Краткий геоморфологический очерк района Карымского вулкана // Тр. Лаб.

- вулканологии АН СССР, 1947. Вып. 3. С. 49—88.
65. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 551 с.
 66. Фарберов А.И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука, 1974. 88 с.
 67. Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 139 с.
 68. Федотов С.А. О связи вулканов с Тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов // Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 9—20.
 69. Федотов С.А., Фарберов А.И. О поглощении поперечных сейсмических волн в земной коре и верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов // Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964. С. 16—17.
 70. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 288 с.
 71. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология автолитов в гранитоидах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. N 2. С. 36—48.
 72. Флоренский И.В. К вопросу о возрасте кальдер Узон и Крашенинникова // Вулканология и сейсмология. 1984. N 1. С. 102—106.
 73. Фролова Т.И., Рудник Г.Б. Об анортозитовой тенденции дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития островных дуг // Вестн. МГУ. Сер. 4, геология. 1974. N 4. С. 20—36.
 74. Хан Б.Х., Быков И.И., Кораблин В.П., Ладохин С.В. Затвердевание и кристаллизация каменного литья. Киев: Наук. думка, 1969. 161 с.
 75. Холмс А. Основы физической геологии. М.: ИЛ, 1949. 281 с.
 76. Хренов А.П. Сравнительная характеристика продуктов вулканической деятельности в зависимости от динамики извержений // Глубинное строение, магматизм и металлогения орогенных поясов. Владивосток, 1976. С. 127—128.
 77. Хренов А.П. Кристаллизация базальтового расплава в процессе извержения // Проблемы глубинного магматизма. М., 1979. С. 76—79.
 78. Хубуная С.А. Формационная принадлежность меловых и палеогеновых базальтов Кроноцкого и эоценовых базальтов Камчатского полуостровов (Восточная Камчатка) по геохимическим данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1984. 24 с.
 79. Чалмерс Б. Теория затвердевания. М.: Металлургия, 1968. 238 с.
 80. Шанцер А.Е. Некоторые особенности эволюции тектоно-магматических структур Камчатки в зависимости от ее блокового строения и движения блоков в позднем кайнозое // Бюл. вулканол. станций. 1979. N 57. С. 53—65.
 81. Шанцер А.Е., Цикунов А.Г., Масуренков Ю.П. и др. Неогеновая история развития вулканического центра, первый ритм вулканизма // Вулканический центр: строение, динамика, вещество. М.: Наука, 1980. С. 116—124.
 82. Шаранов В.Н., Исаенко Л.И. Динамика дифференциации базальтовой магмы в камере // Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах. Новосибирск, 1977. С. 34—54.
 83. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.
 84. Шеймович В.С. Игнимбриты Камчатки. М.: Недра, 1979. 179 с.
 85. Эрлих Э.Н. Новые данные о вулканотектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма // Геотектоника. 1966. N 6. С. 48—63.
 86. Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Основные этапы вулканизма и тектонических преобразований четвертичного времени в западной части Тихоокеанского кольца // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1973. N 3. С. 5—26.
 87. Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца // Кислый вулканизм. Новосибирск. 1973. С. 4—39.
 88. Эрлих Э.Н., Брайцева О.А., Богоявленская Г.Е. Геологическая история и вулканизм Узонско-Гейзерной депрессии и сравнение ее со смежными вулканотектоническими депрессиями Восточной Камчатки // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., 1974. С. 61—69.
 89. Andersen O. The system anorthite-forsterite-silica // Amer. J. Sci. Ser. 4. 1915. Vol. 39. P. 407—454.
 90. Baker B.H., McBirney A.R. Liquid fractionation. Pt III. Geochemistry of zoned magmas and the compositional effects of liquid fractionation // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1985. Vol. 24. P. 55—81.
 91. Bottinga Y., Weill F. Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components // Amer. J. Sci. 1970. Vol. 269, N 2. P. 169—182.
 92. Bowen N.L. The evolution of the Igneous rocks. Princeton: Princeton Univ. press, 1928. 332 p.
 93. Cann J.R. Upward movement of granitic magma // Geol. Mag. 1970. Vol. 107, N 4. P. 335—340.
 94. Eichelberger J.C. Magma contamination within the volcanic pile: origin of andesite and dacite // Geology. 1974. Vol. 2, N 1. P. 29—33.
 95. Eichelberger J.C., Gooley R. Evolution of silicic magma chambers and their relationship to basaltic volcanism // Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union. 1977. P. 57—77.
 96. Gill J. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin etc.: Springer, 1981. 390 p.
 97. Hildreth W. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism // J. Geophys. Res. B. 1981. Vol. 86, N 11. P. 10153—10192.
 98. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the Common volcanic rocks // Canad. J. Earth. Sci. 1971. N 8. P. 523—548.
 99. Ishikawa T. Petrological significance of large

- anorthite crystals included in some pyroxene andesites and basalts in Japan // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.* 1951. Vol. 11, N 4. P. 339—357.
100. *Katsui Y., Oba Y., Ando S., Nishimura S.* a.o. Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, North Japan // *Ibid.* 1978. Vol. 18, N 3. P. 449—484.
 101. *Kerr R.C., Turner I.S.* Layered convection and crystal layers in multicomponent systems // *Nature.* 1982. Vol. 298, N 5876. P. 731—733.
 102. *Kubota S., Berg E.* Evidence for magma in the Katmai volcanic range // *Bull. Volcanol.* 1967. Vol. 31. P. 175—214.
 103. *Kuno H.* Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1950. Vol. 61. P. 957—1014.
 104. *Marsch B.D., Carmichael S.* Benioff zone magmatism // *J. Geophys. Res.* 1974. Vol. 79. P. 1196—1206.
 105. *McBirney A.R.* Some geologic constraints on models for magma generation in orogenic environments // *Canad. Miner.* 1976. P. 245—254.
 106. *McBirney A.R., Brain H., Baker, Nilson R.H.* Liquid fractionation. Pt. I: Basic principles and experimental simulations // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1985. Vol. 24. P. 3—23.
 107. *Milne I.* On the form of volcanoes // *Geol. Mag.* 1878. Vol. 5. P. 62—83.
 108. *Miyashiro S.* Classification, characteristics and origin of ophiolites // *J. Geol.* 1975. Vol. 83, N 2. P. 249—281.
 109. *Mo X., Carmichael I.S.E., Rivers M., Stebbins J.* The partial molar volume of Fe_2O_3 in multicomponent silicate liquids and the pressure dependence of oxygen fugacity in magmas // *Miner. Mag.* 1982. Vol. 45. P. 237—245.
 110. *Nakamura K.* Volcano-stratigraphic study of Oshima Volcano, Izu // *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo.* 1964. Vol. 42. P. 650—728.
 111. *O'Hara M.J.* Geochemical evolution during crystallization of a periodically refilled magma chamber // *Nature.* 1977. Vol. 266. P. 503—507.
 112. *Presnall D.C.* The geometrical analysis of partial fusion // *Amer. J. Sci.* 1969. Vol. 267, N 10. P. 1178—1194.
 113. *Reid G.B., Evans O.C., Fates D.G.* Magma mixing in granitic rocks of the ventral Sierra Nevada, California // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 66. P. 243—261.
 114. *Rose W.Ir., Grant N.K., Hahn G.A.* a.o. The evolution of Santa Maria Volcano, Guatemala // *J. Geol.* 1977. N 85. P. 63—88.
 115. *Sakuyama M.* Lateral variations of H_2O content in Quaternary magmas of Northeastern Japan // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 43. P. 103—111.
 116. *Sakuyama M.* Petrology of arc volcanic rocks and their origin mantle diapirs // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1983. Vol. 18, N 1/4. P. 297—320.
 117. *Shairer J.F., Yoder H.S.* The system albite-anorthite-forsterite at 1 atmosphere // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1967. Vol. 65, N 273. P. 204—209.
 118. *Thompson M.E., Macbirney A.R.* Redistribution of phenocrysts by convective flow in a viscous Boundary Layer // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1985. Vol. 24. P. 83—94.
 119. *Thorarinsson S.* The eruption of Hekla 1947—1948. Reykjavik: Sos. Sci. Island. 1954. 68 p.
 120. *Turner I.S., Huppert H.E., Sparks R.S.* An experimental investigation of volatile exsolution in evolving magma chambers // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1983. Vol. 16, N 3/4. P. 263—277.
 121. *Tuttle O.F., Bowen N.L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$ // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1958. Vol. 74. P. 1—153.
 122. *Vogt P.R.* Volcano spacing, fractures and thickness of the lithosphere // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1974. Vol. 21. P. 235—251.
 123. *Wood D.A.* Major and trace elements variations in the Tertiary lavas of Eastern Iceland and their significance with respect to the Iceland geochemical anomaly // *J. Petrol.* 1978. Vol. 19, N 3. P. 393—436.
 124. *Wright T.L., Doherty P.C.* A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol. 81. P. 1995—2008.
 125. *Yoder H.S.* Diopside-anorthite-water system at 5000 bars // *Ibid.* 1955. Vol. 66, N 12. P. 1638—1639.
 126. *Yoder H.S.* Effect of water on the melting of silicates // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1958. N 7. P. 189—191.

ПРИЛОЖЕНИЕ

№ п/п	Имя	Пол	Дата рождения	Дата окончания	Средний балл	Средний балл по математике	Средний балл по русскому языку	Средний балл по литературе	Средний балл по истории	Средний балл по географии	Средний балл по биологии	Средний балл по физике	Средний балл по химии	Средний балл по иностранному языку	Средний балл по выбору	Средний балл по выбору
1	Иванов	М	1990	2007	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5
2	Петров	М	1991	2008	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2
3	Сидоров	М	1992	2009	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
4	Кузнецов	М	1993	2010	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8
5	Лебедев	М	1994	2011	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5
6	Зинченко	М	1995	2012	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
7	Козлов	М	1996	2013	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0
8	Смирнов	М	1997	2014	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8
9	Попов	М	1998	2015	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5
10	Морозов	М	1999	2016	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2
11	Васильев	М	2000	2017	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
12	Брицкий	М	2001	2018	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8
13	Климов	М	2002	2019	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5
14	Леонов	М	2003	2020	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
15	Селезнев	М	2004	2021	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
16	Степанов	М	2005	2022	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
17	Соловьев	М	2006	2023	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
18	Тихонов	М	2007	2024	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
19	Тютчев	М	2008	2025	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
20	Федотов	М	2009	2026	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
21	Филатов	М	2010	2027	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
22	Фролов	М	2011	2028	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
23	Харин	М	2012	2029	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
24	Хохлов	М	2013	2030	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
25	Цыганков	М	2014	2031	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
26	Чайков	М	2015	2032	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
27	Чирков	М	2016	2033	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
28	Шабалин	М	2017	2034	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
29	Шаров	М	2018	2035	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
30	Шевченко	М	2019	2036	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
31	Шестаков	М	2020	2037	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
32	Ширшов	М	2021	2038	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
33	Шуриков	М	2022	2039	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
34	Щеголев	М	2023	2040	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
35	Щербинин	М	2024	2041	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
36	Щукин	М	2025	2042	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
37	Юсупов	М	2026	2043	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
38	Яковлев	М	2027	2044	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
39	Яковлев	М	2028	2045	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
40	Яковлев	М	2029	2046	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
41	Яковлев	М	2030	2047	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
42	Яковлев	М	2031	2048	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
43	Яковлев	М	2032	2049	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
44	Яковлев	М	2033	2050	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
45	Яковлев	М	2034	2051	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
46	Яковлев	М	2035	2052	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
47	Яковлев	М	2036	2053	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
48	Яковлев	М	2037	2054	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
49	Яковлев	М	2038	2055	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
50	Яковлев	М	2039	2056	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
51	Яковлев	М	2040	2057	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
52	Яковлев	М	2041	2058	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
53	Яковлев	М	2042	2059	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
54	Яковлев	М	2043	2060	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
55	Яковлев	М	2044	2061	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
56	Яковлев	М	2045	2062	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
57	Яковлев	М	2046	2063	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
58	Яковлев	М	2047	2064	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
59	Яковлев	М	2048	2065	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
60	Яковлев	М	2049	2066	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
61	Яковлев	М	2050	2067	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
62	Яковлев	М	2051	2068	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
63	Яковлев	М	2052	2069	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
64	Яковлев	М	2053	2070	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
65	Яковлев	М	2054	2071	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
66	Яковлев	М	2055	2072	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
67	Яковлев	М	2056	2073	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
68	Яковлев	М	2057	2074	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
69	Яковлев	М	2058	2075	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
70	Яковлев	М	2059	2076	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
71	Яковлев	М	2060	2077	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
72	Яковлев	М	2061	2078	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
73	Яковлев	М	2062	2079	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
74	Яковлев	М	2063	2080	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
75	Яковлев	М	2064	2081	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
76	Яковлев	М	2065	2082	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
77	Яковлев	М	2066	2083	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
78	Яковлев	М	2067	2084	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
79	Яковлев	М	2068	2085	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
80	Яковлев	М	2069	2086	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
81	Яковлев	М	2070	2087	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
82	Яковлев	М	2071	2088	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
83	Яковлев	М	2072	2089	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
84	Яковлев	М	2073	2090	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
85	Яковлев	М	2074	2091	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
86	Яковлев	М	2075	2092	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
87	Яковлев	М	2076</													

Химический состав пород Малосемячинского вулканического центра

N образца	C-756	C-434	C-677	C-677a	C-678a	B-5271	C-382a	C-383a	C-387	C-756a
N анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	61,22	47,80	50,06	50,53	51,08	49,94	51,00	49,02	53,00	51,68
TiO ₂	1,14	0,72	0,95	0,94	0,80	0,74	0,96	0,80	0,87	1,40
Al ₂ O ₃	16,06	21,18	19,18	20,58	21,34	21,11	17,37	18,87	18,01	16,50
Fe ₂ O ₃	2,10	4,63	3,07	3,51	4,82	4,12	3,42	3,25	8,45	3,61
FeO	3,48	5,46	7,98	5,20	4,58	4,34	7,96	7,90	2,04	8,33
MnO	0,16	0,15	0,16	0,17	0,15	0,17	0,21	0,18	0,18	0,20
MgO	2,21	4,54	4,27	3,85	3,24	3,40	5,16	6,02	3,11	4,55
CaO	5,76	12,34	11,05	10,11	10,58	11,68	9,46	10,57	9,40	8,91
Na ₂ O	4,68	2,07	2,37	2,76	2,48	2,57	2,86	2,41	3,41	2,94
K ₂ O	1,68	0,48	0,62	0,62	0,48	0,37	0,72	0,60	0,84	0,78
P ₂ O ₅	0,39	0,13	0,19	0,16	0,13	0,18	0,18	0,18	0,22	0,19
H ₂ O ⁻	0,38	0,20	Нет	0,54	0,08	0,51	—	0,14	0,68	—
H ₂ O ⁺	0,32	0,36	"	0,63	0,68	0,72	—	0,20	0,20	0,19
п.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,58	100,09	99,90	99,60	100,44	99,84	100,30	100,14	100,41	99,55

N образца	C-570a	C-571в	C-572a	C-774	B-5250/1	B-5251/1	B-5252/2	B-5253/1	C-333	C-564
N анализа	22	23	24	25	26	27*	28	29*	30	31*
SiO ₂	48,76	51,06	53,40	51,24	47,40	47,12	48,00	46,97	47,82	47,70
TiO ₂	0,83	1,10	0,91	1,24	0,36	0,70	0,94	0,82	0,75	0,67
Al ₂ O ₃	22,71	18,05	16,51	19,04	16,84	18,22	18,20	16,98	16,12	17,03
Fe ₂ O ₃	4,78	3,08	3,32	3,37	3,30	11,10	2,90	11,64	3,66	11,29
FeO	4,88	8,12	8,92	6,32	8,16	=	8,19	=	8,42	=
MnO	0,15	0,17	0,16	0,19	0,21	0,20	0,22	0,26	0,19	0,19
MgO	2,77	4,55	3,94	4,48	7,06	7,47	6,76	8,50	9,00	10,07
CaO	12,34	9,39	8,17	9,41	11,01	12,10	11,25	11,60	11,74	10,80
Na ₂ O	2,50	2,86	3,26	2,98	1,80	1,52	1,82	1,60	1,83	1,78
K ₂ O	0,45	1,04	0,70	0,70	0,10	0,25	0,12	0,26	0,48	0,36
P ₂ O ₅	0,19	0,21	0,14	0,32	0,10	0,27	0,37	0,22	0,13	0,09
H ₂ O ⁻	0,10	0,28	0,18	0,44	1,20	=	0,09	=	0,02	=
H ₂ O ⁺	0,03	0,23	0,12	0,06	1,33	=	0,02	=	—	=
п.п.п.	—	—	—	—	—	=	—	=	—	—
Сумма	100,49	100,14	99,73	99,79	99,69	98,95	99,75	98,85	100,16	100,02

N образца	C-403	C-639	C-643	C-640	C-645	C-518a	C-357в	C-398	C-616a	C-392	C-2166
N анализа	43	44	45	46	47*	48	49	50*	51	52	53*
SiO ₂ O	47,50	51,21	55,18	60,10	66,24	67,46	65,22	66,40	71,34	72,56	63,34
TiO ₂	0,75	1,14	0,95	0,84	0,72	0,75	0,68	0,51	0,30	0,46	1,00
Al ₂ O ₃	17,01	19,61	18,01	16,39	16,01	14,52	15,41	15,33	14,11	13,99	15,31
Fe ₂ O ₃	2,80	3,24	4,65	3,35	5,07	1,91	1,58	1,45	1,39	0,44	2,94
FeO	8,13	6,50	4,34	4,14	=	2,44	3,39	3,17	1,58	1,58	3,09
MnO	0,12	0,15	0,12	0,15	0,13	0,18	0,11	0,12	0,08	0,09	0,24

C-400д	C-330a	C-559	C-723	C-546	C-547	C-742	C-714a	C-7146	C-5716	C-572
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
51,04	52,94	56,38	55,87	59,88	59,30	59,42	60,84	60,24	50,08	48,42
0,82	0,80	1,10	1,32	0,72	1,05	1,10	1,14	1,22	1,00	0,72
16,70	17,30	15,92	15,49	16,55	15,34	15,79	15,77	15,87	18,44	20,23
4,20	3,46	3,86	11,48	5,04	2,83	3,10	2,93	2,73	2,52	3,62
8,93	7,29	6,41	=	3,31	6,09	5,03	4,89	4,94	7,11	6,03
0,21	0,15	0,21	0,18	0,16	0,14	0,16	0,23	0,23	0,18	0,06
3,96	3,85	3,02	3,45	2,58	2,38	2,34	2,16	2,10	6,81	5,36
9,40	9,63	7,20	7,74	5,71	6,12	5,82	5,59	5,53	10,60	12,29
3,07	2,97	3,84	2,62	4,22	4,15	4,08	4,43	4,39	2,47	2,26
0,62	0,78	1,12	1,52	1,59	1,62	2,14	1,64	1,59	0,57	0,48
0,20	0,19	0,16	0,24	0,26	0,12	0,48	0,09	0,08	0,20	0,08
0,50	0,40	0,22	=	—	—	—	0,42	0,89	0,20	—
0,20	—	0,08	=	—	0,70	0,18	0,18	0,37	0,09	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100,18	100,21	99,52	99,91	100,62	99,84	99,64	100,36	100,18	100,27	99,55

C-5786	C-578r	C-5796	C-579B	C-580	C-580a	C-5676	C-567r	C-204	C-768	C-773
32*	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
49,02	47,52	47,30	47,80	49,87	49,14	48,78	48,80	47,96	48,24	47,89
0,76	0,78	0,78	0,90	0,81	1,06	0,69	0,65	0,30	0,94	0,93
18,09	19,16	20,13	18,37	19,31	19,35	20,58	22,11	21,12	18,78	19,04
11,19	2,72	3,77	4,11	10,38	4,13	2,31	2,70	1,90	4,21	3,40
=	7,20	6,65	6,32	=	6,49	6,91	6,67	7,44	6,15	7,18
0,18	0,20	0,20	0,24	0,18	0,23	0,19	0,16	0,20	0,23	0,20
6,95	7,40	5,20	8,50	4,99	5,24	5,20	3,96	4,69	6,28	7,11
11,73	11,63	12,49	11,86	11,75	11,33	11,71	11,83	12,12	11,37	11,21
1,53	1,92	1,97	1,91	2,00	2,28	2,07	2,04	2,39	2,19	2,02
0,25	0,40	0,40	0,34	0,30	0,41	0,48	0,32	0,48	0,40	0,20
0,11	0,13	0,12	0,05	0,12	0,06	0,09	0,09	0,16	0,04	0,12
=	0,34	0,34	0,53	=	0,30	0,26	0,41	0,10	0,36	0,36
=	0,18	0,18	0,21	=	0,14	0,42	—	0,71	0,19	0,04
0,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,82	99,58	99,53	100,14	100,01	100,26	99,77	99,77	99,57	99,41	99,70

C-216B	C-216r	C-216д	C-217	C-4006	C-753a	CF-36	C-647	C-646	C-174r	C-1746
54	55*	56	57	58	59	60	61	62*	63*	64*
62,12	63,68	62,58	67,77	67,02	62,50	65,64	63,76	65,34	67,30	63,03
1,15	0,99	1,12	0,86	0,71	0,92	0,90	1,05	0,96	0,73	0,92
15,81	15,67	15,34	14,12	15,57	15,04	15,65	15,56	15,67	14,55	16,36
3,17	3,74	3,62	1,69	2,08	3,14	2,21	2,75	5,95	1,99	2,83
2,84	2,52	2,96	2,06	2,20	2,41	1,95	2,67	=	1,84	3,26
0,18	0,24	0,17	0,13	0,16	0,15	0,14	0,19	0,17	0,18	0,22

Приложение (продолжение)

№ образца	C-403	C-639	C-643	C-640	C-645	C-518а	C-357в	C-398	C-616а	C-392	C-2166
№ анализа	43	44	45	46	47*	48	49	50*	51	52	53*
MgO	8,26	3,71	3,57	2,60	1,15	0,77	1,84	1,88	0,41	0,42	1,48
CaO	11,66	10,38	8,07	6,14	4,13	3,97	4,85	4,60	2,20	2,39	4,05
Na ₂ O	1,83	2,97	3,32	4,08	4,01	4,67	3,73	3,17	4,32	4,57	4,02
K ₂ O	0,48	0,70	1,20	1,66	1,85	2,47	2,13	1,98	3,00	2,55	2,06
P ₂ O ₅	0,14	0,23	0,08	0,55	0,23	0,19	0,19	—	0,06	0,16	0,29
H ₂ O ⁻	0,02	0,38	—	0,40	=	0,60	0,36	=	0,40	0,40	=
H ₂ O ⁺	1,00	0,13	0,48	—	=	0,30	0,34	=	0,33	—	=
п.п.п.	—	—	—	—	0,44	—	—	1,31	—	—	2,18
Сумма	99,70	100,35	99,97	100,40	99,98	100,32	99,83	99,92	99,52	99,61	100,00

№ образца	C-174в	C-302	C-551	C-186	Л-331	Л-302	СТ-348	C-237а	C-246в	C-252	C-194
№ анализа	65*	66	67	68	69	70	71*	72	73	74	75
SiO ₂	66,20	67,22	67,52	52,02	50,86	52,72	52,43	51,04	53,08	61,12	61,76
TiO ₂	0,80	0,72	0,62	1,02	0,80	0,92	0,85	0,96	1,14	0,82	0,87
Al ₂ O ₃	15,10	15,32	14,98	17,11	17,22	17,76	17,01	17,24	15,97	15,89	16,34
Fe ₂ O ₃	2,30	1,18	2,09	5,28	2,04	3,08	8,71	4,04	3,84	2,24	2,02
FeO	2,24	2,53	1,23	3,89	8,31	6,70	=	7,47	6,06	5,72	4,25
MnO	0,20	0,12	0,18	0,19	0,16	0,17	0,16	0,12	0,23	0,12	0,14
MgO	1,17	1,24	0,75	6,39	6,61	4,50	6,10	4,99	4,67	2,19	2,07
CaO	3,28	3,95	3,01	10,30	10,56	9,50	9,92	9,99	10,15	6,07	5,87
Na ₂ O	4,35	4,55	4,24	2,97	2,49	2,86	2,50	2,83	2,70	3,73	4,17
K ₂ O	2,14	2,25	2,73	0,84	0,61	0,97	0,70	1,00	1,03	1,97	1,86
P ₂ O ₅	0,14	0,23	0,16	0,17	0,25	0,22	0,16	0,19	0,07	0,13	0,20
H ₂ O ⁻	=	0,40	2,60	—	0,28	0,38	=	0,06	0,36	0,04	0,35
h ₂ O ⁺	=	0,10	0,13	0,47	0,06	0,31	=	—	0,21	0,18	0,17
п.п.п.	1,58	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,50	99,81	100,24	100,65	100,25	100,09	99,55	99,93	99,59	100,22	100,07

№ образца	C-576	C-594	C-613а	C-612	C-490	C-496	C-164	C-469а	C-502	C-162а	C-163
№ анализа	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97
SiO ₂	49,26	49,54	48,34	51,62	49,94	48,08	50,94	50,24	50,60	51,54	48,96
TiO ₂	0,86	0,80	1,25	0,91	0,77	0,91	1,14	1,08	1,09	1,00	1,05
Al ₂ O ₃	17,23	19,54	18,41	20,61	20,77	18,62	17,81	19,23	20,50	19,27	18,62
Fe ₂ O ₃	2,86	3,31	3,09	3,46	3,29	3,83	3,26	3,63	3,36	2,12	4,68
FeO	8,08	5,89	7,87	5,66	5,32	7,01	6,44	6,75	6,78	7,24	5,63
MnO	0,17	0,16	0,25	0,17	0,16	0,12	0,20	0,22	0,18	0,19	0,23
MgO	7,66	5,86	6,60	3,61	4,07	6,62	5,32	3,96	3,25	4,20	5,69
CaO	11,04	11,89	11,37	10,17	11,96	12,26	9,76	10,82	10,57	9,90	11,87
Na ₂ O	1,95	2,30	2,37	2,90	2,36	1,99	2,65	2,92	2,77	3,21	2,32
K ₂ O	0,45	0,48	0,40	0,76	0,36	0,52	0,97	0,51	0,62	0,66	0,54
P ₂ O ₅	0,16	0,12	0,04	0,18	0,08	0,19	0,02	0,12	0,26	0,20	0,17
H ₂ O	0,22	0,20	0,32	—	=	0,16	0,34	=	0,24	0,16	0,26
H ₂ O ⁺	0,11	0,15	0,12	—	=	—	0,12	=	0,26	0,31	0,10
п.п.п.	—	—	—	—	0,30	—	—	0,52	—	—	—
Сумма	100,05	100,33	100,43	100,05	99,38	100,31	99,97	100,00	100,48	100,00	100,12

C-216в	C-216г	C-216д	C-217	C-4006	C-753a	СГ-36	C-647	C-646	C-174r	C-174e
54	55'	56	57	58	59	60	61	62'	63'	64'
1,32	1,74	1,56	0,50	1,36	1,50	1,33	1,87	1,14	0,91	1,68
4,66	4,60	5,37	3,24	3,64	4,12	3,87	4,55	4,19	2,59	4,57
4,73	3,90	4,49	5,03	4,70	4,89	4,95	4,46	3,90	4,20	3,69
2,19	1,96	2,10	2,58	2,64	2,00	2,13	2,35	2,21	2,40	1,88
0,39	0,26	0,35	0,20	0,23	0,21	0,20	0,34	0,29	0,12	0,21
0,48	=	0,48	0,56	—	0,42	0,16	0,26	=	=	=
1,43	=	—	1,70	—	2,08	0,44	—	=	=	=
—	0,54	—	—	—	—	—	—	0,16	2,41	0,77
100,47	99,84	100,14	100,44	100,31	99,38	99,57	99,81	99,98	99,32	99,42

C-699	C-235	C-235в	B-5228	C-195a	Л-308	C-2066	C-169a	Л-303	C-272	C-272a
76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86
58,50	63,10	65,90	66,60	64,44	62,62	60,62	60,16	59,68	59,92	59,32
1,10	0,78	0,75	0,82	0,89	0,84	1,05	0,95	0,97	1,00	1,00
15,90	15,77	15,06	15,29	14,97	16,13	17,20	16,54	16,41	15,76	15,90
2,80	3,01	2,50	1,06	3,43	1,85	6,31	2,73	4,89	3,19	2,91
6,45	1,95	2,67	2,87	2,52	5,31	1,23	4,39	2,88	4,83	5,11
0,20	0,12	0,12	0,23	0,14	0,16	0,18	0,19	0,17	0,18	0,18
2,63	1,32	1,32	1,04	1,31	1,77	2,16	2,45	2,24	3,30	3,26
6,38	3,62	3,89	3,63	4,23	5,01	5,66	5,62	6,12	5,48	5,48
4,16	4,49	4,84	5,40	4,70	4,62	3,18	4,49	4,09	4,62	4,50
1,35	2,05	2,22	2,29	2,35	1,70	0,74	1,54	1,45	1,47	1,43
0,12	0,20	0,20	0,23	0,32	0,24	0,29	0,08	0,19	0,19	0,28
0,30	0,42	—	0,14	0,22	0,04	1,18	0,24	—	0,30	0,20
0,60	3,20	0,40	0,34	0,22	0,02	—	0,31	—	0,37	0,34
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100,49	100,03	99,87	100,04	99,74	100,31	99,80	99,69	99,08	100,61	99,91

B-5282/4	C-191a	CT-349	C-421a	C-2856	C-166	C-167	C-285r	C-435	C-165a	22/47
98	99	100	101'	102	103'	104	105	106	107	108
48,20	48,00	51,36	52,21	51,92	48,35	49,62	49,44	61,82	59,74	57,62
1,11	0,87	0,92	0,91	1,12	0,99	0,80	0,69	0,83	0,90	0,75
19,05	20,11	18,36	17,72	16,61	19,18	22,65	17,30	15,22	15,84	16,80
4,52	4,15	2,78	2,87	4,06	4,32	3,14	2,31	2,31	2,13	1,48
5,80	6,26	6,85	6,42	7,96	5,86	4,27	8,02	5,37	5,43	5,89
0,07	0,17	0,23	0,22	0,23	0,20	0,14	0,19	0,15	0,16	0,16
4,30	4,48	4,85	4,59	5,00	4,54	3,23	7,38	1,40	3,12	5,36
10,89	13,03	9,29	9,73	9,51	11,99	11,76	10,72	5,74	6,39	7,56
2,73	2,34	2,97	3,05	2,86	2,63	2,64	2,26	3,89	3,73	2,65
0,35	0,72	0,84	0,64	0,72	0,33	0,93	0,61	2,07	1,89	1,40
0,26	0,21	0,26	0,20	0,20	0,13	0,20	0,20	0,34	0,31	0,31
1,40	0,04	0,36	=	—	=	0,36	0,20	0,26	0,18	0,08
1,12	—	0,45	=	—	=	0,20	0,45	0,30	0,36	—
—	—	—	0,78	—	0,68	—	—	—	—	—
99,80	100,38	99,52	99,34	100,19	99,20	99,94	99,77	99,70	100,18	100,06

Приложение (продолжение)

№ образца	C-504	C-159в	B-5210	C-296	C-230	C-286а	C-154	C-167в	И-41	И-42	И-43
№ анализа	109	110	111	112'	113	114	115	116	117	118	119
SiO ₂	56,04	66,82	66,58	63,77	61,82	58,25	58,50	55,64	55,92	58,68	63,54
TiO ₂	0,72	0,74	0,94	0,77	0,42	0,72	0,76	0,78	1,17	1,13	0,66
Al ₂ O ₃	17,12	14,43	14,35	16,16	17,00	16,37	17,38	18,79	17,23	17,84	16,14
Fe ₂ O ₃	2,25	1,41	1,89	6,76	1,83	2,93	2,50	2,49	1,88	2,63	4,37
FeO	5,95	3,25	3,24	=	4,53	4,88	4,45	4,11	5,37	3,96	1,21
MnO	0,11	0,12	0,13	0,13	0,17	0,13	0,17	0,13	0,23	0,21	0,07
MgO	5,70	0,76	1,06	1,75	1,86	3,75	3,52	3,50	4,30	3,35	2,15
CaO	7,69	3,67	3,52	4,95	5,45	7,63	7,32	8,83	7,84	6,82	4,77
Na ₂ O	3,05	4,86	4,16	3,42	3,81	3,41	3,20	4,05	3,23	3,87	3,65
K ₂ O	1,59	3,05	2,44	1,95	1,92	1,53	1,52	1,20	1,00	1,46	2,21
P ₂ O ₅	0,20	0,25	0,23	0,19	0,13	0,11	0,08	0,22	0,31	—	0,05
H ₂ O	—	0,24	0,22	=	0,90	0,18	0,14	0,26	0,26	0,54	0,26
H ₂ O ⁺	—	0,33	0,78	=	—	0,04	0,80	0,19	0,76	0,09	—
п.п.п.	—	—	—	0,12	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,42	99,93	99,54	99,97	99,84	99,93	100,34	100,19	99,50	100,58	100,31

№ образца	C-426	C-606	C-604	C-607	C-608	C-413	C-710	C-267а	C-310а	B-5248	C-598
№ анализа	131	132	133'	134	135	136	137	138	139	140	141
SiO ₂	58,26	57,35	55,81	52,86	48,24	47,60	51,90	53,24	54,59	52,68	51,68
TiO ₂	0,68	1,01	0,71	0,71	1,02	0,83	0,80	0,96	0,78	0,80	0,88
Al ₂ O ₃	14,67	15,52	16,00	17,09	17,38	17,28	17,79	17,04	17,15	16,91	17,22
Fe ₂ O ₃	1,84	3,58	9,21	1,51	3,13	3,13	3,31	2,90	2,20	1,63	1,26
FeO	6,46	4,60	=	6,82	7,87	7,80	5,83	6,69	6,49	6,96	7,85
MnO	0,14	0,20	0,16	0,11	0,24	0,23	0,13	0,16	0,16	0,19	0,18
MgO	5,41	5,81	7,05	7,81	9,48	10,00	5,93	4,55	3,97	4,98	5,68
CaO	6,32	5,78	6,97	8,53	9,18	9,15	10,62	9,63	8,61	9,89	9,93
Na ₂ O	3,35	3,32	2,25	2,49	2,47	2,19	2,39	2,90	3,39	3,25	2,61
K ₂ O	1,70	1,67	1,19	1,08	0,54	0,57	0,79	1,12	1,18	1,00	1,08
P ₂ O ₅	0,27	0,23	0,20	0,28	0,08	0,20	0,17	0,30	0,18	0,22	0,17
H ₂ O ⁻	0,32	0,30	=	0,14	0,40	0,22	0,30	0,36	0,33	0,37	н/о
H ₂ O ⁺	0,20	0,13	=	0,18	—	0,30	0,08	0,02	0,57	0,16	0,79
п.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,60	—
Сумма	99,52	99,50	99,54	99,61	100,03	99,50	100,04	99,87	99,54	99,64	99,33

№ образца	C-178	C-151а	C-152	Л-314	Л-311	B-5220/1	C-443	C-293	C-165/1	C-606/12	C-606/13
№ анализа	153	154	155	156	157	158	159	160	161	162	163
SiO ₂	56,10	55,90	55,40	55,44	55,92	55,38	56,02	54,68	43,52	42,40	45,70
TiO ₂	1,61	1,15	1,20	1,00	1,12	0,65	1,00	0,88	0,10	—	0,25
Al ₂ O ₃	15,91	16,09	16,48	15,65	16,16	16,31	16,27	17,20	34,10	24,19	20,00
Fe ₂ O ₃	1,81	3,67	4,20	3,44	1,60	3,18	3,04	2,44	0,62	1,99	2,17
FeO	8,46	6,58	5,88	8,54	9,11	7,47	7,31	7,57	1,00	5,45	3,87
MnO	0,18	0,19	0,19	0,17	0,18	0,11	0,12	0,18	0,18	0,13	0,11
MgO	2,67	3,42	3,20	3,32	3,26	3,16	3,52	4,26	1,04	12,04	10,21
CaO	8,00	7,68	7,57	7,40	6,85	8,16	7,57	8,14	18,02	12,48	16,60
Na ₂ O	3,25	3,55	3,46	3,45	3,54	3,45	3,39	2,78	0,86	0,89	0,77
K ₂ O	1,44	1,47	1,45	1,41	1,52	1,44	1,54	1,27	0,12	0,15	0,24

C-523	C-686	C-618a	C-294	C-295	Л-326	C-409	C-389	C-619	C-309	C-605
120	121	122	123*	124*	125	126	127*	128	129	130
59,14	48,32	48,94	48,36	50,03	48,34	48,92	49,80	51,18	56,98	59,08
0,68	0,92	0,73	0,74	0,78	0,76	0,70	0,98	1,27	0,86	0,70
15,87	18,57	18,45	17,76	17,66	21,09	18,99	18,15	17,06	17,59	15,34
2,71	3,15	3,76	2,52	4,05	3,38	3,74	3,40	4,74	2,10	1,60
4,68	7,50	6,18	7,98	5,31	5,92	6,40	7,72	6,27	5,17	6,75
0,15	0,15	0,17	0,20	0,18	0,14	0,14	0,22	0,25	0,15	0,15
3,11	6,75	6,48	7,02	5,26	3,76	4,98	4,86	4,69	2,08	5,28
8,12	11,15	11,93	12,82	11,53	12,50	12,37	10,31	9,67	8,28	5,38
3,59	2,28	1,61	1,63	2,83	2,24	2,25	3,04	2,92	3,63	3,55
1,58	0,48	0,54	0,24	0,37	0,52	0,51	0,43	0,60	1,42	1,93
0,23	0,28	0,16	0,11	0,07	0,26	0,20	0,10	0,16	0,36	0,26
0,20	0,26	0,28	=	=	0,38	0,40	=	0,32	0,26	—
0,00	0,12	0,76	=	=	0,35	—	=	0,45	0,54	—
—	—	—	0,46	1,14	—	—	0,64	—	—	—
100,06	99,93	100,19	99,74	99,26	99,64	99,60	99,65	99,58	99,42	100,02

C-182	C-546a	C-183	C-250	C-691a	C-708	C-621	C-151	C-537	C-226a	C-177
142	143	144	145	146	147	148	149	150	151	152
52,12	54,14	53,56	52,72	53,49	51,42	51,03	52,58	57,49	57,40	55,28
0,95	0,90	0,95	0,66	0,80	0,71	0,86	1,01	0,93	1,34	1,00
17,78	17,14	17,52	18,25	17,74	18,48	16,95	16,63	15,84	15,81	15,92
2,47	2,99	2,29	1,75	2,24	1,75	3,48	3,47	2,67	2,98	6,86
6,20	6,48	6,40	8,28	7,51	7,68	6,84	6,73	7,00	7,21	4,11
0,15	0,18	0,17	0,16	0,16	0,17	0,13	0,13	0,17	0,19	0,20
5,16	5,56	5,01	4,85	4,91	5,66	7,50	5,05	2,80	3,10	3,41
10,68	8,09	9,22	8,48	8,41	9,85	9,45	9,14	7,47	7,40	8,05
2,83	2,70	2,94	2,53	2,81	2,38	2,32	2,58	3,62	3,08	3,31
0,92	1,30	1,27	1,14	1,24	0,91	0,83	1,04	1,67	1,51	1,54
0,17	0,21	0,25	0,23	0,19	0,19	0,07	0,34	0,19	0,27	0,43
0,24	0,22	0,14	0,30	0,31	0,19	0,16	0,60	0,11	0,12	—
0,53	0,54	0,12	0,46	0,22	0,38	0,25	0,58	—	0,06	0,20
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100,20	100,45	99,84	99,81	100,03	99,77	99,87	99,88	99,96	100,47	100,31

C-606/1	C-426/1	C-429/1	C-670/1	C-604/5	C-604/6	C-418/8	C-138/2	C-165/5	C-268/1	C-706/2
164	165	166	167	168	169	170	171	172	173	174
44,51	43,26	45,63	44,75	46,52	45,94	46,50	46,68	47,46	46,02	50,01
—	—	0,25	0,27	0,40	0,30	1,04	0,84	0,55	0,16	0,88
20,84	25,87	20,12	15,38	22,80	20,82	17,25	19,69	18,65	30,35	17,54
1,10	1,34	0,61	0,83	2,57	1,62	3,49	3,24	2,83	3,78	2,66
5,95	5,03	5,89	7,50	4,45	4,37	8,88	6,12	5,83	=	7,27
0,15	0,09	0,16	0,17	0,13	0,14	0,23	0,19	0,16	0,04	0,20
13,19	9,00	10,05	16,05	8,48	7,25	8,01	6,22	9,75	2,94	7,35
12,58	14,25	15,29	13,24	12,50	17,78	11,80	13,84	11,68	16,19	10,60
0,78	1,01	1,14	0,85	1,55	1,11	1,60	1,70	2,07	0,48	2,02
0,12	0,24	0,24	0,24	0,48	0,24	0,24	0,20	0,62	0,02	0,68

Приложение (продолжение)

№ образца	C-178	C-151a	C-152	Л-314	Л-311	В-5220/1	C-443	C-293	C-165/1	C-606/12	C-606/13
№ анализа	153	154	155	156	157	158	159	160	161	162	163
P ₂ O ₅	0,28	0,27	0,15	0,26	0,35	0,29	0,22	0,27	0,05	0,06	0,05
H ₂ O ⁻	0,28	0,18	0,24	0,04	0,07	0,04	0,14	0,18	0,22	0,24	0,14
H ₂ O ⁺	0,35	0,06	0,20	0,10	0,03	—	—	0,14	0,03	0,36	0,27
п.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,34	100,21	99,62	100,22	99,93	99,64	100,24	99,99	99,86	100,38	100,29

№ образца	C-286/22	C-374	C-395/1	C-356	C-193/1	C-167г	C-159г	C-571г	В-5235/3	В-5235/9	В-5243/6
№ анализа	175	176	177	178	179	180	181	182	183	184	185
SiO ₂	49,00	47,94	48,10	53,82	51,80	49,00	56,32	49,96	60,50	53,23	57,96
TiO ₂	0,82	0,72	0,55	0,89	0,85	0,45	0,82	0,63	0,90	0,66	1,01
Al ₂ O ₃	18,39	17,28	21,40	18,22	18,10	18,81	17,05	18,10	15,56	15,60	16,89
Fe ₂ O ₃	6,53	2,42	3,07	3,45	3,56	4,03	2,54	3,18	5,66	4,60	6,06
FeO	4,73	6,95	5,52	5,17	6,32	5,37	4,71	6,35	2,24	1,21	—
MnO	0,19	0,19	0,17	0,16	0,18	0,18	0,14	0,16	0,22	0,11	—
MgO	6,27	7,91	5,86	4,20	4,64	5,73	3,26	6,06	2,42	2,30	4,33
CaO	11,11	12,34	13,27	9,57	10,08	10,85	8,04	11,25	5,68	5,57	7,31
Na ₂ O	2,41	2,02	1,81	2,85	2,55	2,79	3,69	2,34	3,96	3,99	3,61
K ₂ O	0,48	0,60	0,48	0,96	0,90	0,58	1,58	0,54	1,38	2,06	1,11
P ₂ O ₅	0,15	0,04	0,11	0,20	0,25	0,28	0,31	0,16	0,35	0,30	0,34
H ₂ O ⁻	0,02	—	0,10	0,32	0,45	1,42	0,22	0,34	0,20	0,30	—
P ₂ O ₄ ⁺	0,20	0,93	0,04	0,35	0,18	0,46	1,30	0,69	0,63	0,18	—
п.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,30	99,34	100,48	100,16	99,86	100,45	99,98	99,76	100,44	100,44	99,55

Примечание. + — анализ выполнен рентгеноспектральным или рентгенофлуоресцентным методом; — — компонент отсутствует; = — FeO определена в виде Fe₂O₃ и входит в его суммарное значение; H₂O — отдельно не определялась и входит в сумму потерь при прокаливании (п.п.п.).

Помимо анализов пород собственно Малосемянского центра, в сравнительных целях в таблице приведены также составы пород вулкана Соболиного, игнимбритов, связанных с одноименной кальдерой, и пород внутрикальдерных вулканических построек.

Породы плиоцен-четвертичного фундамента и останцов дочетвертичных стратовулканов: 1 — андезитовый игнимбриит из основания берегового обрыва у пос. Жупаново; вулкан Березовый: 2 — базальт нека у западного подножия останца; 3 — базальт из потока в низах разреза северного склона; 4 — базальт, лава из средних горизонтов разреза; 5 — базальт, поток в верхах разреза; 6 — базальт, поток из верхних горизонтов постройки, (неопубликованный анализ О.Н. Волынца); 7 — субафирный базальт из потока восточного склона; 8 — базальт, там же, привершинная часть склона; 9 — андезито-базальт потока на южном склоне вулкана; лавы комплекса подножий до кальдерных вулканов: 10 — субафирный оливиновый ферробазальт из лавового покрова, берег Кроноцкого залива; 11 — афирный ферробазальт покрова, верховья руч. Бондаренкина; 12 — базальт фундамента вулкана Массивного, истоки руч. Быстрого; 13 — афирный андезито-базальт верхов сложного покрова в долине р. Карымской, лев. борт ниже устья руч. Углогово; 14 — афирный андезито-базальт в основании покрова игнимбритов, верхнее течение р. Карымской; 15 — субафирный андезит сложного покрова в лев. борту долины р. Карымской; 16 — афирный андезит, среднее течение руч. Углогово; 17 — афирный андезит; прав. борт долины р. Карымской в 5 км выше устья руч. Углогово; 18 — афирный андезит, низы сложного покрова в прав. борту долины р. Карымской, против устья руч. Углогово; 19 — афирный андезит, тот же покров, верхний горизонт.

Породы раннечетвертичных вулканов докальдерного комплекса Вулкан Прибрежный Южный: 20 — базальт, лава верхних горизонтов постройки; 21 — базальт, там же; 22 — базальт, средние горизонты; 23 — мегаллагиофирный базальт, дайка, среднее из 2-х анализов; 24 — афирный ферроандезито-базальт, дайка; вулкан Прибрежный Северный: 25 — базальт из силла в основании постройки; вулкан Стена: 26 — базальт, поток в основании разреза вулкана; (в сумму входит 0,82% CO₂); 27 — базальт, дайка; 28 — базальт, поток в привершинной части вулкана; (в сумму входит 0,87% CO₂); 29 — базальт, дайка (26—29 — неопубликованные анализы О.Н. Волынца); 30 — базальт, дайка; 31 — базальт, поток южного склона вулкана; 32 — базальт, поток в основании разреза вулкана; 33 — базальт там же; 34 — базальт, средние горизонты постройки; 35 — базальт, дайка; 36 — базальт, верхние горизонты постройки; 37 — базальт, вершина вулкана; 38 — базальт, поток в основании разреза южного края постройки; 39 — базальт, поток из середины того же разреза; 40 — базальт, верхний поток разреза; 41 — базальт, поток восточного склона; 42 — базальт, там же; 43 — базальт, дайка на северном склоне; вулкан Соболиный: 44 — базальт, поток привершинной части разреза вулкана; 45 — андезито-базальт, средние горизонты постройки; 46 —

C-606/1	C-426/1	C-429/1	C-670/1	C-604/5	C-604/6	C-418/8	C-138/2	C-165/5	C-268/1	C-706/2
164	165	166	167	168	169	170	171	172	173	174
—	0,06	—	0,04	0,07	0,02	0,05	0,11	0,13	0,06	0,17
—	—	—	—	0,12	—	—	0,81	0,18	=	—
0,20	0,22	0,41	0,21	0,20	—	0,32	0,20	0,24	=	0,30
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,42	100,37	99,71	99,53	100,27	99,61	99,41	99,84	100,20	100,04	99,68

C-169/2	C-170/1	C-213/5	C-271/3	C-213/1	C-213/2	C-270/1	C-202/2	C-594п	C-594/1	B-5220/2	C-221/1
186	187	188	189	190	191	192*	193	194	195	196	197
60,02	63,10	54,96	59,54	58,56	61,10	63,52	67,96	67,00	70,10	70,12	66,40
0,96	0,80	0,85	0,92	0,40	0,95	0,97	0,69	0,80	0,84	0,73	0,65
16,32	15,93	17,11	17,10	17,26	16,01	16,12	15,55	16,00	18,76	15,19	14,43
3,63	3,64	3,94	3,25	4,51	3,61	6,51	1,78	3,22	1,49	1,23	2,58
3,56	2,36	3,59	3,89	3,36	3,31	=	2,07	1,06	0,40	1,58	2,36
0,14	0,17	0,19	0,16	0,11	0,16	0,19	0,16	—	—	0,20	0,12
2,32	1,67	4,79	3,06	2,31	2,34	1,55	0,38	0,82	0,50	0,93	1,46
6,08	5,04	9,12	6,03	7,33	5,64	4,91	3,91	3,11	2,41	2,91	4,19
4,00	4,78	3,04	3,94	4,08	3,99	4,26	4,53	4,59	2,79	3,76	3,78
2,10	1,80	1,28	1,80	1,71	1,77	1,56	2,43	2,33	1,62	1,75	2,22
0,30	0,33	0,11	0,26	0,24	0,23	0,40	0,23	0,26	0,33	0,17	0,32
0,20	0,10	0,14	0,10	—	0,32	=	0,36	0,38	0,22	0,22	0,20
0,19	0,23	0,84	—	—	0,12	=	0,02	0,35	0,90	0,74	1,02
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,82	99,82	99,95	100,05	99,87	99,55	99,99	100,01	99,92	100,36	99,53	99,73

андезит, экструзия вершинного гребня: 47 — дацит, экструзия, там же; 48 — дацит, поток в северо-восточном борту кальдеры Соболиного, предположительно связанный с вулканом; вулкан Массивный; 49 — дацит, лава северного потока; 50 — дацит, южный поток; 51 — риолито-дацит, экструзивный купол, выс. 770, 4 м; 52 — пемзовидный риолито-дацит из останца потока;

Породы первого этапа кислого вулканизма и кальдерообразования (средний плейстоцен): 53 — андезитовый игнимбрит сложного покрова в левом борту р. Карымской ниже устья руч. Углого, нижний горизонт, основание зоны максимального сваривания; 54 — андезитовый игнимбрит, тот же горизонт, средняя часть зоны максимального сваривания; 55 — андезитовый игнимбрит, там же, средний горизонт покрова, основание зоны максимального сваривания; 56 — андезитовый игнимбрит, тот же горизонт, средняя часть зоны сваривания; 57 — дацитовый игнимбрит, тот же разрез, верхний горизонт, средняя часть зоны наибольшего сваривания; 58 — дацитовый игнимбрит, верхний горизонт покрова в истоках руч. Бондаренкина; 59 — андезитовый игнимбрит, берег Кроноцкого залива; 60 — дацитовый игнимбрит, прав. борт долины р. Новый Семячик, верхний горизонт; 61 — андезитовый игнимбрит, основание верхнего горизонта покрова в верховьях р. Прав. Жупановой; 62 — дацитовый игнимбрит, тот же горизонт, в 10 м выше по разрезу; 63 — дацитовый игнимбрит, нижний горизонт сложного покрова, руч. Поперечный; 64 — андезитовый игнимбрит, там же, средний горизонт; 65 — дацитовый игнимбрит, там же, верхний горизонт; 66 — дацит, внутрикальдерная экструзия южного вулкана Малый Семячик; 67 — дацитовая пемза, внутрикальдерные отложения в верховьях руч. Углого.

Породы первого постакальдерного этапа вулканизма (поздний плейстоцен). Вулкан Пра-Семячик: 68 — базальт, поток у северного подножия вулкана; 69 — базальт, поток в уступе кальдеры у отм. 1106 м, неопубл. анализ Л.Л. Леоновой; 70 — гиперстенный базальт, поток в уступе кальдеры у отм. 704 м, неопубл. анализ Л.Л. Леоновой; 71 — базальт, горизонт лавы севернее отм. 1106 м; 72 — базальт, поток в уступе кальдеры западнее отм. 1106 м; 73 — андезит-базальт, поток в разрезе кальдерного уступа у южного края холма 704 м; 74 — андезит, поток западного склона к ЮЗ от отм. 704 м; 75 — андезит, поток северного склона, среднее из 2-х анализов: Эффузивный купол в кальдере Соболиного, западнее Пра-Семячика; 76 — афиривый андезит.

Породы второго этапа кальдерообразования (поздний плейстоцен). Пирокластический покров, связанный с кальдерой Малого Семячика: 17 — гидратированная пемза в основании покрова, северный борт кальдеры; 78 — дацитовый реоигнимбрит, горизонт над пемзой в основании покрова; 79 — то же; неопубл. анализ О.Н. Волинца; 80 — дацит игнимбритовой фации покрова, отм. 1106 м; 81 — слекшийся туф андезита, нижние горизонты покрова на холме 704 м; неопубл. анализ Л.Л. Леоновой; 82 — андезитовая пемза, основание покрова в южном секторе; 83 — стекловатый андезит бомбы в средней части покрова, северный склон Пра-Семячика; 84 — андезитовый агломерат, средний горизонт, западный борт кальдеры; неопубл. анализ Л.Л. Леоновой; 85 — андезитовый агломерат, верхние горизонты покрова на северо-западном склоне Пра-Семячика; 86 — андезитовый агломерат кровли покрова, там же.

Позднеплейстоценовый — современный этап вулканизма. Породы первого конуса современной постройки вулкана Малый Семячик (Палео-Семячик): 87 — базальт, поток в руч. Угловом; 88 — базальт, поток у южного подножия вулкана; 89 — базальт, поток побочного прорыва на северо-восточном склоне; 90 — базальт, поток у восточного подножия; 91 — базальт, поток северного склона; 92 — базальт, поток северного склона; 93 — базальт, поток у северного подножия конуса; 94 — базальт, поток на правом склоне долины р. Новый Семячик; 95 — базальт, там же; 96 — базальт, поток привершинной части северного склона; 97 — базальт, там же; 98 — базальт, поток на северном склоне конуса; неопубл. анализ О. Н. Волынца; 99 — базальт, северный склон; 100 — базальт, северный склон восточнее отм. 1106 м; 101 — базальт, поток восточного края вершины; 102 — субафировый базальт, привершинная часть северного склона; 103 — базальт, поток у северного края вершины; 104 — базальт, поток у южного края вершины конуса; 105 — базальт, горизонт шлака в вершинной части северного склона; 106 — андезит, поток побочного конуса Северного; 107 — оливковый андезит, тот же поток, внутри конуса; 108 — оливковый андезит тот же поток в долине р. Новый Семячик [14]; 109 — оливковый андезито-базальт, тот же поток, там же; 110 — дацит, поток северного склона под уступом кальдеры; 111 — дацит, останец потока в привершинной части западного склона; неопубл. анализ О. Н. Волынца; 112 — андезит, останец потока в привершинной части южного склона; 113 — андезит, поток юго-восточного подножия; 114 — андезит, заполнение вершинного кратера; 115 — андезит, агглютинат вершинного кратера; 116 — андезито-базальт, агглютинат вершинного кратера; вулкан Сухой; 117 — андезито-базальт, поток у северного края оз. Пересыхающего [31]; 118 — андезит, поток северо-западного склона [31]; 119 — дацит, экструзия горы Острой [14]; вулкан Ступенчатый Бастион; 120 — андезит, северный склон эффузивного купола.

Породы второго конуса в застройке Малого Семячика (Мезо-Семячик): 121 — базальтовый шлак инициальных выбросов на вершине первого конуса; 122 — базальт, побочный прорыв на восточном склоне; 123 — базальт, выход лавы в южной стенке вершинного кратера; 124 — базальт, восточная стенка кратера; 125 — базальт, там же; неопубл. анализ Л. Л. Леоновой; 126 — базальт, поток восточного склона; 127 — базальт, поток у южного подножия; 128 — базальт, поток восточного склона; 129 — андезито-базальт, поток к югу от вулкана; 130 — оливковый андезит, фронтальный уступ дифференцированного потока побочного конуса Восточного; 131 — оливковый андезит, тот же поток, там же; 132 — оливковый андезит, тот же поток вблизи фронтального уступа; 133 — оливковый андезито-базальт, средняя часть потока; 134 — базальт, там же, выше по потоку; 135 — базальт, тот же поток вблизи выводного жерла; 136 — базальт, тот же поток, околожерловая часть.

Породы третьего, активного конуса вулкана Малый-Семячик (Кайно-Семячик): 137 — гиперстенный базальт, поток на юго-западном склоне, среднее из двух анализов; 138 — андезито-базальт, экструзия у юго-западного подножия конуса; 139 — андезито-базальт, поток южного подножия; 140 — гиперстенный базальт, поток к югу от постройки на правом берегу руч. Углового, неопубл. анализ О. Н. Волынца; 141 — гиперстенный базальт, поток побочного конуса Южного, у фронта; 142 — гиперстенный базальт, тот же поток, у выходного жерла; 143 — андезито-базальт, побочный прорыв конуса Обманувшего, передовая часть потока в долине р. Карымской; 144 — андезито-базальт, тот же поток, лава в кратере конуса; 145 — базальт, пирокластический поток начала ритма II КС, юго-западное подножие вулкана, среднее из двух анализов; 146 — андезито-базальт, тот же поток, западное подножие конуса, среднее из двух анализов; 147 — базальт, побочный порыв на юго-западном склоне, среднее из двух анализов; 148 — базальт, поток на северо-западном склоне, среднее из двух анализов; 149 — базальт, застывшее лавовое озеро в вершинном кратере, исток лавы, ан. 148; 150 — субафировый андезит, поток на западном склоне, фронтальная часть у оз. Пересыхающего, среднее из двух анализов; 151 — афировый андезит, поток юго-восточного склона; 152 — окисленный андезито-базальт из глыбовой кровли потока на северном склоне; 153 — субафировый андезито-базальт, поток на западном склоне; 154 — субафировый андезито-базальт, кольцевой выход лавового покрова вершины в кратере Троицкого; 155 — субафировый андезито-ба-

залы, глыбовая корка того же покрова в смежном кратере; 156 — субафировый андезито-базальт, лава западного склона; 157 — субафировый андезито-базальт, там же; (156—157 — неопубл. анализы Л.Л. Леоновой); 158 — субафировый андезито-базальт, поток юго-западного склона; 159 — субафировый андезито-базальт, бомба; 160 — андезито-базальт, шлак последнего извержения Кайно-Семячича, среднее из двух анализов.

Включения в вулканитах Малосемячинского центра: 161 — оливиновый анортит из андезита побочного конуса Северного; 162 — алливалит, слой во включении из лавы побочного конуса Восточного; 163 — оливиновый эвкрит, другой слой того же включения; 164 — алливалит из лавы конуса Восточного; 165 — оливиновый эвкрит из лавы конуса Восточного; 166 — оливиновый габбро-норит, включение в тех же шлаках; 172 — оливиновый биотит, содержащий габбро-норит из тех же шлаков; 173 — оливиновый габбро-анортит из андезито-базальта экструзии (ан. 138); 174 — долеритоподобное габбро из той же экструзии; 175 — долеритоподобное включение из андезитов, заполняющих вершинный кратер Палео-Семячича; 176 — долеритоподобная оливинпорфировая порода, включение в андезите конуса Восточного; 177 — плагиоклазпорфировое долеритоподобное включение в дацитах вулкана Массивного; 178 — долеритоподобное включение, там же; 179 — долеритоподобное включение в андезите Пра-Семячича (ан. 75); 180 — долеритоподобное включение в андезито-базальтовом агглютинате вершинного кратера Палео-Семячича; 181 — долеритоподобное включение в даците (ан. 110); 182 — долеритоподобное включение в андезите Пра-Семячича (ан. 75); 183 — гранофировый кварцевый диорит, включение в андезите пирокластического покрова кальдеры Малого Семячича [20]; 184 — гранофировый кварцевый диорит, тот же покров [20] — 185 — гранофировый кварцевый диорит, тот же покров [20] — 186 — плавеный кварцевый диорит, включение в том же покрове; 187 — гранофировый кварцевый диорит из того же покрова; 188 — гранофировый диорит из того же покрова; 189 — гранофировый кварцевый диорит, тот же покров; 190 — то же, там же; 191 — то же, там же; 192 — то же, там же; 193 — гранофир, тот же покров; 194 — дацитовая гибридная оторочка на контакте включения переплавленной риолито-дацитовая пемзы (ан. 195) и вмещающего базальта (ан. 88); 195 — включение переплавленной риолито-дацитовая пемзы в базальте (ан. 88); 196 — риолито-дацитовая пемза; плавеное включение в бомбе андезито-базальта [20]; 197 — переплавленная дацитовая пемза, включение в гипертеновом базальте (ан. 141).

Все анализы, кроме рентгеноспектральных (из колл. О.Н. Волянца), рентгенофлуоресцентных и заимствованных, выполнены в химической лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, рентгенофлуоресцентные — в ГЕОХИ АН СССР.

Аналитики: Т.В. Долгова (анализы: 1—3, 5—8, 13, 15—17, 20, 21, 24, 26—30, 43—46, 49, 52, 58, 59, 66, 68, 72, 75, 77, 78, 80, 82, 87, 88, 90, 92, 95, 97, 99, 102, 105, 109, 110, 113, 114, 116, 130, 136, 148—152, 158, 159, 169, 171, 175, 178, 179, 181, 186—188, 190, 193—195, 197); Г.П. Новоселская — анализы: 4, 42, 61, 137, 139, 146, 147, 182, 191; Л.Г. Байцева — анализы: 162, 163, 168; Г.Ф. Князева — анализы: 9, 11, 12, 22, 23, 25, 48, 54, 56, 57, 60, 67, 74, 96, 106, 107, 120, 121, 126, 129, 131, 138, 142, 144, 145, 150, 154; Г.В. Леу — анализы: 10, 85, 86, 122, 134, 137, 141, 146, 148, 160, 164—167, 170, 174, 176; О.М. Табакова — анализы: 79, 111; А.М. Округина — анализы: 14, 32, 36, 57, 50, 53, 55, 62—65, 71, 91, 93, 94, 101, 103, 112, 183, 124, 127, 133, 147, 173, 192; Т.Г. Осетрова — анализы 18, 19, 35, 37, 41, 73, 89, 128, 132, 135; Г.Ф. Некрасова — анализ 172; Т.Г. Алексеева — анализы: 23, 31, 39; Н.Я. Монова — анализы 83, 104, 155, 161; Н.К. Соловьева — анализы: 33, 34, 38, 51, 100, 143, 189; Л.Н. Карташева — анализ 40; Н.Р. Гусакова — анализы: 69, 70, 81, 84, 98, 115, 125, 140, 145, 153, 156, 157, 160.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
<i>Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ</i>	5
Тектоническая позиция и строение фундамента Карымской группы вулканов	7
Морфология и структура вулканической группы	9
Эволюция вулканизма Карымского района	13
<i>Глава 2. ВУЛКАНИЗМ И ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРЫ МАЛОСЕМЯЧИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА</i>	17
Докальдерный комплекс	17
Первый этап кислого вулканизма и кальдерообразования	21
Вулкан Пра-Семячик	23
Второй этап кислого вулканизма. Кальдера Малого Семячика	24
Вулкан Малый Семячик	25
Стратиграфическое расчленение постройки	26
История развития вулкана	28
Основные тенденции вариаций состава вулканитов Малого Семячика в связи с режимом его деятельности	35
Интенсивность вулканизма	38
<i>Глава 3. ГЛАВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА И СТРУКТУРЫ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА</i>	39
Ритмичность и направленность вулканического процесса	39
Вероятная природа ритмичности	43
Магмодинамические условия петрогенезиса	45
<i>Глава 4. ПЕТРОГРАФИЯ МАЛОСЕМЯЧИНСКОГО ЦЕНТРА</i>	46
Петрография вулканических пород	46
Минералого-петрографические особенности вулканитов серии и их генетическая информативность	64
Включения в вулканитах Малосемячинского центра	73
<i>Глава 5. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД МАЛОСЕМЯЧИНСКОГО ЦЕНТРА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ИЗМЕНЕНИЙ В СЕРИИ</i>	93
<i>Глава 6. ПЕТРОГЕНЕЗИС БАЗАЛЬТ-ДАЦИТОВОЙ СЕРИИ</i>	104
Кристаллизация, дифференциация и смешение магм	104
Реконструкция механизма дифференциации магмы. Соотношение вулканических и плутонических фаций	119
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	131
ЛИТЕРАТУРА	133
ПРИЛОЖЕНИЕ	137

Олег Борисович Селягин

**ПЕТРОГЕНЕЗИС
БАЗАЛЬТ-ДАЦИТОВОЙ
СЕРИИ**

**В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ
ВУЛКАНО-СТРУКТУР**

*Утверждено к печати
Институтом вулканологии
ДВНЦ АН СССР*

Редактор *Т.Ю. Маренина*

Редактор издательства *О.М. Ванюкова*

Художник *М.Р. Ибрагимов*

Художественный редактор *Л.В. Кабатова*

Технический редактор *И.И. Джиоева*

Корректор *Г.В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 35609

Подписано к печати 28.11.86. Т — 15188

Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная N 1

Гарнитура Таймс. Печать офсетная

Усл. печ. л. 12,4 + 0,1 вкл.

Усл. кр.-отт. 12,8. Уч.-изд. л. 14,1

Тираж 600 экз. Тип. зак. 882

Цена 2р. 10к.

Ордена Трудового Красного Знамени
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

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати:

Анцыферов С.М., Косьян Р.Д. Взвешенные наносы в верхней части шельфа. — 20 л. — 3 р.

Работа обобщает и систематизирует результаты исследований по динамике взвешенных наносов, полученные в теоретических, экспериментальных лабораторных и натуральных работах последних десяти лет. Излагаются новые сведения по динамике взвешенного обломочного материала в прибрежной зоне моря, проведенные Институтом океанологии самостоятельно и в сотрудничестве с учеными стран-членов СЭВ. Приводятся данные о наносах верхней части шельфа и современные методы анализа состава частиц.

Для океанологов, физиков, геологов.

Сысоев В.В. Моделирование процессов в ландшафтно-геохимических системах. — 20 л. — 3 р.

Работа посвящена теоретическим и экспериментальным проблемам исследования миграции вещества в биогеоценотических и ландшафтно-геохимических системах. Разработаны методики и осуществлены целенаправленные эксперименты по исследованию водной миграции удобрений и гербицидов в почвах и с поверхностным дождевым стоком в системе поле-лес. Результаты теоретических и экспериментальных исследований применяются для обоснования повышения роли естественных механизмов очистки поверхностных вод от площадных загрязнений окружающей среды агрохимикатами на водосборных площадях.

Для геологов, географов, почвоведов, экологов.

Селянгин О.Б. Петрогенезис базальт-дацитовый серии в связи с эволюцией вулканоструктур. — 14 л. — 2 р. 10 к.

В книге освещаются закономерности долговременного развития вулканического процесса, место и роль в нем вулcano-тектонического образования структур. На основе широкого комплекса геологических, петрографических, петрохимических и микронзондовых минералогических данных обсуждается происхождение дифференцированной серии изверженных пород с признаками толеитовых и известково-щелочных и взаимосвязь их вулканических и плутонических фаций.

Для вулканологов, геологов, геохимиков.

Селиверстов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон от континента к океану. — 10 л. — 1 р. 50 к.

На примере изучения вулканических центров запада Тихого океана обоснованы критерии диагностики и корреляции по данным непрерывного сейсмоакустического зондирования неизменяемых вулканических покровов, слагающих поверхность дна или погребенных осадками зон фациального замещения вулканических пород осадочными. Для Курило-Камчатской дуги и зоны ее сочленения с Алеутской дугой приведены сведения о положении и морфоструктурной выраженности сейсмически активных зон разрывных нарушений, дана оценка масштабов подводной эрозии.

Для вулканологов, геологов, геофизиков.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":
480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга-почтой"/
370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга-почтой"/
232600 Вильнюс, ул. Университетского, 4
690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга-почтой"/
320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 /Книга-почтой"/
734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга-почтой"/
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга-почтой"/
420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга-почтой"/
252030 Киев, ул. Ленина, 42
252142 Киев, пр-т Вернадского, 79
252030 Киев, ул. Пирогова, 2
277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга-почтой"/
343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга-почтой"/
660049 Красноярск, пр-т Мира, 84
443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга-почтой"/

191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16
220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Книга-почтой"/
103009 Москва, ул. Горького, 19-а
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7
630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51
630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга-почтой"/
142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8
142292 Пушкино, Московской обл., МР, "В", 1
620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга-почтой"/
700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43
700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга-почтой"/
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18
634050 Томск, Академический пр-т, 5
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга-почтой"/
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49
720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга-почтой"/
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87/"Книга - почной"/

2 р. 10 к.

4794

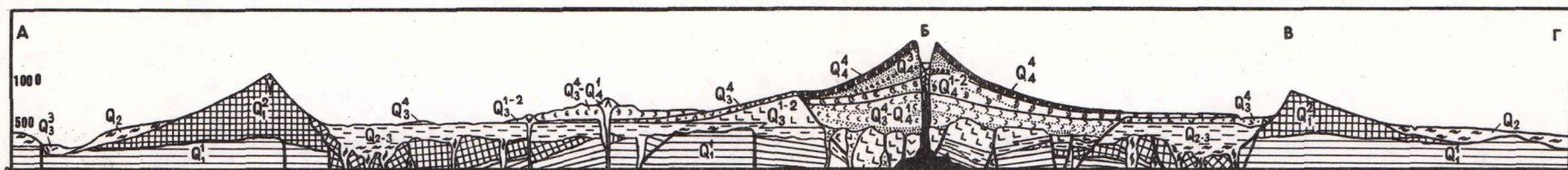
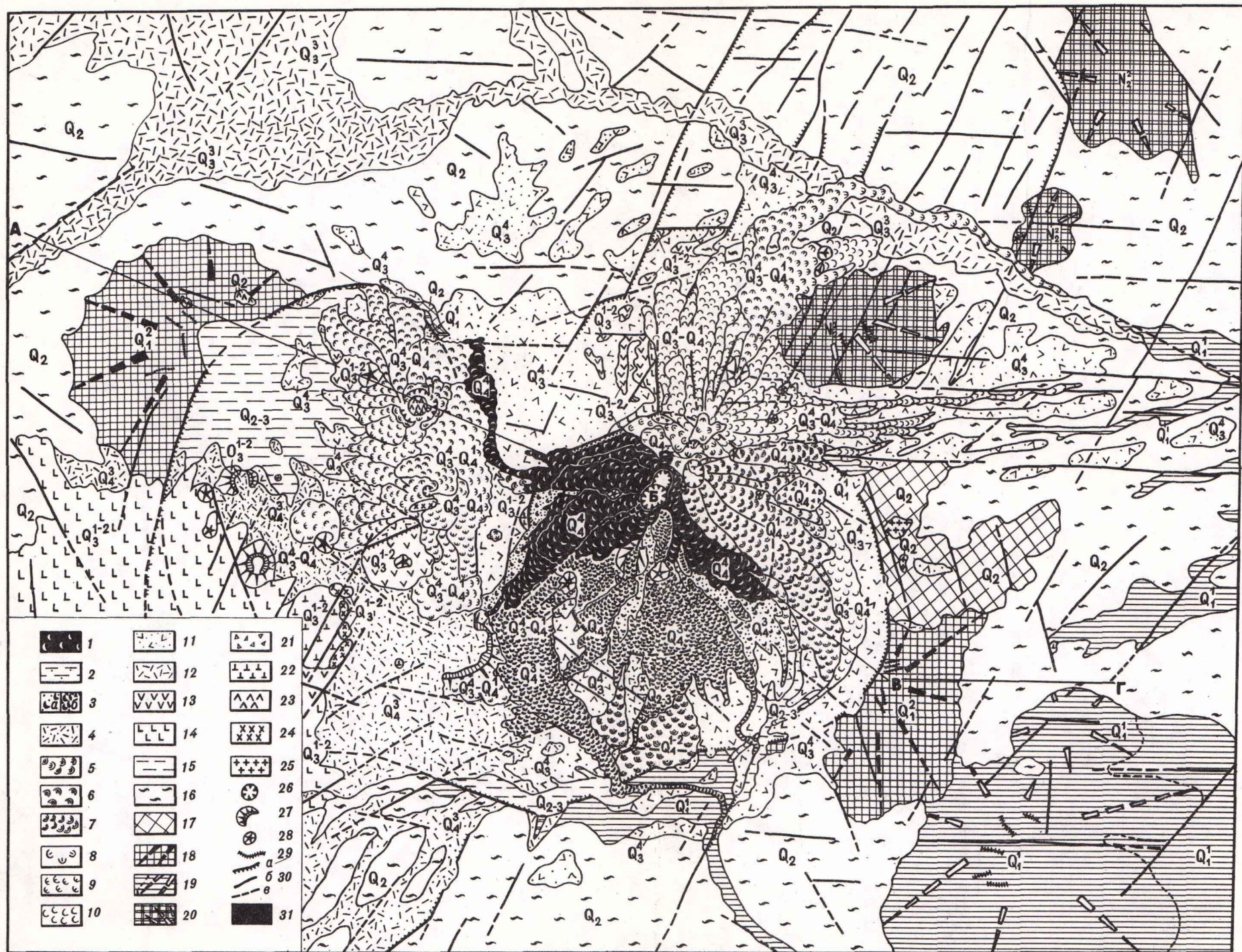


Рис. 3. Геологическая карта северо-восточной части Карымской группы вулканов. Малосемянчинский вулканический центр и вулкан Малый Семячик. По О.Б. Селянину и др. [60], с изменениями

Поздний голоцен (Q_2): 1 — базальты и андезито-базальты; средний голоцен (Q_3): 2 — погребенный лед, 3 — лавы (а) и пирокластические потоки (б) преимущественно андезито-базальтового состава, 4 — дацитовые пемзы кальдеры Карымского вулкана; ранний голоцен (Q_4): 5 — андезиты; древний-ранний голоцен (Q_1): 6 — андезито-базальты, 7 — базальты; верхний плейстоцен — древний голоцен (Q_3 - Q_4): 8 — дациты, 9 — андезиты и андезито-базальты, 10 — базальты; верхний плейстоцен (Q_1): 11 — андезитовые агломераты кальдеры Малого Семячика; низы верхнего плейстоцена (Q_1): 12 — спекшийся пемзовый туф краевой фации игнимбритов кальдеры Узон; 13 — андезиты, 14 —

базальты и андезито-базальты; средний-верхний плейстоцен (Q_{2-3}): 15 — комплекс внутрикальдерных озерных и игнимбриты и туфы, 17 — лавы дацитов; нижний плейстоцен (Q_1): 18 — базальтовые и андезито-базальтовые стратовулканы; низы нижнего плейстоцена (Q_1): 19 — разрушенные базальтовые стратовулканы и лаво-пирокластические толщи основного-среднего состава; верхний плиоцен (Q_2): 20 — реликты базальтовых стратовулканов, 21 — обвално-осыпные отложения, 22-25 — порды экстрезий; 22 — андезито-базальты, 23 — андезиты, 24 — дациты, 25 — риолито-дациты; 26 — кратеры; 27 — маары; 28 — шлаковые конусы; 29 — дайки; 30 — разломы: а — установленным смещением блоков, в том числе ограничения кальдерных воронок на уровне их заполнения, б — малоамплитудные и с неустановленным характером смещения, в — погребенные и предполагаемые; 31 — магматический расплав; А-Б-В-Г — линия разреза