

А.Х. МНАЦАКАНЯН

ПЕТРОЛОГИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ
ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ
СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Ա. Խ. ՄՆԱՅԱԿԱՆՅԱՆ

ՀՅՈՒՄԻՍԱՅԻՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ
ՎԵՐԻՆ ԿԱՎՃԻ ՀՐԱԲԵԱԾԻՆ
ՍԵՐԻԱՅԻ ՊԵՏՐՈՂՈԳԻԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿԶՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ 1981

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

А. Х. МНАЦАКАНЯН

ПЕТРОЛОГИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ
ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ
СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1981

Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук
АН Армянской ССР

Ответственный редактор
К. И. КАРАПЕТЯН

Рецензенты:
доктор г.-м. наук А. Ф. БЕЛОУСОВ
канд. г.-м. наук Б. П. ЗОЛОТАРЕВ

В работе излагаются особенности внутреннего строения вулканической серии среднего звена Предмалокавказского верхне-мелового вулканического пояса и рассматриваются петрографические признаки — показатели последовательности кристаллизации интрателлурических фаз. Обобщается опыт комплексного изучения состава породообразующих минералов, их кристаллохимической структуры и парагенетических ассоциаций. Закономерности составов сосуществующих пар минералов использованы в качестве геотермометров. Количественные оценки температур интрателлурической кристаллизации, режима кислорода и водного флюида позволили обосновать мантийную природу исходных базальтовых расплавов и коровую природу липаритовых. Выявлены конкретные минералогические и петрохимические критерии дискретности составов в изученном ряду базальт-андезит-липарит и высказываются соображения об автономности соответствующих вулканических очагов, определяемой различиями магмообразующих субстратов.

Круг затронутых в работе вопросов актуален для магматической петрологии и интересен для широкого круга петрографов и минералогов.

М 1904020000 82-80
703(02)-81

© Издательство АН Армянской ССР. 1981

ПРЕДИСЛОВИЕ

За последнее десятилетие заметно усилился интерес к изучению химизма породообразующих минералов, их кристаллохимической структуры и парагенетических ассоциаций в рамках определенных петрохимических комплексов пород. Эти исследования дают возможность на основе известных работ, систематизирующих экспериментальные материалы, оценить физико-химические условия кристаллизации магм различного состава и генезиса, особенности их флюидного и температурного режимов. Важно при этом подчеркнуть, что приложение физико-химических данных к природным объектам требует определенных строгих ограничений, поэтому рассмотрение генетических вопросов должно сочетаться с полевыми геологическими исследованиями, петрографическими описаниями и с химизмом изучаемых магматических комплексов. Главная задача настоящей книги состоит в том, чтобы на примере верхнемеловой вулканической серии Северной Армении, составляющей среднее звено Предмалокавказского вулканического пояса, обобщить результаты применения геологических, петрографических и химико-минералогических методов, обсудить на этой основе генезис вулканических пород данной серии и выявить петрохимические и минералогические критерии дискретности в изученном ряду базальт-андезит-липарит. Другим, геотектоническим аспектом, обсуждаемым в работе, является временная и пространственная сопряженность формирования названной серии со среднеальпийским этапом деструкции и погружения Закавказского срединного массива.

х х х

Выбор верхнемеловых вулканических пород северной части Армянской ССР в качестве объекта для специальных минералогических исследований определялся следующими их особенностями: 1) разнообразием типов пород и сравнительно свежим, кайнотипным обликом вулканической серии в целом; 2) высоким содержа-

нием и крупными размерами порфировых вкрапленников; 3) широким набором минералов, отвечающих непрерывному и прерывистому реакционным рядам Н.Боуэна, и значительным диапазоном колебаний их составов.

В процессе исследований проводилось раздельное изучение фракций фенокристаллов и основной массы, определялся валовый химический состав пород разновозрастных вулканических комплексов, составляющих данную серию. При подборе штучных проб и искусственных шликров по возможности исключались породы с признаками сильного поствулканического преобразования. Извлечение мономинеральных навесок проводилось из фракций +0,25, +0,4 мм, заведомо отвечающих размерам порфировых выделений в изученных породах. Из порошков магнитных фракций изготавливались аншлифы для изучения сростков магнитных минералов и структур распада твердых растворов. Состав фенокристаллов всех минералов изучался на основе оптических определений, химических, рентгенометрических и спектральных анализов. Для биотитов, плагиоклазов и вулканических стекол использовались также результаты термического анализа, выполненного в лаборатории ИГН АН Арм. ССР под руководством И. Х. Петросова, и применялся метод инфракрасной спектроскопии (аналитики Л. Г. Кузнецова и Э.А.Липатова, ВСЕГГи).

В большинстве случаев разделение вкрапленников различных генераций оказалось затруднительным и поэтому приведенные в работе химические анализы минералов следует рассматривать как средние составы тех или иных фаз интрателлурической кристаллизации. Химические анализы минералов (60 обр.) и пород (90 обр., включая основные массы) выполнялись в химической лаборатории ИГН АН АрмССР (руководитель О.А.Бозоян, аналитики А.А.Петросян, Л.А.Оганесян, Э.Ш.Гаспарян, Г.М.Джрбашян, С.Г.Чаталян); содержания элементов группы железа в минералах определены количественно-спектральным методом в лаборатории под руководством Г.М.Мкртчяна; коэффициенты парной корреляции окислов в различных выборках химических анализов рассчитаны в лаборатории математических методов ИГН (руководитель Х.Г.Давтян).

Исключительно трудоемкая работа выполнена Э.Х.Хуршудян по рентгенометрическому исследованию мономинеральных фракций вкрапленников, которое проводилось на современных отечественных дифрактометрах УРС-50ИМ, ДРОН-0,5 и ДРОН-2. Методика съемки и расшифровка каждого минерала совершенно индивидуаль-

на; результаты усреднены посредством повторных съемок с малой скоростью сканирования и с помощью внутренних и внешних стандартов. Полученные данные использованы в диагностике, расчете некоторых параметров кристаллической решетки, для определения главных типов изоморфных замещений, влияния химического состава на интенсивность рефлексов и величину параметров, а также для расшифровки фазового состава отдельных монофракций.

В данной работе использованы также результаты флюидного анализа 40 образцов вулканических пород верхнемеловой серии, выполненного методом высокотемпературной газовой хроматографии в лаборатории экспериментальной и теоретической петрологии Института Земной коры СО АН СССР (руководитель Ф.А.Летников, аналитик Н.В.Забоева).

В подготовке настоящей работы принимали участие Л.Г.Хачатрян, М.А.Инджикян, В.В.Закеян, Бабанян Д.Р. и Назаретян Л.Р.

Г л а в а I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ

С С Р

Основные вопросы, связанные с геологическим строением, стратиграфическим расчленением осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических образований и развитием крупных структурных единиц северо-восточной части Армянской ССР получили свое разрешение в работах А.Т.Асланяна /1/, А.А.Атабекяна /2/, Г.А.Чубаряна и М.А.Аракелян /3/, Г.А.Туманяна /4/ и других исследователей. Специальные литологические и фашиально-палеогеографические исследования верхнемеловых отложений данной территории, выполненные М.А.Сатияном /5/, выявили неоднородность в распределении фаций осадочных и вулканогенно-осадочных пород, связанную с различными тенденциями развития отдельных крупных зон. В ранних работах автора /6, 7, 8/ проведена расшифровка внутреннего строения верхнемеловой вулканической серии и описана фашиальная изменчивость вулканических образований. Выявлены реперные фашиальные типы пород (эпикластические брекчии и конгломерато-брекчии, спекшиеся туфы-игнимбриты), характеризующие прибрежно-морской, островной режим верхнемелового вулканизма. Петрографические и петрохимические особенности вулканических пород позволили выделить две конкретные вулканические формации, образующие вертикальный ряд.

Ниже кратко рассмотрены лишь наиболее существенные стороны геологии и структурного положения верхнемеловых вулканических образований, которые могут служить отправными моментами в проведенном исследовании.

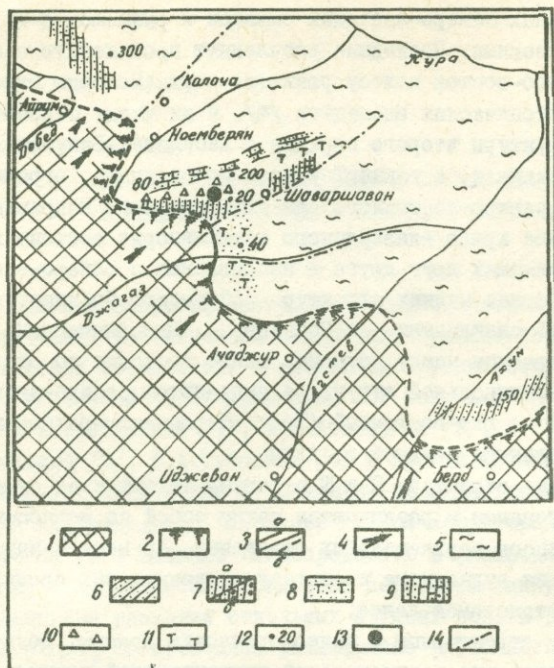
В региональном тектоническом плане верхнемеловые отложения междуречья Дебед-Тауш приурочены к Прикуринской метасинклинальной зоне и к периклинальным частям Алавердского и Шамшадинского антиклинорий, входящих в Сомхето-Карабахскую мегаантиклинальную зону /1/. Зона перехода названных антиклинорий к Прикуринской структуре имеет сложное строение, определяемое соче-

танием продольных северо-западных складок и разломов с поперечными антикавказскими. Последние расчленяют протяженную с северо-запада на юго-восток полосу развития верхнемеловых отложений на ряд тектонических элементов /4/. К их числу относятся поперечные структуры второго порядка - Дебедашен-Банушская и Иджеванская синклинали, а также Таузская моноклинали, ограниченные разломами северо-восточного или близширотного направления. Северо-восточное крыло Алавердского антиклинория состоит в свою очередь из сменяющих друг друга в направлении с северо-запада на юго-восток более мелких структур - Айрумской брахиантиклинали, Папакарской синклинали и Воскепар - Шаваршаванской брахиантиклинали, границы между которыми также проходят по разломам. В Таузской моноклинали выделяются северо-западный (Паравакарский) и юго-восточный (Товуз-Неркинкармирахбюрский) участки, разделенные долиной р. Ахум.

Перечисленные структуры II и III порядков являются по существу конседиментационными и различаются между собой по мощности отдельных комплексов верхнемеловых отложений, времени и интенсивности проявления вулканизма и составу вулканических продуктов, на чем мы и остановимся далее.

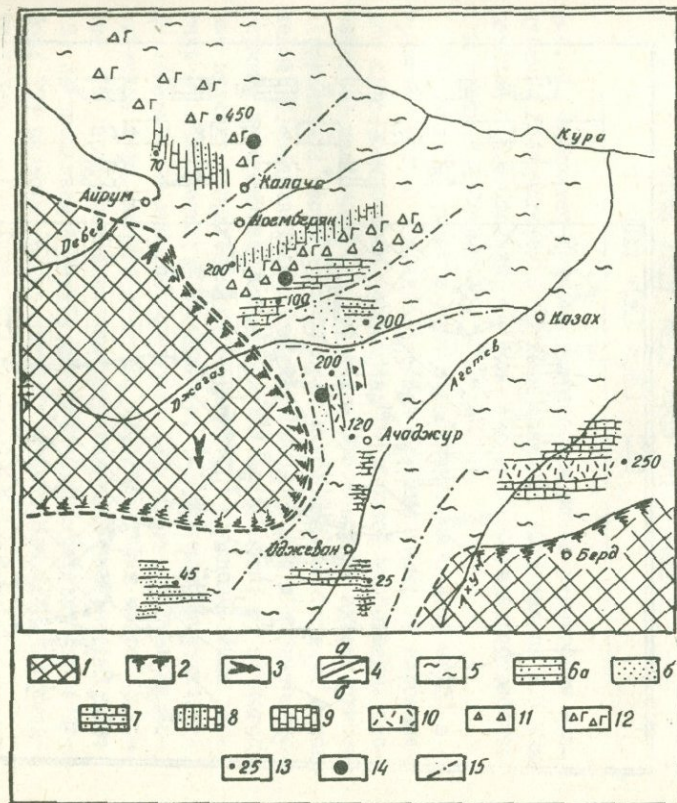
Обращаясь к структурным и палеологическим данным, подчеркнем, что формирование верхнемеловой вулканической серии данного региона связано с развитием новообразованного Прикуринского прогиба и сопряженных с ним поперечных структур. Образование Прикуринского прогиба отвечает самостоятельному альб-верхнемеловому этапу развития области; его заложение сопровождалось раздроблением южной и юго-западной частей Закавказского срединного массива вдоль системы Предмалокавказских разломов глубокого заложения. Последние были смещены к северо-востоку относительно консолидированных юрских структур, но наследовали их северо-западное простираие. Образовались, кроме того, новые и активизировались древние поперечные разломы, по которым закладывались Иджеванская и Таузская впадины. О проявлении этих поперечных нарушений в современной структуре региона было сказано выше.

Изучение послойных разрезов и внутреннего строения верхнемеловой серии позволило выделить в ее составе три крупных комплекса пород, подчеркивающие последовательность развития вулканического процесса во времени. Это комплексы сеномана-нижнего турона, верхнего турона - нижнего коньяка, верхнего ко-

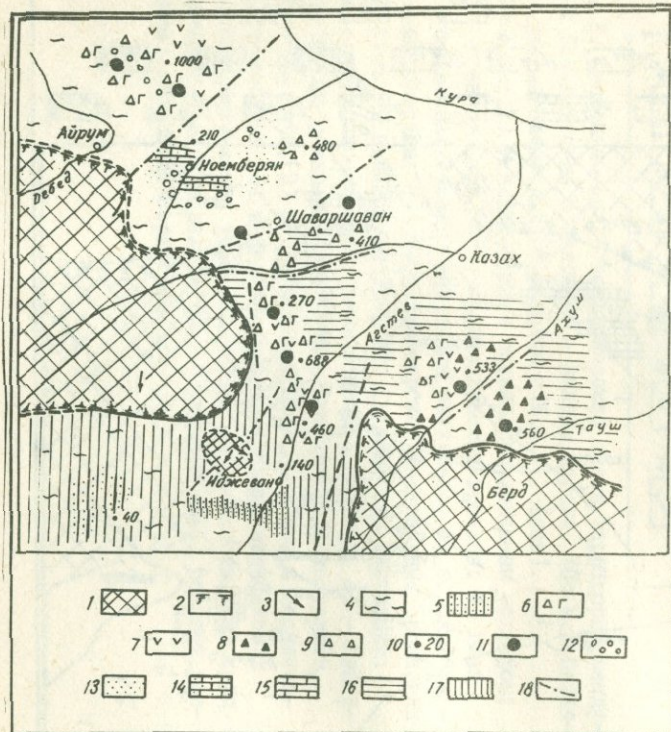


Фиг. I. Фашиально-палеогеографическая схема территории между-
 речья Дебед-Агстев в сеномане - нижнем туроне. (По М.А.Сатия-
 ну с дополнениями А.Х.Мнацаканян и Ж.О.Степанян).

1) суша; 2) участки суши с сильно расчлененным рельефом;
 3) а - граница суши, б) - предполагаемая граница; 4) глав-
 ное направление сноса обломочного материала; 5) морской мел-
 ководный бассейн; 6) прибрежно-морские мелководные органоген-
 но-детритовые известняки, мергели, туфитовые песчаники;
 7) а)- прибрежно-морские полимиктовые песчаники, б) - граве-
 литы; 8) прибрежно-морские туфопесчаники, туфоалевролиты,
 псаммитовые туфы; 9) прибрежно-морские песчаники и песчанис-
 тые известняки; 10) пирокластические брекчии андезитов;
 11) литокластические туфы андезитов; 12) мощности; 13) пред-
 полагаемые центры вулканических извержений; 14) разломы, раз-
 делающие отдельные структуры.

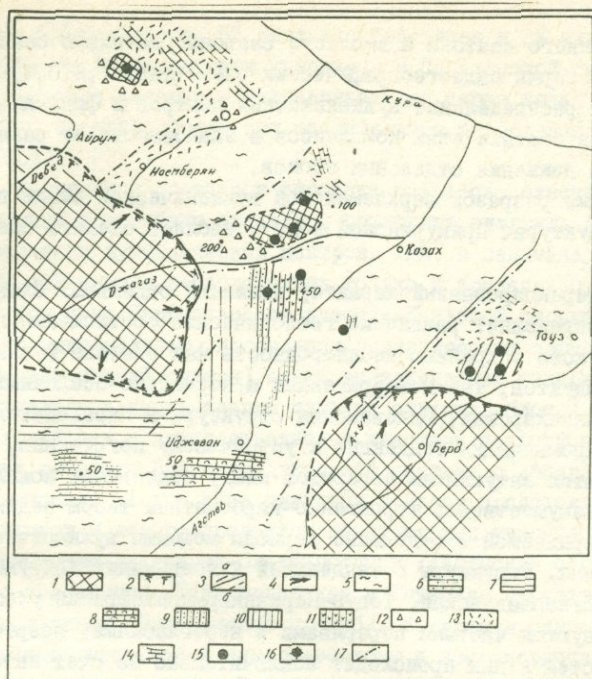


Фиг. 2. Фациально-палеогеографическая схема территории междуречья Дебед-Агстев в верхнем туроне - нижнем коньяке. (по М.А.Сатиану с дополнениями А.Х.Мнацаканяна и Ж.О.Степанян). 1) суша; 2) участки суши с расчлененным рельефом; 3) главное направление сноса обломочного материала; 4) а - граница суши, б - предполагаемая граница; 5) морской мелководный бассейн; 6) а - прибрежно-морские и мелководные песчаники, туффитовые песчаники с линзами рудистовых известняков, б - полимиктовые песчаники; 7) прибрежно-морские туффопесчаники, туффиты, известковистые песчаники и гравелиты; 8) прибрежно-морские полимиктовые песчаники и песчанистые известняки; 9) органично-детритовые известняки; 10) спекшиеся туфы андезито-дацитового состава; 11) пирокластические брекчии андезитов; 12) эпилластические брекчии оливиновых базальтов и андезито-базальтов; 13) мощности; 14) предполагаемые центры вулканических извержений; 15) разломы, разделяющие отдельные структуры (конседиментационные по Г.А.Туманяну /6/).



Фиг. 3. Фашиально-палеогеографическая схема территории междуречья Дебад-Агстев в верхнем коньяке - нижнем сантоне. (Составлена А.Х.Мнацаканян и Ж.О.Степанян на основе фашиально-палеогеографической карты М.А.Сатяна).

I) суша; 2) участки суши с сильно расчлененным рельефом; 3) направление сноса осадочного материала; 4) морской мелководный бассейн; 5) морские мелководные вулканотерригенные песчаники и алевролиты; 6) прибрежные эпикластические брекчии оливиновых базальтов, конгломераты, вулканотерригенные песчаники; 7) базальтовые лавы; 8) пирокластические брекчии базальтов; 9) пирокластические брекчии андезитов; 10) мощности отложений; 11) предполагаемые центры вулканических извержений; 12) терригенные и вулканотерригенные гравелиты; 13) полимиктовые песчаники; 14) известковистые песчаники; 15) микрозернистые известняки; 16) площадь возможного накопления вулканических пород; 17) площадь возможного накопления вулканотерригенных песчаников; 18) разломы, разделяющие отдельные структуры (конседиментационные по Г.А.Тумянчу).



Фиг. 4. Фациально-палеогеографическая схема территории междуречья Дебед-Агстев в верхнем сantonе. (Составлена А.Х.Мнацаканян и Ж.О.Степанян на основе фациально-палеогеографической карты М.А.Сатиана).

1) суша; 2) участки суши с расчлененным рельефом; 3) а - граница суши, б - предполагаемая граница суши; 4) направление сноса осадочного материала; 5) морской мелководный бассейн; 6) мелководные и умеренно-глубоководные известковистые алевролиты и песчаники; 7) предполагаемая мощность их накоплений; 8) мелководные органогенно-обломочные и детрито-биогермные известняки, известковистые алевролиты; 9) мелководные вулканотерригенные песчаники; 10) предполагаемая площадь их накопления; 11) андезиты; 12) литокластические туфы липаритов и липарито-дацитов; 13) витро-кристаллокластические туфы кислого состава; 14) известняки микрозернистые; 15) предполагаемые центры извержений андезитовых лав; 16) предполагаемые центры извержений липаритовых лав и туфов; 17) разломы, разделяющие отдельные блоки (консидиментационные по Г.А.Туманяну).

ньяка — нижнего сантона и верхнего сантона, детально описанные ранее. Серия палеогеографических схем (фиг. I, 2, 3, 4) иллюстрирует распределение вулканических центров и фациальные изменения в составе этих комплексов в зависимости от различных темпов движения отдельных блоков.

• Сравнение разрезов верхнемеловой вулканической серии в различных структурах Прикуриинской зоны позволяет сделать следующие выводы:

1. Дифференцированный характер движений отдельных блоков-структур определяет различные геологические соотношения крупных комплексов и крайнюю неоднородность как состава вулканических продуктов, так и терригенных и нормально-осадочных отложений. Папакарская, Иджеванская структуры и Паравакарский участок, проявляющие тенденцию к устойчивому погружению, характеризуются затуханием перерывов между отдельными комплексами и преимущественно терригенно-карбонатным типом седиментации, прерываемой в отдельные периоды мощными вулканическими извержениями. Структуры с тенденцией к воздыманию (Айрумская, Воскепар-Шаваршаванская, Товуз-Неркинкармирахбюрский участок) характеризуются частыми перерывами и несогласиями; возрастание мощностей в них происходит исключительно за счет интенсивного поступления лав и грубообломочного вулканического материала.

2. Выявляется общая антидромная последовательность в смене составов вулканических извержений начиная от сеномана — верхнего турона до верхнего сантона. Однако наиболее мощные вулканические извержения, связанные с активизацией глубоких разломов, развивались в гомодромной последовательности. Контрастные вулканические ряды свойственны структурам с восходящей тенденцией, что четко устанавливается на примере Айрумской, Воскепар-Шаваршаванской структур и Товуз-Неркинкармирахбюрского участка. Количественные соотношения разностей внутри единой коньяк-сантонской серии этих структур примерно отвечают 45–70% — оливин-плаггиоклаз-пироксеновых и плаггиоклазовых базальтов, 5–10% — андезитов и андезито-базальтов и 25–30% — дацитов и липаритов. В Иджеванском прогибе и на Паравакарском участке та же возрастная серия более однородна и устойчиво сохраняет основной — средний состав при различном количественном соотношении продуктов (примерно 80% базальтов и 20% андезитов и андезито-базальтов в Иджеванской струк-

туре и 90% базальтов, 5% андезито-базальтов и 5% кислых пород - на Паравакарском участке). В Папакарской синклинали - нижнеконьякская серия также имеет основной - средний состав при значительном преобладании андезитов (70%).

3. Вариации в составе и строении разрезов, отвечающих определенным возрастным пределам, позволяют очертить районы сосредоточения вулканических центров. Так, в сеномане - нижнем туроне эти центры располагались только в пределах Папакарской структуры и на Паравакарском участке Таузской структуры. Ко времени максимального проявления вулканических процессов (верхний коньяк-нижний сanton) очаги вулканических извержений сосредотачивались вдоль границ главных структур-блоков с Алавердским поднятием и приурочивались к участкам пересечения продольных разломов Предмалокавказской системы с поперечными. Вулканические центры типа шлаковых конусов представляли цепочку островов и контролировались на отдельных участках разнориентированными разломами-близширотными /Айрумская структура/, северо-восточными /Шаваршаванская и Таузская структуры/, северо-западными /Иджеванский прогиб/. В верхнем сantonе очаги вулканизма смещаются к северо-востоку и сосредотачиваются в единой полосе поднятия. В качестве основной магмоконтролирующей системы сохранились Предмалокавказские разломы; структурный контроль II порядка осуществлялся субмеридианальными разломами.

4. Парагенезис пород, свойственный коньяк-сantonским вулканическим накоплениям, фациальные изменения и значительные мощности эпикластических и пирокластических продуктов указывают на их принадлежность к переходной вулканогенно-осадочной формации вулканических островов. По преобладающему типу пород в пределах главных структур-блоков выделяются две формации - оливин-базальт-андезитовая и липаритовая, образующие вертикальный ряд. Геологические признаки, описанные ранее /6,7/, могут с вероятностью свидетельствовать о существенном участии газово-флюидной (водной) фазы в исходных расплавах. К этим признакам для I формации относятся: резкое преобладание в обломочной части брекчий шлаковых выбросов, широкое развитие мандельштейновых оторочек в лавовых потоках, субвулканических телах и дайках, поствулканические процессы с образованием комплекса водосодержащих минералов; для II формации - значи-

тельный объем взрывных продуктов (туфы различной размерности, пеплы), наличие пемзовых туфов, потоков и даек обсидианов и обсидиан-перлитов, их неоднородное строение и появления в закаленных зонах потоков стекловатых шаровидных обособлений, происхождение которых можно объяснить путем разделения расплава на две несмешивающиеся жидкости.

Г Л А В А П

О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

Известные из литературы данные свидетельствуют о том, что в северо-восточной части Сомхето-Карабахской зоны фундаментом складчатых серий юры и мела является регионально развитый древний (байкальский) метаморфический комплекс. На поверхности известен целый ряд вторично-блоковых выступов-обнажений этого метаморфического комплекса (Локский массив, выходы в верховьях рек Ахум, Асрик-чай и др.). Предполагается, что в основании мезозойской геосинклинали данный метаморфический этаж мог в последующем играть роль сиалического слоя коры.

В раннеальпийское время (юра-нижний мел) происходило раскалывание Закавказского срединного массива доальпийской консолидации и заложение Сомхето-Карабахской эвгеоантиклинали, которая претерпевает инверсию и складчатость на рубеже нижнего и верхнего мела. Прикуринская система верхнемеловых структур развивалась позднее вдоль пограничной зоны между названным срединным массивом и новообразованным Сомхето-Карабахским поднятием. Общий региональный план, план складчатости юрско-неокомских и верхнемеловых отложений в целом совпадает один с другим и отвечает северо-западному направлению. Отмечается вместе с тем и дискордантное соотношение плекативных структур и развитие в верхнемеловых отложениях поперечных северо-восточных складок, формирование которых связывается с унаследованием плана дислокаций древнего метаморфического комплекса.

Описываемый регион характеризуется относительно слабым развитием послевышнемеловых отложений. В восток-северо-восточной полосе Иджеванского прогиба известны маломощные осадочные отложения среднего эоцена и отмечаются проявления базальтового вулканизма /9/. Более поздние тектонические движения в регионе, начавшиеся в олигоцен-нижнем миоцене и продолжавшиеся в неогэотектонический этап, связаны с интенсивным прогибанием Кури-

ской межгорной впадины и моноклиальным поднятием северо-восточного склона. Малого Кавказа /I, IO/. При этом основные неотектонические структурные элементы отчетливо наследуют древние донеогеновые пликативные структуры. Выясняется, таким образом, что проявления новейшего тектогенеза развиваются унаследованно от ларамийского и альпийского. В этой связи важно подчеркнуть, что и глубинные структуры региона и крупные геофизические аномалии так же развиваются в значительной степени унаследованно /3, II/.

Рассматриваемой области развития верхнемеловой вулканической серии отвечает обширное поле положительных аномалий силы тяжести - Алавердско-Иджеванская зона максимума по Ш.С.Отанесиану /I2/. Эта зона входит в протягивающийся вдоль южной границы Куринской депрессии Мартуни-Тбилисский гравитационный максимум, соответствующий геологическим границам Сомхето-Карабахской зоны. Последняя отделяется от Прикуринской межгорной впадины системой глубоких разломов и флексур, фиксируемой гравитационными ступенями /I3/.

По данным гравиметрии и по результатам сейсмозондирования общая мощность земной коры в северо-восточной части Сомхето-Карабахской зоны оценивается цифрами порядка 45-48 км. Поверхность древнего фундамента залегает примерно на глубине 4-5 и менее километров; глубина поверхности Мохо составляет 45-42 км. Как показали Б.К.Балавадзе и Г.К.Твалтвадзе, а позднее и А.Р.Арутюнян /I4/ для области характерен общий подъем "базальтового" слоя в направлении с северо-запада на юго-восток. В том же направлении убывает в целом небольшая (7-13 км) мощность "гранитного" слоя коры. Таким образом, в основании Прикуринской системы верхнемеловых структур складчатый фундамент залегает относительно неглубоко и по данным И.О.Цимельсона /I5/ наиболее приподнятое положение занимает в пределах Шамшадинского антиклинория. Более поздние исследования /I3/ показали, что в северо-западной области, в пределах Айрумской, Папакарской и Воскепар-Шаваршаванской структур, поверхность фундамента залегает от уровня моря на глубине 2-3 км, в Иджеванском прогибе - 3-4 км и в Таузской структуре - 1,5 - 2 км.

Алаверди-Иджеванская зона гравитационного максимума по описанию Ш.С.Отанесиана характеризуется монотонным нарастанием аномалий силы тяжести в северо-восточном направлении и отличается линейной северо-западной вытянутостью их. Эта зона

неоднородна и указанный автор выделяет в ее пределах северо-западный Ламбалинский относительный максимум (нижнее течение р. Дебед) и Севкарский минимум, ограниченный с юго-запада, северо-запада и северо-востока полосами относительно повышенных градиентов силы тяжести. Этот минимум пространственно совпадает с локальной Севкар-Саригтохской зоной верхнесантон-кампанского погружения в пределах Иджеванского прогиба. Внутри самого Иджеванского прогиба геофизические данные последних лет обнаружили приподнятое положение кровли "базальтового" слоя, отсутствие гранитного слоя и залегание раздела Мохо на глубине около 40 км (участок с. Узунтала - г. Иджеван). Разломы, ограничивающие данную структуру, отчетливо выражены также в рельефе поверхности фундамента. Кроме того, в рельефе поверхности фундамента устанавливаются сквозные поперечные разломы в основании Таузской моноклиналильной структуры и вдоль границы Айрумской и Папакарской структур.

Таким образом, для глубинного строения региона характерно высокое положение метаморфического субстрата и верхней границы "базальтового" слоя. Интенсивные положительные аномалии силы тяжести, рельеф субстрата и крупные поперечные нарушения структуры гравитационного поля в региональном плане совпадают с главными мезозойскими складчатыми и дизъюнктивными структурами. Эти особенности позволяют предполагать, что начало глубинных процессов, вызывавших эти аномалии и приводящих к возрастанию мощности "базальтового" слоя и редуцированию "гранитного", может быть связано с юрско-верхнемеловой историей развития региона.

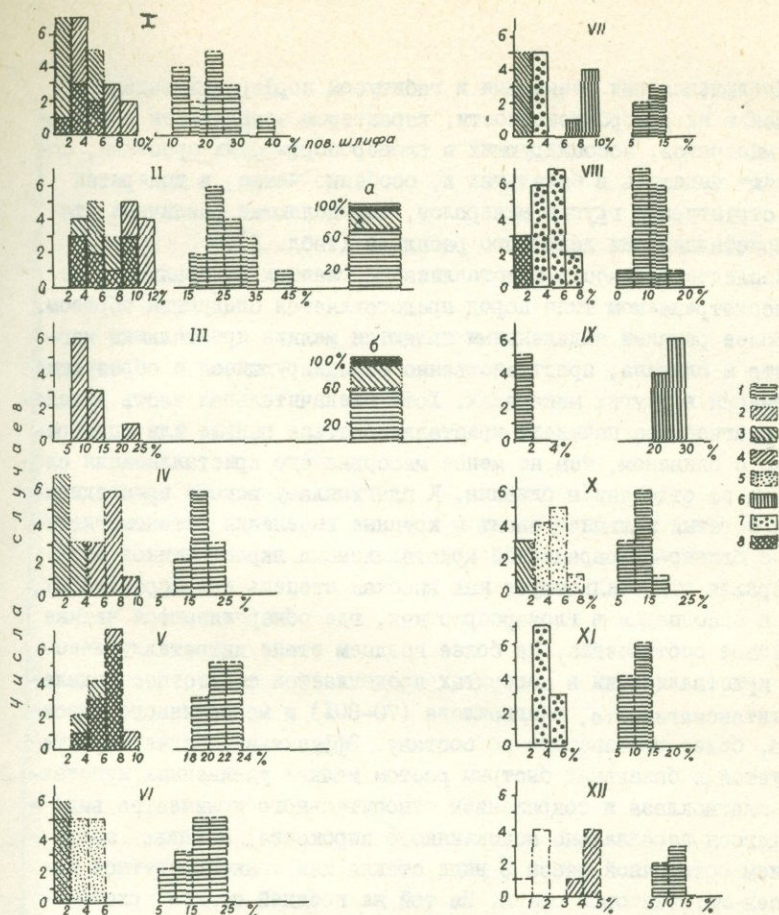
Г Л А В А Ш.

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕЖЕЛОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Систематическое петрографическое описание всех разновидностей пород лавовой, субвулканической и пирокластической фаций выполнено ранее /6, 7/. Приводимая ниже табл. I характеризует наиболее свежие, не затронутые или слабо затронутые вторичными изменениями типы пород. Эти породы представлены разностями лавовой, субвулканической и жерловой фацией. Количественное содержание порфировых выделений в них представлено на фиг. 5 в виде гистограмм распределения.

Рассмотрим кратко основные особенности пород и, в частности, те петрографические признаки, которые могут явиться показателями последовательности кристаллизации, условий интрателлурической и эффузивной кристаллизации, а также морфологии интрателлурических фаз.

Базальты и долериты представлены эвпорфировыми плагиоклазо-оливин-клинопироксеновыми и собственно оливиновыми (тип "А") разностями. В первых разностях суммарное содержание вкрапленников плагиоклаза, оливина, клинопироксена и магнетита составляет в базальтах в среднем 30-40% поверхности шлифа, в долеритах 40-50%. В составе порфировых выделений исключительно велика доля плагиоклаза с интервалом значений в базальтах 20-30, иногда 35-40%, в долеритах - 20-35%, вплоть до 40-45% поверхности шлифа. В базальтах содержание оливина и моноклинного пироксена примерно равное при небольшом преобладании оливина, в то же время в долеритах наряду с общим возрастанием количества вкрапленников темноцветных заметно возрастает роль оливина. Собственно оливиновые долериты занимают в данной группе особое положение. Они содержат в фенокристаллах исключительно один оливин в сростках с хрошпинелью; среднее содержание содержаний оливина приходится на интервал 5-15%, возрастающая в отдельных случаях до 20-25% поверхности шлифа.



Фиг. 5. Состав и содержание порфировых вкрапленников в группах пород верхнемеловой серии: I – оливин-плагиоклаз-пироксеновые базальты (15 шлифов); II – оливин-плагиоклаз-пироксеновые долериты (15 шлифов); III – оливиновые долериты (10 шлифов); IV – гиперстеновые андезит-базальты (12 шлифов); V – двуширокосенные андезит-базальты (13 шлифов); VI – плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксен-роговообманковые андезиты (15 шлифов); VII – кварц-биотитовые дациты (5 шлифов); VIII – биотитовые липариты и липарито-трахиты (15 шлифов); IX – кварцевые липариты (10 шлифов); X – роговообманковые липариты и липарито-дациты (10 шлифов); XI – биотитовые обсидианы (10 шлифов); XII – гиперстен-роговообманковые перлиты (5 шлифов).

I) плагиоклаз; 2) клинопироксен; 3) оливин; 4) гиперстен; 5) роговая обманка; 6) кварц; 7) биотит; 8) санидин.

Наблюдения над размерами и габитусом порфировых выделений, степенью их резорбированности, характером зональности и составом минералов, ассоциирующих в гломеропорфировых сростках, позволяют выделить в базальтах и, особенно четко, в долеритах три структурные группы минералов, определяющие различные этапы кристаллизации исходного расплава (табл. I).

Последовательность кристаллизации главных минеральных фаз в рассматриваемом типе пород представляется следующим образом. Наиболее ранними выделениями являются мелкие кристаллики магнетита и оливина, пространственно ассоциирующиеся и образующие включения в других минералах. Хотя незначительная часть выделений плагиоклаза начинала кристаллизоваться раньше или одновременно с оливином, тем не менее массовая его кристаллизация следовала за отделением оливина. К плагиоклазу вскоре присоединяются богатый кальцием авгит и крупные выделения титаномагнетита; о близко-одновременной кристаллизации вкрапленников этих минералов свидетельствует как высокая степень идиоморфизма их, так и ассоциация в гломеросростках, где обнаруживаются четкие офитовые соотношения. На более позднем этапе интрателлурической кристаллизации в долеритах продолжается совместное выделение титаномагнетита, плагиоклаза (70–80%) и моноклинного пироксена, более железистого по составу. Эффузивная стадия характеризуется в базальтах быстрым ростом мелких удлиненных кристаллов плагиоклаза и сокращением относительного количества выделяющегося параллельно моноклинного пироксена, а также застыванием остаточной массы в виде стекла или тонкоагрегатной пироксен-магнетитовой смеси. На той же поздней стадии кристаллизации в долеритах продолжается выделение плагиоклаза (60–75% Ap) и моноклинного пироксена в количественных соотношениях примерно 70:30, а также обособление палагонит-анальцимового кристаллизационного остатка. Фенокристаллы плагиоклаза и клинопироксена I структурной группы на эффузивной стадии обростают зональными каемками и резорбируются основной массой.

Кристаллизация долеритов типа "А" происходит в два последовательных этапа — выделение интрателлурических вкрапленников оливина (и хромита) и совместное образование плагиоклаза и клинопироксена в позднюю стадию; количественное соотношение последних примерно отвечает 60:40.

Двупироксеновые и гиперстеновые андезито-базальты так же относятся к эвпорфировым разностям и содержат в различных ко-

Петрографическая характеристика главных типов пород
верхнемеловой вулканической серии северо-восточной части Армянской ССР

Комп- лексы	Типы пород	Минеральный состав и размеры зерен фенокристаллов (в мм)			Структура ос- новной массы	Распространение
		Фенокристаллы I гене- рации	Фенокристаллы II гене- рации	Основная масса		
I	2	3	4	5	6	7
Верхнеконьяк-нижнесантономский	Оливин-плагноклаз-пироксеновые базальты	плагноклаз (дл. 2.2-1.6 шир. 1.8-1.3) клинопироксен (дл. 2.5-0.4) оливин (дл. 1.1-0.4) титаномagnetит (0.2-0.5)	плагноклаз (дл. 0.9-0.5 шир. 0.2-0.1)	микролиты и лейсты плагноклаза, клинопироксен, магнетит, вулканическое стекло	микродолеритовая, гиалопилитовая	Широко развиты в Прикуринской зоне, Иджеванском и Тауэском прогибах. Слагают дайки, потоки, обломки в брекчиях
	Оливин-плагноклаз-пироксеновые долериты	плагноклаз (дл. 3.3-0.5 шир. 1.5-0.2) клинопироксен (дл. 2.7-0.4) оливин (дл. 2.8-0.7) титаномagnetит (0.7-1.2)	плагноклаз (дл. 0.9-0.4 шир. 0.4-0.1) клинопироксен (дл. 0.3-0.1)	лейсты плагноклаза, клинопироксен, магнетит, интерстициальные минералы (анальцим, паллагонит)	долеритовая, призматически-зернистая	Развиты в тех же структурных зонах, слагают крупные потоки, пластовые тела, дайки
	Гиперстенные андезитобазальты	плагноклаз (дл. 1.9-1.3, шир. 1.1-0.6) гиперстен (дл. 1.2-0.3) титаномagnetит (0.3-0.6)	плагноклаз (дл. 0.4-0.1, шир. 0.2-0.05) клинопироксен (дл. 1.2-0.2)	микролиты плагноклаза, клинопироксен, рудный минерал, кристаллиты, вулканическое стекло	гиалопилитовая, микролитовая	Слагают субвулканическое тело и маломощный поток в разрезе с. Кохоб
	Роговообманковые андезиты	плагноклаз (дл. 1.5-0.8 шир. 0.7-0.3) роговая обманка (дл. 0.9-0.3) ильменит, магнетит (0.5-0.7)	плагноклаз (дл. 0.5-0.2, шир. 0.2-0.1) клинопироксен (дл. 0.5-0.1)	микролиты плагноклаза, рудный минерал, вулканическое стекло, кристаллиты	гиалопилитовая, пилотакситовая	Встречены в одном потоке Кохобского разреза и слагают дайку в низах Ачаджурского разреза
	Плагноклазовые андезиты	плагноклаз (дл. 1.7-1.1, шир. 1.0-0.5) роговая обманка (дл. 0.5-0.3) магнетит, ильменит (0.7-0.9)	плагноклаз (дл. 0.9-0.4, шир. 0.3-0.1)	то же	гиалопилитовая	Слагают субвулканические тела в районе с. Шаваршаван, Куши-Айрум, единичные потоки в левобережье р. Тауш
Верхнесантономский	Двупироксеновые андезитобазальты	плагноклаз (дл. 2.2-1.3, шир. 1.5-0.4) гиперстен (дл. 0.9-0.4) титаномagnetит (0.3-0.5)	плагноклаз (дл. 2.0-1.3) шир. 0.6-0.1)	микролиты плагноклаза, клинопироксен, рудный минерал, кристаллиты, вулканическое стекло	гиалопилитовая, интаргранулярная, реже интерсервральная	Развиты в Иджеванском прогибе и слагают систему потоков в районе сел Саритгах-Севкар
	Оливиновые долериты (типа "А")	оливин (дл. 0.1-0.2) хромит (0.2-0.3)	-	лейсты плагноклаза, клинопироксен, рудный минерал	долеритовая	Развиты в Иджеванском прогибе и слагают пластовые тела (Ачаджур, г. Сатылмыш)
	Кварц-биотитовые дациты	плагноклаз (дл. 2.7-1.5, шир. 1.0-0.4) клинопироксен (дл. 0.5-0.3) кварц (диаметр 3.0-1.8) биотит (дл. 0.9-0.2)	-	лейсты альбита и фельзитовый кварц-полевошпатовый агрегат	витрофировая, фельзитовая, аллотриоморфнозернистая. Текстура массивная	Слагают экструзивные тела на участке Кардан (Прикуринская зона)
	Биотитовые липариты и липарито-трахиты	плагноклаз (дл. 2.9-1.8, шир. 1.3-0.8) биотит (дл. 2.5-0.2) титаномagnetит ильменит (0.2-0.4)	санидин (дл. 2.1-0.5, шир. 0.8-0.3)	кварц-калipoлевошпатовый агрегат, микролиты и лейсты альбита, кристаллиты, рудный минерал	аллотриоморфнозернистая, микроаплитовая, фельзитовая. Текстура флюидальная	Слагают вулканические куполы и потоки в левобережье р. Джогас
	Кварцевые липариты	кварц (диаметр 3.6-2.1) плагноклаз (дл. 2.1-1.0, шир. 1.0-0.6)	-	кварц-полевошпатовый агрегат, микролиты альбита	аллотриоморфнозернистая, фельзитовая, витрофировая. Текстура массивная	Слагают экструзивное тело, г. Карачал
	Биотитовые обсидианы	плагноклаз (дл. 1.8-0.8, шир. 1.3-0.4) биотит (дл. 0.8-0.4) титаномagnetит ильменит (0.3-0.4)	-	вулканическое стекло (N=1.498) и кристаллиты	витрофировая, гиалиновая, перлитовая, микроотдельность; в зонах закалки обособления буровато-коричневого стекла (N=1.492)	Маломощные потоки в левобережье р. Джогас
Верхнесантономский	Роговообманковые липариты	плагноклаз (дл. 1.3-0.6, шир. 0.5-0.3) роговая обманка (дл. 1.5-0.4) клинопироксен (дл. 0.6-0.3) магнетит, ильменит (0.2-0.4)	-	Кварц-полевошпатовый агрегат, микролиты альбита, рудный минерал, кристаллиты	микрoпoйкoлитoвая, фельзитовая, гиалопилитовая, витрофировая. Текстура флюидальная	Вулканические куполы и потоки в левобережье р. Тауш.
	Гиперстен-роговообманковые перлиты	плагноклаз (дл. 2.4-0.6, шир. 0.5-0.1) гиперстен (0.6-0.3) роговая обманка (дл. 0.3-0.1) магнетит (0.2-0.3)	-	вулканическое стекло (N=1.50), кристаллиты, микролиты альбита	витрофировая, гиалопилитовая	Слагают маломощные дайки, прорывающие купола Кер-оглы и Саккал (р. Тауш)

личествах вкрапленники магнетита, гиперстена, плагиоклаза и моноклинного пироксена. Суммарное содержание вкрапленников в этом типе пород составляет 30–40% от поверхности шлифа. Среди фенокристаллов преобладающей фазой является плагиоклаз, содержание которого приходится на интервал 15–25%. Содержание магнетита обычно не превышает 2–3%, гиперстен составляет 4–8, изредка 10% поверхности шлифа. Моноклинный пироксен в двупироксеновых разностях так же содержится в пределах 4–8%, сокращаясь в гиперстеновых разностях до 1–3%.

Как и в предыдущем типе пород, в описываемых андезито-базальтах выделяются, в соответствии с тремя последовательными этапами кристаллизации, три структурные группы минералов.

Соотношения минералов-вкрапленников между собой и основной массой, их облик и структурные взаимоотношения позволяют наметить следующую последовательность кристаллизации андезито-базальтов. Наиболее ранними минералами на этапе интрателлурической кристаллизации являются магнетит и гиперстен, несколько позже начинается массовая кристаллизация плагиоклаза I генерации. На более позднем этапе интрателлурической кристаллизации прекращается рост вкрапленников гиперстена, продолжается выделение плагиоклаза, к которому уже присоединяется моноклинный пироксен, образующий в отдельных случаях венчики и каемки вокруг зерен гиперстена. Эти соотношения по-видимому скорее указывают на то, что гиперстеновые кристаллы служили центрами кристаллизации для возникающих мелких зерен клинопироксена, чем на реакционное замещение. Постэффузивный этап кристаллизации приводит к быстрому застыванию остаточной массы в виде стекла, насыщенного мелкими кристаллическими фазами и кристаллитами.

Плагиоклазовые, роговообманковые и пироксен-роговообманковые андезиты относятся к эвпорфировым разностям и отличаются от андезито-базальтов относительно меньшим количеством вкрапленников и незначительной ролью в их составе темноцветных. Содержание вкрапленников в этих породах составляет в сумме 20–30% поверхности шлифа. Главным минералом-вкрапленником является плагиоклаз (15–25%), на долю роговой обманки приходится 2–6%, в некоторых плагиоклазовых разностях она отсутствует. Клинопироксен отмечается в количестве 2–3%. Характерными минералами во вкрапленниках этих пород являются ильменит и магнетит, слагающие около 2–3% поверхности шлифа. Описываемые

породы сложены тремя структурными группами минералов.

Намечается следующая последовательность выделения кристаллических фаз. Наиболее ранними интрателлурическими выделениями являются ильменит и магнетит, затем кристаллизуются роговая обманка и плагиоклаз I генерации, нередко пространственно ассоциирующие. На позднем этапе интрателлурической кристаллизации продолжается выделение вкрапленников плагиоклаза, по — является клинопироксен. Эффузивная стадия кристаллизации характеризуется образованием стекловатого базиса, в котором наиболее индивидуализированной фазой являются микролиты плагиоклаза.

Дацинты, липарито-дацнты и липариты отличаются разнообразием типов микроструктур и состава порфировых вкрапленников и их ассоциаций. Приведенные в табл. I главные петрографические типы этой группы пород пространственно разобщены и слагают самостоятельные геологические тела (вулканические куполы, дайки или потоки). Общими признаками для всех отмеченных типов являются наличие двух структурных групп минералов-фенокристаллов и основной массы — и суммарное содержание вкрапленников в пределах 20—35%. Кристаллизация этих пород, за редкими исключениями, происходит в два последовательных этапа — интрателлурический. (I структурная группа) и эффузивный (II структурная группа). В состав первой структурной группы в различных типах пород входят плагиоклаз, биотит, роговая обманка, магнетит и ильменит, реже — моноклинный пироксен и гиперстен. Преобладающим минералом постоянно является плагиоклаз. В некоторых образцах биотитовых липарито-трахитов обнаруживаются вкрапленники санидина, принадлежащие позднему этапу интрателлурической кристаллизации.

Последовательность кристаллизации отдельных интрателлурических фаз в различных типах пород различна; исключение составляют магнетит и ильменит, которые повсеместно являются самыми ранними выделениями. Так, в дацитах вкрапленники моноклинного пироксена и биотита появляются раньше вкрапленников плагиоклаза и кварца, а последние кристаллизуются близко-одновременно. В кварцевых липаритах фенокристаллы кварца выделяются относительно плагиоклаза раньше. В биотитовых липаритах и липарито-трахитах кристаллизация начинается с появления мелких кристалликов биотита, но далее идет совместное выделение фенокристаллов плагиоклаза и биотита; поздний этап интрателлурической

кристаллизации характеризуется выделением небольших количеств санидина. В роговообманковых липарито-дацитах и липаритах первыми кристаллизующимися фазами являются ильменит и моноклинный пироксен, затем следует близко-одновременная кристаллизация плагиоклаза и роговой обманки. В эффузивный этап во всех разностях дацитов и липаритов продолжается кристаллизация плагиоклаза и происходит застывание стекловатого остатка.

Биотитовые обсидианы состоят на 15-20% из фенокристаллов биотита, плагиоклаза и магнетита. Как и в биотитовых липаритах, в описываемых породах первой кристаллизующейся фазой является магнетит. Малкие кристаллики биотита появляются в расплаве раньше плагиоклаза, но крупные идиоморфные вкрапленники обоих минералов часто группируются в гломеропорфировые участки и это позволяет предполагать совместную кристаллизацию главной массы этих выделений.

Гиперстен-роговообманковые перлиты содержат в стекловатой массе фенокристаллы гиперстена, магнетита, плагиоклаза и роговой обманки, в сумме составляющие 15-20% поверхности шлифа. Вкрапленники магнетита и гиперстена, отчетливо группирующиеся вместе, являются одной из первых интрателлурических фаз. Гиперстен образует удлинённые призматические выделения размерами 0,6-0,3 мм. В гломеропорфировых скоплениях плагиоклаз и гиперстен ассоциируют редко, но в этих случаях гиперстен отчетливо идиоморфен в отношении плагиоклаза. Последний, в количественном отношении преобладающий среди фенокристаллов, начинает кристаллизоваться позже гиперстена и магнетита.

Подчеркнем в заключение главнейшие петрографические особенности верхнемеловых вулканических пород Северной Армении.

1. Высокое количественное содержание вкрапленников во всех главных типах пород свидетельствует о том, что излиниям потоков, внедрению субвулканических тел или формированию вулканических куполов предшествовал начальный длительный процесс кристаллизации в глубинном очаге. Ранние интрателлурические вкрапленники распределены в породах неравномерно и часто образуют гломеропорфировые скопления различного минералогического состава. Выявляются отдельные парагенетические ассоциации фенокристаллов, указывающие на значительную протяженность процесса интрателлурической кристаллизации, а также на определенную последовательность выделения различных фаз или на параллельную их кристаллизацию.

2. Долериты, базальты, андезито-базальты и андезиты заметно дифференцированы по составу и обнаруживают два поколения интрателлурических вкрапленников. Строение, характер зональности и габитус последних позволяет предполагать, что первый этап кристаллизации этих пород (магнетит, оливин или гиперстен, затем ранние плагиоклаз и клинопироксен) протекал в относительно равновесных условиях. К началу второго этапа интрателлурической кристаллизации, отвечающего скорее всего перемещению магматических масс к поверхности и падению общего давления, возникают неравновесные соотношения между фенокристаллами и жидкостью. Происходит смена кристаллических фаз и, одновременно, изменение состава фаз, продолжающих свою кристаллизацию. Так, в базальтах и долеритах исчезает оливин, в андезито-базальтах и андезитах — гиперстен, а в совместно кристаллизующихся плагиоклазе и моноклинном пироксене увеличивается содержание альбитового и железистого компонента соответственно. Одновременно минералы I поколения резорбируются или обрастают каемкой более позднего минерала и вместо однородных кристаллов плагиоклаза начинается выделение зерен резко зонального строения. Диффузивный этап кристаллизации базальтов и долеритов характеризуется совместной кристаллизацией плагиоклаза и пироксена и застыванием определенного количества остаточной массы. В андезито-базальтах и андезитах в диффузивный этап происходит застывание стекловатого остатка, насыщенного микролитами плагиоклаза и пироксена.

3. Липариты, липарито-дациты и дациты за редкими исключениями содержат интрателлурические вкрапленники одного поколения, причем выпавшие фенокристаллы не успевают полностью выравняться по составу с остаточной жидкостью и несут следы кристаллизации в неравновесных условиях. В этих породах обычно первой кристаллизующейся фазой является магнетит (ильменит), вслед за которым (или одновременно) начинают кристаллизоваться биотит или роговая обманка (или гиперстен). К последним вскоре присоединяется кислый плагиоклаз. Санидин, являющийся редким минералом-вкрапленником, выделяется на самых поздних этапах интрателлурической кристаллизации. В некоторых сильно пересыщенных кремнеземом липаритах фенокристаллы кварца выделяются как фаза, избыточная против кварц-полевошпатовой эвтектики.

4. В составе фенокристаллов всех изученных пород плагиоклаз в количественном отношении резко преобладает над темноцветными и магнетитом, причем повсеместно он выделяется после магнетита и одновременно с каким-либо из темноцветных минералов, свойственных соответствующим типам пород. Его кристаллизация прослеживается на всех этапах становления пород, при этом закономерно изменяются состав, характер зональности и габитус.

5. Широкое развитие мандельштейновых текстур в обломках эпикластических брекчий, в верхних частях лавовых потоков, в некоторых дайках и силлах оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтов и долеритов, ранняя кристаллизация магнетита, значительное количественное преобладание вкрапленников плагиоклаза относительно пироксена и крупные размеры вкрапленников последнего, а также появление на позднемагматическом этапе кристаллизации таких водосодержащих минералов, как анальцит и палагонит, являются важными показателями высокого парциального давления воды в исходном базальтовом расплаве. Высокое P_{H_2O} в магматическом очаге обусловило, по-видимому, также исключительное широкое проявление цеолитизации на поствулканическом этапе формирования верхнеканьяк-нижнесантонского комплекса /17/.

6. Породы андезитовой, липарито-дацитовой и липаритовой групп также обладают признаками, свидетельствующими о значительном участии водной фазы в родоначальном расплаве. Этими признаками являются: широкое проявление взрывных явлений в процессе формирования верхнесантонского комплекса, наличие гидроксилсодержащих минералов во вкрапленниках, повсеместная ранняя кристаллизация Fe - Ti окисных фаз и явления магматического расщепления на две стекловатые фазы, сосуществующие в течение охлаждения и затвердевания пород.

Г Л А В А IY.

СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

Оливин

Оливин — постоянный компонент во вкрапленниках пород базальтового состава, ассоциирующий с плагиоклазом ряда битовнита и кальциевым авгитом. Он является одной из ранних интраталлурических фаз, кристаллизующейся одновременно или вслед за магнетитом. Устанавливается, кроме того, одновременная с выделением оливина кристаллизация первых зерен плагиоклаза (!% 85-90). Фенокристаллы оливина имеют эвгедральный облик, реже они оплавлены и имеют округлые очертания, в протолочках из базальтов и долеритов верхнего коньяка — нижнего сантона цвет его медово-желтый; в долеритах верхнего сантона оливин бесцветен или бледно-желтоватый. В свежих разностях он повсеместно прозрачен и обнаруживает четкие тонкие трещинки спайности по (010) и (100).

Содержание оливина во вкрапленниках оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтов, как следует из гистограммы (фиг.5), колеблется в пределах 2-6%, возрастая до 8-10% в долеритах. Высокие содержания вкрапленников оливина (10-15%) характерны для верхнесантонских долеритов, в которых он является единственным минералом в фенокристаллах.

Оптика оливинов. Изучение оптических свойств и химического состава вкрапленников оливина, выделенных из потоков и разновозрастных пластовых залежей, выявило принадлежность минерала к магнезиальным членам изоморфного ряда форстерит-фаялит. Одновременно отчетливо выделяются две разобщенные по составу группы вкрапленников. К первой относятся фенокристаллы из потоков и пластовых залежей верхний коньяк — нижнесантонского комплекса, ко второй — фенокристаллы из пластовых залежей верхнего сантона. Разностей, промежуточных между этими группами, не установлено.

Таблица 2

Оптические свойства и состав оливинов во вкрапленниках пород базальтового состава

		Порода и номер образца	Оптические константы			% содержания молекул		Минерал
			2VNg	Ng'	Np'	Fo	Fa	
В. коньяк - н. сантон	Потоки	базальт (224)	92°	1,716	1,678	77	23	хризолит
		долерит (27)	96°	-	-	75	25	хризолит
		долерит (619)	95°	1,719	1,680	76	24	хризолит
		долерит (5)	98°	1,732	1,692	69	31	гиалосидерит
		базальт (6)	94°	1,730	1,690	70	30	хризолит-гиалосидерит
		долерит (33)	96°	1,727	1,690	72	28	хризолит
	Пластовые залежи и дайки	долерит (16)	110°	1,734	1,698	68	32	гиалосидерит
		долерит (55)	98°	1,734	1,702	67	33	гиалосидерит
		долерит (374)	94°	1,730	1,692	70	30	хризолит-гиалосидерит
		базальт (1)	95°	1,728	1,692	71	29	хризолит
		долерит (32)	98°	1,732	1,693	69	31	гиалосидерит
		базальт (2028)	100°	-	-	66	34	гиалосидерит
В. сантон	Пластовые залежи	долерит (8)	88°	1,702	1,668	84	16	хризолит
		долерит (20)	90°	1,702	1,668	84	16	хризолит
		долерит (203)	90°	1,702	1,668	84	16	хризолит
		долерит (263)	88°	-	-	88	12	хризолит
		долерит (2038)	86°	-	-	94	6	форстерит

В табл. 2 приводятся оптические константы и процентное содержание Fo и Fa во вкрапленниках оливина различных типов пород. Определение состава производилось по показателям преломления, поскольку эти константы дают более точные результаты /18,19/. Величины $2V$ использовались в основном в целях контроля. Данные таблицы показывают, что оливины из пород верхнего коньяка-нижнего сantonа близки по составу и относятся к хризолитам, хризолит-гялосидеритам. При этом вкрапленники из потоков имеют сравнительно более магнезиальный состав (23-31% Fa ; вкрапленники из пластовых залежей содержат 29-34% Fa . Фенокристаллы в верхне-сantonских долеритах обнаруживают крайнее для изученной серии содержание фаялита в пределах 6-16% и относятся к хризолитам.

Химизм оливинов. Химический состав вкрапленников оливина охарактеризован семью анализами мономинеральных фракций (табл. 3). В той же таблице приводятся рассчитанные на основе 4 атомов кислорода количества катионов в кристаллохимических формулах. По молекулярным количествам MgO , FeO , CaO , MnO , исходя из соответствующих формул, рассчитаны миналы форстерита и фаялита - $2(MgO \cdot FeO) \cdot SiO_2$, ларнита - $2 CaO \cdot SiO_2$, и тефроита - $2 MnO \cdot SiO_2$. Результаты химических анализов обнаруживают в целом удовлетворительную сходимость с оптическими данными и также подчеркивают разделение вкрапленников оливина на две группы. Это видно по кристаллохимическим формулам, соотношению атомов Mg , Fe^{+2} процентному содержанию миналов. В приведенных анализах отмечается некоторое отклонение суммы валентностей катионов от +8.00. Эта неполная компенсация положительных и отрицательных зарядов, хотя и незначительная, связана, по-видимому, с присутствием механических примесей. В частности, весь глинозем и долю Fe_2O_3 следует относить за счет вторичного идиингсита. При пересчете анализов в составе оливинов из пластовых залежей и потоков верхнего коньяка-нижнего сantonа определяется 26-30% фаялитового компонента, 1,7-2,1% ларнитового и 0,3-0,6% тефроитового. В оливинах из более молодых долеритов содержание фаялитового, ларнитового и тефроитового компонентов понижается до 16-17%, 1,4-1,5% и 0,2-0,3% соответственно.

Рентгенометрическая характеристика. Содержание Fo компонента в изученных оливинах оценивалось также рентгенометрически. В табл. 4 приводятся результаты рентгеновского анализа четырех образцов фенокристаллов оливина из потоков (33 g) и разновоз-

Химический состав и кристаллохимические формулы
вкрапленников оливина из верхнеконьяк-сантонских
пород базальтового состава

Таблица 3

	п о т о к и			пластовые залежи		пластовые залежи	
	обр.6	обр.5	обр.33д	обр.1	обр.32д	обр.8	обр.20д
I	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	38,76	37,98	37,98	37,04	37,04	39,44	40,14
TiO ₂	1,70	1,70	0,70	0,50	0,70	0,40	0,54
Al ₂ O ₃	1,37	0,84	0,75	1,56	0,87	0,62	1,00
Fe ₂ O ₃	1,21	0,88	3,69	3,72	2,45	0,72	-
FeO	22,98	24,91	21,25	22,00	24,91	15,29	14,22
CaO	1,28	1,04	1,28	1,28	1,42	1,00	1,16
MgO	31,94	31,86	33,10	32,82	32,88	41,78	42,26
MnO	0,30	0,48	0,36	0,56	0,42	0,14	0,26
Na ₂ O	0,25	0,23	0,32	0,25	0,17	0,21	-
K ₂ O	0,07	0,02	0,03	0,05	0,07	0,02	-
Сумма	99,86	99,94	99,46	99,88	99,63	99,56	99,58

Количество ионов в пересчете на 4(0)

Si	1,017	1,009	1,001	0,991	0,994	1,000	1,006
Al	0,044	0,025	0,026	0,051	0,028	0,018	0,030
Ti	0,039	0,040	0,017	0,11	0,014	0,008	0,002
Fe ⁺³	0,022	0,019	0,075	0,054	0,051	0,012	-
Mg	1,261	1,269	1,320	1,293	1,259	1,579	1,583
Fe ⁺²	0,519	0,559	0,482	0,490	0,552	0,326	0,316
Mn	0,008	0,011	0,015	0,011	0,012	0,063	0,068
Ca	0,036	0,031	0,028	0,037	0,036	0,027	0,030
	I,93	I,95	I,95	I,95	I,95	I,97	I,97

Продолжение табл.3

1	2	3	4	5	6	7	8
Wк	8,031	8,004	8,028	8,271	7,973	7,984	7,990
Соотношение атомов							
Mg	71,0	69,4	73,3	72,6	69,4	82,9	83,6
Fe ⁺²	29,0	30,6	26,7	27,4	30,6	17,1	16,4
Mg / Fe ⁺²	2,4	2,3	2,7	2,7	2,3	4,9	5,1
Содержание минералов							
Mg ₂ SiO ₄	69,6	68,0	71,7	70,7	67,6	81,6	82,6
Fe ₂ SiO ₄	28,1	29,8	25,8	26,7	29,8	16,8	15,6
Ca ₂ SiO ₄	2,0	1,7	2,0	2,0	2,1	1,4	1,5
Mn ₂ SiO ₄	0,3	0,5	0,5	0,6	0,5	0,2	0,3

Примечание: обр.6-оливин-плаггиоклаз-пироксеновый базальт, с.Ачаджур; обр.5- оливин-плаггиоклаз-пироксеновый долерит, с.Хаштарак; обр.33д - то же, с.Шаваршаван; обр.1- оливин-плаггиоклаз-пироксеновый базальт, с.Хаштарак; обр.32-д - оливин-плаггиоклаз-пироксеновый долерит, с.Шаваршаван; обр.8 - оливиновый долерит, г.Сатылмыш; обр.20д - то же.

растных пластовых залежей (I,32g) и (8).

Для определения состава изученных оливинов при съемках на дифрактометре наиболее рациональным и удобным следует признать метод Йодера и Сахамы /20/. Нами использовалась определяющая кривая зависимости форстеритовой составляющей от межплоскостного расстояния d_{I30} : F_0 (мол.%) = $4233.9I - I494.59 d_{I30}$.

Таблица 4

Рентгенометрическая характеристика и состав оливинов из
вкрапленников пород базальтового состава

Породы и номер проб	Содержание форстеритовой молекулы в %					
	по(I30)		по (I74)		по параметру "с" (004)	
	d (I30)	%	d (I74)	%	d (004)	%
Долерит (33)	2.7860	70.2	1.0270	67.7	1.5048	69.0
Базальт (I)	2.7850	71.7	1.0259	72.0	1.5040	71.2
Долерит (32)	2.7866	69.4	1.0266	69.3	1.5042	69.8
Долерит "А" (8)	2.7775	82.5	1.0232	82.8	1.4998	85.5

Из табл. 4 следует, что с полученными по межплоскостным расстояниям $d_{(I30)}$ значениями форстеритовой составляющей близко совпадают значения по параметру "с". Этот параметр, используемый в методе Яганбагло /21/, представлял для нас особый интерес, поскольку мог быть применен для определения состава единичных зерен оливина, для изучения вариаций состава в зональных кристаллах и, наконец, как в нашем случае, для определения валового состава порошкового образца. Яганбагло вывел серию графиков линейной зависимости между параметрами элементарной ячейки и составом, причем каждый параметр рассчитывался по одной характерной линии. Уравнение для параметра "с" имеет, как показано данным автором, следующий вид: F_0 (мол.%) = $4977.0I - 8I5.40c + 3,7\%$.

По Ямбору и Смигу /22/ рефлекс (I74) также связан четкой линейной зависимостью с содержанием магнизиальной составляющей: F_0 (мол.%) = $4I5I.46 - 3976.45 d_{(I74)}$.

Интенсивности рефлексов, по которым определялся состав оливинов из верхнемеловых базальтов и долеритов, составляют 4-7 для линии (I30), 5-3 для линии (I74) и 2-5 для отражения (004).

Можно заметить, что для такого характерного рефлекса, как (004), эти цифры несколько занижены, что предположительно связывается с изоморфным вхождением Ca^{+2} в кристаллическую решетку минерала. Близкое совпадение значений F_0 в каждом образце изученных оливинов, полученных по оптическим замерам, химическим и рентгенометрическим данным, позволяет заключить, что вхождение в состав катионов Ca^{+2} в количестве 0.027 – 0.037 формульных единиц не влияет на величину межплоскостных расстояний $d_{(130)}$, $d_{(174)}$ и $d_{(004)}$ и, возможно, сказывается лишь на некотором снижении интенсивности отражения (004).

Присутствие CaO в описываемых оливинах необходимо особо отметить, поскольку содержание этого малого элемента не только может влиять на оптические константы, параметры решетки или интенсивности рефлексов минерала, но и несет информацию об условиях начальной кристаллизации базальтовой магмы /23/. По содержанию CaO изученные оливины безусловно не могут входить в особую группу субкальциевых оливинов, выделенных Сахамой и Хитёным /24/ на примере изучения вулканических пород специфического состава. Своеобразная роль CaO в оливинах из верхнемеловых пород состоит в том, что, с одной стороны, выявляется прямая связь между содержаниями ларнитового и фаялитового компонентов, с другой – прямая зависимость Ca_2SiO_4 от количества нормативного анортита во вмещающих фенокристаллы оливина базальтах. Этот вопрос будет подробно рассмотрен в главе V. Здесь отметим только, что различия в содержаниях кальциевого минерала в оливинах из двух различных групп верхнемеловых базальтов связаны как с содержаниями нормативного анортита в валовом составе пород, так и с временем кристаллизации первых выделений плагиоклаза. В базальтах и долеритах верхнего коньяк-нижнего сантона кристаллизация плагиоклаза высокой основности началась уже на интрателлурической стадии, в то время как в верхнесантонских долеритах плагиоклаз начинает кристаллизоваться только на эффузивной стадии, входя в состав основной массы.

Таким образом, рассмотренные особенности состава вкрапленников оливина позволяют заключить следующее: I. Фенокристаллы оливина в базальтовых породах верхнемеловой серии относятся к магнезиально-железистым разностям – продуктам фракционной кристаллизации базальтовой магмы. В ряду парагенетических типов оливинов по М.И.Ильвицкому и Р.В.Колбанцеву /25/ их можно рассматривать в типе 7, который объединяет оливины фенокристаллов в

базальтах; 2) Выделенные по соотношению Mg составляющей две группы вкрапленников оливина отвечают разновозрастным вулканическим комплексам, при этом состав их последовательно изменяется с увеличением магнезиальности. 3) Для оливинов верхнеконьяк-нижнесантонского комплекса отмечается слабая дифференциация составов в сторону увеличения железистости в пластовых залежах по сравнению с потоками. Оливины из пород верхнесантонского комплекса устойчивы по составу. 4) Вхождение Ca^{+2} в отмеченных пределах в состав катионов изученных оливинов не влияет на величины межплоскостных расстояний $d(130)$, $d(174)$ и $d(004)$.

Гиперстен

Для андезито-базальтов верхнемеловой серии гиперстен является характерным минералом-вкрапленником и содержание его составляет в гиперстеновых и двупироксеновых разностях 6-8% (табл. 5). Сравнительно меньше гиперстена в липарито-дацитах и липаритах; в количестве до 5% он встречается лишь в фенокристаллах перлитовой дайки, прорезающей купол Кер-оглы. В андезито-базальтах гиперстен ассоциирует с фенокристаллами плагиоклаза ряда андезин-лабрадор и моноклинным пироксеном; в обсидианах он встречается вместе с вкрапленниками роговой обманки и плагиоклаза. Гиперстен повсеместно является одним из наиболее ранних интрателлурических минералов и наряду с ранним плагиоклазом и магнетитом входит в состав I структурной группы. В андезито-базальтах обрастает каемкой моноклинного пироксена, что позволяет разграничивать эти минералы по времени выделения в данных породах.

Оптика. Гиперстен образует длинно-призматические идиоморфные индивиды однородного строения с характерным плеохроизмом. Оптические свойства и состав гиперстенов из различных пород верхнемеловой серии приводятся в табл. 5. При определении состава учитывались указания В.С.Соболева /26/, Л.Н.Добронова и соавторов /27/, что наиболее сильную положительную связь с Fe^{+2} обнаруживают показатели преломления, в то время как зависимость $2V$ от концентрации ионов имеет нелинейный характер. Составы описываемых вкрапленников, определенные по показателям преломления и величине $2V$, обнаруживают некоторое несоответствие (в табл. 5 приведены только значения, полученные по Ng^1). Содержание магнезиального компонента определялось по диаграммам Дира и др. /28/ и Лика /29/, коэффициент железис-

Таблица 5

ОПТИЧЕСКИЕ КОНСТАНТЫ И СОСТАВ (В %) ФЕНОКРИСТАЛЛОВ
ГИПЕРСТЕНА В ПОРОДАХ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ

№ образ- ца	П о р о д а	2V _{np}	CN _g	Ng'	Np'	mg* по Дяру и соавторам	mg по Дяку	f* по Добропо- ву и соав- торам
24	двушпироксеновый анде- зит-базальт	52°	7°	1,710	1,695	64	62	37
24a	"	54°	8°	1,709	1,693	65	63	36
199	"	58°	0°	1,708	1,696	66	63	36
19	"	60°	11°	1,708	1,696	66	63	36
2037 (7)	"	60°	8°	1,706	1,692	67	66	34
13	гиперстен-роговооб- манковый перлит	56°	9°	1,718	1,706	58	57	43
2049	"	55°	9°	1,718	1,706	58	57	43

$$*mg = 100 Mg / (Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn); [36]$$

$$*f = \frac{(Fe^{+3} + Fe^{+2} + Mn + Ti) \cdot 100}{Mg + Fe^{+3} + Fe^{+2} + Mn + Ti}; [35]$$

Таблица 6

Химический состав и кристаллохимические формулы вкрапленников гиперстена из пород верхнемеловой серии

	В. коньяк - н.сантон		Верхний сантон		
	обр.26	обр.26а	обр.7г	обр.19дг	обр.13г
SiO ₂	52,33	52,00	50,80	51,42	51,06
TiO ₂	0,45	0,30	0,20	0,16	0,37
Al ₂ O ₃	2,60	2,01	2,50	2,13	2,08
Fe ₂ O ₃	2,08	1,91	1,30	2,44	1,10
FeO	19,00	18,20	19,00	19,35	22,80
CaO	2,10	2,60	1,90	2,00	2,08
MgO	22,00	21,48	23,51	23,20	19,80
MnO	0,50	0,64	0,85	0,86	0,35
Na ₂ O	0,36	0,67	0,32	0,24	0,25
H ₂ O	0,15	0,60	0,08	0,10	0,07
сумма	100,57	100,41	100,36	100,85	99,96

Кристаллохимическая формула в пересчете на 60

Si	1,910	} 2,00	1,930	} 2,00	1,880	} 2,00	1,890	} 1,99	1,930	} 2,00
Al	0,090		0,070		0,111		0,093		0,070	
Al	0,020		0,019		-		-		0,025	
Ti	0,013		0,018		0,007		0,004		0,011	
Fe ⁺³	0,057		0,054		0,036		0,066		0,032	
Mg	1,260		1,190		1,300		1,270		1,110	
Fe ⁺²	0,579	} 2,00	0,563	} 2,04	0,587	} 2,05	0,596	} 2,06	0,720	} 1,99
Mn	0,016		0,020		0,027		0,027		0,011	
Ca	0,084		0,102		0,076		0,079		0,086	
Na	0,026		0,049		0,022		0,018		0,018	
K	0,009		0,026		0,004		0,004		0,005	
Wк	12,01		12,09		11,98		12,04		12,05	

Соотношение атомов в %

Mg	64,4	64,2	66,2	65,3	58,0
Ca	4,5	5,5	3,9	4,0	4,4
Fe	31,1	30,3	29,9	30,7	37,6
f	35,7	35,5	33,6	35,3	41,0
f'	33,2	32,7	32,0	32,9	39,0
mg	64,8	65,1	65,7	64,9	59,0
Ca-Al черма- хит	8,4	10,2	7,6	7,9	8,6

Примечание: обр. 26 - гиперстеновый андезит-базальт из субвулканического тела, с. Кохб; обр. 26а - то же; обр. 7г - двупироксеновый андезит-базальт из потока, с. Саригух; обр. 19 дг - то же; обр. 13 г - гиперстен-роговообманковый перлит из дайки; купол Кер-оглы.

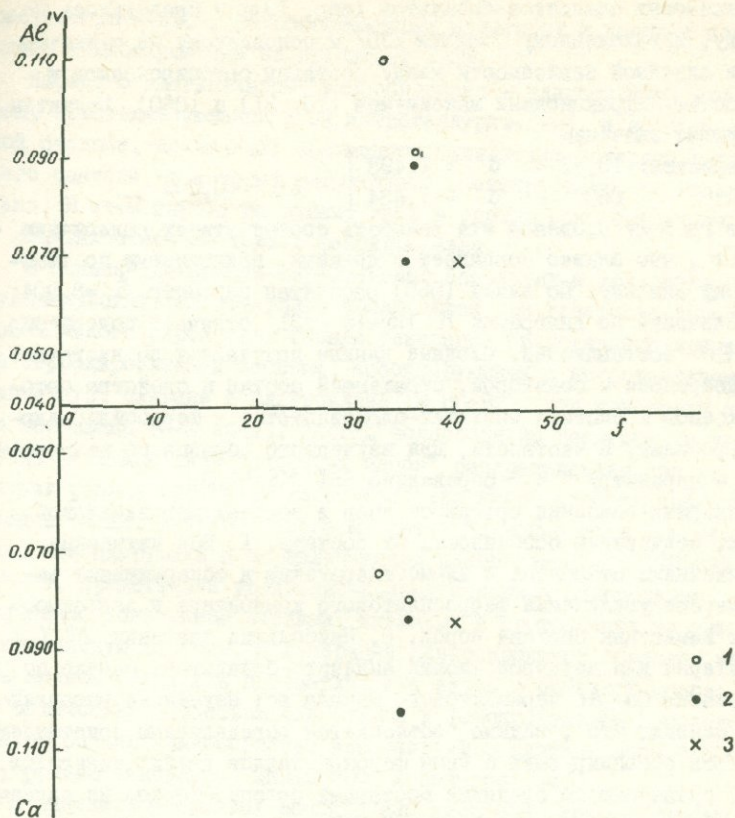
тости f — по диаграмме Л.Н.Добрецова. Лик, статистически обработавший более 240 химических анализов ортопироксенов, показал, что существенных различий по величине $2V$ между вулканическими и плутоническими ортопироксенами не существует. Это отражено также и на диаграмме Л.Н.Добрецова с соавторами.

Рассмотрение данных таблицы показывает, что все изученные вкрапленники относятся к собственно гиперстену с отрицательным углом $2V$ и колебанием железистости в пределах 34–43%. Однако, по диаграмме Дира и соавторов составы изученных гиперстенов оказываются несколько более магнизиальными; значения mg по Лику и f по Добрецову близко совпадают. Отчетливо наблюдается закономерное увеличение железистости гиперстенов-вкрапленников в связи с общим увеличением кремнекислотности пород от андезито-базальтов до перлитов.

Химизм. В табл. 6 приведены химические анализы гиперстенов из различных пород верхнемеловой серии и рассчитанные на основе 6 атомов кислорода кристаллохимические их формулы. Составы изученных гиперстенов по данным химических анализов удовлетворительно совпадают с данными по оптическим замерам. Отметим, что все ортопироксены из верхнемеловых пород по коэффициенту f и содержанию Al^{IV} относятся к алюмогиперстенам /27/.

На диаграмме, построенной по формульным единицам Al^{IV} , Ca и величине f (фиг. 6), обнаруживается заметная дифференцированность состава гиперстенов в первую очередь по содержанию железистого компонента; оно возрастает при переходе от андезито-базальтов к перлитам. Менее четки различия по величине формульных единиц Ca и Al^{IV} . Наибольшие значения Al^{IV} и наименьшие Ca отмечаются для гиперстенов из дупироксеновых андезито-базальтов; различия между гиперстенами из двух других групп пород не выходят за пределы колебаний состава внутри самих гиперстеновых андезито-базальтов. Колебания в содержании чермакитового минала незначительны; это, по-видимому, следует объяснить тем, что в обоих типах пород фенокристаллы гиперстена находятся в равновесии с вкрапленниками плагиоклаза повышенной основности (47–63% Ap в андезито-базальтах и 38–56% Ap в перлитах). Колебания же в составе железистого компонента контролируются как ранней кристаллизацией рудного минерала (титаномagnetита), так и кристаллизацией другого темного минерала (моноклинного пироксена и роговой обманки соответственно).

Рентгеновская диагностика одного образца гиперстена из дву-



Фиг. 6. Содержания главных компонентов в гиперстенах из пород верхнемеловой серии: 1) вкрапленники гиперстена из двупироксеновых андезитов-базальтов; 2) то же из гиперстеновых андезитов-базальтов; 3) то же из перлитов.

пироксеновых андезитов-базальтов (обр. 1992) проводилась по методу, предложенному Звааном /30/ и основанному на существовании линейной зависимости между составом ортопироксенов и разностью дифракционных максимумов (10, 31) и (060). Получены следующие значения:

$$\left. \begin{array}{l} \text{рефлекс: } 10,31 - d = 1,493 \\ \quad \quad \quad 060 - d = 1,484 \end{array} \right\} \Delta d = 0,009$$

По графику П.Зваана эта разность соответствует содержанию 64% Еп, что близко совпадает с данными, полученными по химическому анализу. По линии (060) рассчитан параметр $b = 8,904$; это значение по диаграмме R·Howie /31/ отвечает содержанию 67% Еп составляющей. Сходные данные получаются по диаграмме Л.Н.Добрепова и соавторов, отражающей состав и свойства ортопироксенов в системе энстатит-алюмоэнстатит - ферросилит-алюмоферросилит. В частности, для изученного образца по величинам Ng' и параметру " b " определено 65% $Mg_2Si_2O_6$.

Завершая описание ортопироксенов в породах верхнемеловой серии, подчеркнем особенности их состава. 1. Все изученные вкрапленники относятся к алюмогиперстенам и обнаруживают закономерное увеличение ферросилитового компонента в зависимости от изменения состава пород. 2. Наибольшие значения Al^{IV} характерны для двупироксеновых андезито-базальтов, однако по содержанию Са-Ал чермакитового минала все изученные вкрапленники близки, что, видимо, объясняется определенным сочетанием составов ассоциирующих с ними фенокристаллов других минералов. 3. По сравнению со средними составами ортопироксенов из андезитов и дацитов оротавных формаций /27/ в гиперстенах верхнемеловой серии при равных значениях железистости отмечаются повышенные содержания Al^{IV} и Са.

Клинопироксен

Клинопироксен - главный представитель темноватных минералов в верхнемеловых породах базальтового и андезито-базальтового состава; значительно меньшую роль он играет в андезитах и дацитах и почти полностью отсутствует в липаритах и кислых стеклах. Содержание клинопироксена во вкрапленниках базальтов составляет 2-6% поверхности шлифа и возрастает до 4-10% в долеритах (фиг. 5). В составе фенокристаллов гиперстеновых андезито-базальтов он количественно подчинен гиперстену (2-4%), тогда как в двупироксеновых разностях его содержание воз-

растает до 4–6%. В роговообманковых андезитах и дацитах содержание клинопироксена не превышает 2–3%.

Наряду с плагиоклазом, клинопироксен – единственный минерал, кристаллизующийся и на интрателлурической, и на эффузивной стадиях. Исключение составляют оливиновые долериты верхнего сандона, в которых отсутствуют фенокристаллы клинопироксена. В этом случае он входит лишь в состав основной массы. В дацитах отмечены только фенокристаллы.

В оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтах и долеритах субвулканических тел отчетливо наблюдаются три генерации зерен моноклинного пироксена. Ранняя генерация представлена крупными корродированными зернами, ассоциирующими с вкрапленниками магнетита, оливина и плагиоклаза (№ 80–92). Эти кристаллы четко зональные (2–3 зоны), иногда волнообразно гаснущие, с неправильным или типа "песочных часов" распределением зон. В шлихах ранние кристаллы клинопироксена имеют коротко-призматический облик, бледнозеленоватый цвет. Клиннопироксен II генерации, ассоциирующий с вкрапленниками плагиоклаза – П (70–82%

An), представлен удлиненно-призматическими однородными или слабо зональными зернами, имеющими в протоочках густую темнозеленую окраску. III генерация клинопироксена образует мелкие ксеноморфные или призматические зерна в основной массе; по оптическим свойствам они близки к фенокристаллам II поколения. В базисе клинопироксен ассоциирует с плагиоклазом № 60–75, рудным минералом, анальцимом и палагонитом.

В андезито-базальтах моноклинный пироксен кристаллизуется после гиперстена. Входя в состав II структурной группы, клинопироксен ассоциирует с фенокристаллами плагиоклаза (37–45% An). Фенокристаллы клинопироксена нередко оплавлены и содержат пойкилитовые включения стекла. В основной массе этих пород клинопироксен образует изометричные зерна, в количественном отношении подчиненные микролитам плагиоклаза и вулканическому стеклу.

В кварцевых дацитах клинопироксен образует идиоморфные вкрапленники и ассоциирует с плагиоклазом (№ 36–37), кварцем, биотитом и магнетитом.

Оптика клинопироксенов. Оптические свойства моноклинных пироксенов из различных пород верхнемеловой серии сведены в табл. 7. Обнаруживаются значительные колебания в величине углов оптических осей и показателей преломления. Пироксены из

Таблица 7
Оптические свойства клинопироксенов из пород верхне-
меловой серии

	№ об- разца	П о р о д а	Характеристика зерна	2V _{Ng}	CNg	Ng'	Np'
I	2	3	4	5	6	7	8
Верхний коньяк - нижний сanton	II	оливин-плагноклаз- пироксен. базальт из потока	зональный вкрапленник ядро край	60° 57°	45° 43°	I,706 I,710	I,682 I,685
	33	оливин-плагноклаз- пироксен. долерит из потока	зональный вкрапленник ядро край	58° 48°	48° 46°	I,710 I,722	I,687 I,698
	6	оливин-плагноклаз- пироксеновый доле- рит из потока	вкрапленник не зональный	60°	44°	I,708	I,683
	39	"	"	57°	49°	I,710	I,684
	32	оливин-плагноклаз- пироксеновый доле- рит из силла	"	56°	45°	I,712	I,689
	57	"	зональный вкрапленник ядро край призмы в осн. массе	58° 44° 46°	47° 45° 42°	I,711 - I,720	I,689 - I,698
	5	"	не зональный вкрапленник	57°	44°	I,714	I,690
	2027a	оливин, базальт из обломков в брекчиях	вкрапленники зональные ядро край	58° 52°	50° 48°	I,712 I,725	I,688 I,703
	369	оливин-плагноклаз- пироксеновый доле- рит из дайкооб- разн. тела	зональный вкрапленник ядро край	60° 42°	42° 40°	I,706 I,720	I,683 I,696

1	2	3	4	5	6	7	8
			призмы в основной массе	51°	37°	1,726	1,702
Верхний сандон	1n	оливин-плагиоклаз-пироксеновый долерит из дайкообразного тела	зональный вкрапленный I генерация: ядро край	59° 50°	48° 46°	1,712 -	1,687 -
	2Б	гиперстен-андезит-базальт	не зональный вкрапленный II генерация не зональный вкрапленный	50° 54°	43° 41°	1,722 1,724	1,698 1,701
	4I	пироксен-роговообманковый андезит	не зональный вкрапленный	53°	48°	1,725	1,702
	8	оливин-долерит типа "А"	призмы в основной массе	54°	42°	1,718	1,695
	19	двупироксен-андезитовый базальт	не зональный вкрапленный	56°	42°	1,720	1,694
	7	двупироксен-андезито-базальт	зональный вкрапленный ядро край	56° 52°	46° 42°	1,720 1,728	1,694 1,703
	202	"	вкрапленный не зональный	52°	42°	1,726	1,702
	24	кварцевый дацит	"	54°	46°	1,723	1,698

пород базальтовой группы имеют в ядрах зональных фенокристаллов $2V$ в среднем $57-60^\circ$ и $Ng' = 1.706-1.712$; к краевым зонам $2V$ уменьшается до $44-50^\circ$, Ng' возрастает до $1.722-1.725$. Близкие к последним оптические константы имеют в долеритах фенокристаллы клинопироксена II генерации и выделения в основной массе. В андезито-базальтах, андезитах и кварцевых дацитах вариации величин $2V$ и показателей преломления сравнительно невелики: $2V = 52-56^\circ$, $Ng' = 1.718-1.728$. Последовательность изменения оптических свойств клинопироксенов-вкрапленников в различных типах пород верхнемеловой серии, а также от вкрапленников в основной массе выражается, таким образом, в возрастании значений показателей преломления и уменьшении величины $2V$.

Химизм. Химические анализы клинопироксенов - вкрапленников из различных типов пород верхнемеловой серии сведены в табл. 8; там же приведены кристаллохимические формулы, соотношения атомов $Mg, \Sigma Fe + Mn, Ca$, коэффициенты железистости f, f' и содержания $Ca-Al$ чермакитового минерала, рассчитанного по способу, предложенному Л.Н.Добрецовым и соавторами. Составы изученных пироксенов в % содержаниях катионов $Mg + (\Sigma Fe + Mn) + Ca = 100$ изображены на пироксеновом четырехугольнике (фиг. 7). Из рассмотрения этих данных следует, что все пироксены из верхнемеловых пород принадлежат к авгитам и составы их различаются между собой в некоторых деталях. Клинопироксены из базальтов и долеритов на пироксеновой трапеции отчетливо сгруппированы вдоль границы авгит-салит и по классификации И.В.Гинсбург /34/ относятся к богатым кальцием авгитам. По классификации Л.Н.Добрецова и др., учитывающей как содержание Ca на формульную единицу, так и коэффициент " f " и содержание Al в тетраэдрической координации, они отвечают салит-авгитам. Составы клинопироксенов из андезито-базальтов, андезитов и дацитов отчетливо смещаются от авгит-салитовой границы вправо и вниз, что указывает на убывание Wo и увеличение Fs и позволяет относить их к собственно авгитам по И.В.Гинсбург или субкальциевым авгитам по Л.Н.Добрецову.

Сравнивая особенности химизма клинопироксенов-вкрапленников в ряду базальт-андезит-базальт-андезит-дацит, следует отметить закономерные его изменения. Составы клинопироксенов из пород базальтовой группы, как эффузивной, так и субвулканической фаций, обнаруживают близкое сходство. В этой группе кли -

Таблица 8

Химический состав и кристаллохимические формулы вкрапленников клинопироксена из пород верхнемеловой серии

	Верхний коньяк - нижний сантон												верхний сантон		
	5n	6n	39gn	33gn	2027a	In	In ₁	In ₂	In ₃	32gn	26gn	4I	7	I9	24
SiO ₂	46.60	47.80	46.70	47.08	46.70	47.55	47.60	47.60	48.20	47.44	50.76	48.08	49.80	49.90	49.22
TiO ₂	0.76	0.68	0.84	0.82	0.95	0.72	0.48	0.50	0.61	1.04	0.72	0.66	0.66	0.66	0.60
Al ₂ O ₃	6.66	6.72	7.32	6.40	6.24	6.12	4.80	6.09	5.80	6.27	5.15	4.23	5.17	5.01	5.80
Fe ₂ O ₃	3.31	3.74	3.18	3.11	4.23	3.99	4.03	3.03	3.78	2.92	3.37	1.96	3.12	2.08	2.63
FeO	5.86	5.39	5.06	6.39	5.30	4.37	4.57	4.07	5.80	6.59	7.90	9.90	7.60	8.59	6.86
CaO	22.08	22.00	22.00	21.64	21.76	21.34	22.60	22.41	21.41	21.39	18.10	18.50	19.09	19.35	20.12
MgO	13.72	13.96	14.42	14.02	14.33	14.00	14.76	14.42	13.72	13.04	13.68	15.04	13.17	13.65	14.27
MnO	0.19	0.01	0.22	0.08	0.19	0.08	0.12	0.14	0.16	-	0.40	0.48	0.28	-	0.28
Na ₂ O	0.45	0.63	0.20	0.45	0.50	0.57	0.32	0.55	0.60	0.50	-	0.25	1.13	0.55	0.50
K ₂ O	0.15	0.06	0.01	0.05	0.17	сл.	0.03	0.07	0.10	0.08	-	-	0.23	0.20	0.09
H ₂ O ⁻	0.16	0.08	0.12	-	0.08	0.05	0.80	0.16	0.20	0.16	-	0.10	-	-	-
n. n. n.	0.40	0.28	0.44	0.40	0.30	0.63	0.10	0.40	0.32	0.44	0.40	0.50	0.28	0.60	0.12
Сумма	100.34	100.55	100.51	100.44	100.75	99.42	99.41	99.74	100.70	100.77	100.48	99.70	100.63	100.59	100.49

Кристаллохимическая формула в пересчете на 60

Z	Si	1.752	2.00	1.752	2.00	1.749	2.00	1.768	2.00	1.750	2.00	1.790	2.00	1.795	2.00	1.760	2.00	1.795	2.00	1.771	2.00	1.880	2.00	1.827	2.00	1.855	2.00	1.855	2.00	1.825	2.00
	Al ^{iv}	0.248		0.248		0.251		0.232		0.250		0.210		0.205		0.240		0.205		0.229		0.120		0.120		0.145		0.145		0.175	
y	Al ^{vi}	0.050	2.06	0.048	2.03	0.074	2.05	0.052	2.05	0.024	2.05	0.062	2.04	0.007	2.06	0.031	2.04	0.051	2.06	0.049	2.04	0.108	1.95	0.014	2.04	0.082	2.03	0.076	2.00	0.079	2.01
	Ti	0.023		0.020		0.022		0.023		0.027		0.020		0.014		0.014		0.079		0.029		0.020		0.016		0.040		0.020		0.018	
x	Fe ⁺³	0.095	2.06	0.104	2.03	0.088	2.05	0.086	2.05	0.017	2.05	0.108	2.04	0.116	2.06	0.108	2.04	0.107	2.06	0.081	2.04	0.093	1.95	0.055	2.04	0.085	2.03	0.058	2.00	0.071	2.01
	Mg	0.767		0.781		0.806		0.783		0.800		0.785		0.828		0.807		0.761		0.776		0.752		0.845		0.731		0.755		0.789	
w	Fe ⁺²	0.815	2.06	0.169	2.03	0.159	2.05	0.200	2.05	0.166	2.05	0.138	2.04	0.144	2.06	0.128	2.04	0.181	2.06	0.206	2.04	0.244	1.95	0.315	2.04	0.236	2.03	0.267	2.00	0.205	2.01
	Mn	0.007		-		0.006		0.002		0.007		0.002		0.002		0.005		0.005		-		0.013		0.016		0.009		-		0.009	
	Ca	0.889	2.06	0.884	2.03	0.879	2.05	0.870	2.05	0.872	2.05	0.860	2.04	0.910	2.06	0.900	2.04	0.833	2.06	0.857	2.04	0.717	1.95	0.752	2.04	0.761	2.03	0.772	2.00	0.797	2.01
	Na	0.032		0.023		0.012		0.031		0.036		0.041		0.023		0.041		0.045		0.036		-		0.023		0.080		0.040		0.036	
	K	0.009	2.06	0.002	2.03	-	2.05	0.004	2.05	0.009	2.05	-	2.04	-	2.06	0.005	2.04	0.005	2.06	0.004	2.04	-	1.95	-	2.04	0.009	2.03	0.009	2.00	0.004	2.01
Wk	12.03	11.99		12.02		12.03		12.03		12.01		12.02		12.12		12.09		11.98		12.00		11.98		12.12		12.00		12.00			

Соотношение атомов в %

Mg	39.6	40.3	41.6	40.3	40.7	41.5	41.4	41.5	40.3	40.4	41.3	42.6	40.01	40.8	42.1
Σ Fe ⁺² + Mn	14.7	14.1	13.1	14.8	14.8	13.1	13.1	12.4	15.5	15.0	19.2	20.5	18.1	17.6	15.2
Ca	45.7	45.6	45.3	44.9	44.5	45.4	45.5	46.3	44.2	44.6	39.5	37.9	41.8	41.6	42.7

	5n	6n	39gn	33gn	2027a	In	In ₁	In ₂	In ₃	32gn	26gn	4I	7	I9	24
f	0.228	0.272	0.254	0.284	0.284	0.254	0.250	0.240	0.329	0.289	0.330	0.323	0.336	0.314	0.277
f ₁	0.200	0.178	0.170	0.245	0.178	0.151	0.150	0.142	0.196	0.210	0.255	0.282	0.251	0.261	0.214
Σ Fe / Mg	0.365	0.349	0.306	0.366	0.354	0.313	0.314	0.292	0.378	0.369	0.449	0.437	0.439	0.431	0.350
100 · Fe ⁺²	10.0	9.2	8.6	10.8	9.1	7.8	7.7	7.00	10.2	11.2	14.3	16.5	13.7	14.9	11.4
Ca + Mg + Fe ⁺²	24.8	24.8	25.1	23.2	25.0	21.0	20.5	24.0	20.5	22.9	12.0	17.3	14.5	14.5	17.5
Ca - Al черм.															

$$f = \frac{Fe^{+3} + Fe^{+2} + Mn + Ti}{Mg + Fe^{+3} + Fe^{+2} + Mn + Ti}; \quad f' = \frac{Fe^{+2} + Mn}{Fe^{+2} + Mn + Mg}; \quad Ca - Al \text{ чермакитовый компонент} - 0.1(2000 - Si) \%;$$

(Добронов и др.)

Примечание: Обр.5 - вкрапленники клинопироксена из потока оливин-плаггиоклаз-пироксеновых долеритов, с.Хаштарак.

Обр.6 - вкрапленники клинопироксена из потока оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов, с.Ачаджур.

Обр.39 - вкрапленники клинопироксена из потока оливин-плаггиоклаз-пироксеновых долеритов, с.Ачаджур.

Обр.33 - вкрапленники клинопироксена из потока оливин-плаггиоклаз-пироксеновых долеритов, с.Шаваршаван.

Обр.2027a - вкрапленники клинопироксена из обломка оливин-плаггиоклаз-пироксеновых мандельштейнов в эпикластических брекчиях, с.Хаштарак.

Обр.In - вкрапленники клинопироксена темнозеленого цвета (II генерация); дайкообразное тело оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов, с.Хаштарак.

Обр.In₁ и In₂ - то же.Обр.In₃ - вкрапленники клинопироксена бледнозеленоватого цвета (I генерация). Дайкообразное тело оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов, с.Хаштарак.

Обр.32 - вкрапленники клинопироксена из пластовой залежи оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов, с.Хаштарак.

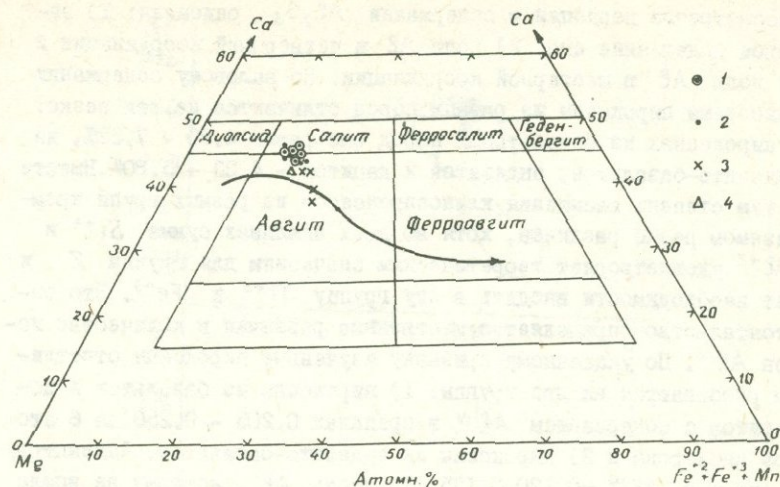
Обр.26 - вкрапленники клинопироксена из гиперстеновых андезитов-базальтов, с.Хаштарак.

Обр.4I - вкрапленники клинопироксена из дайки пироксен-роговообманковых андезитов, с.Хаштарак.

Обр.7 - вкрапленники клинопироксена из потока двупироксеновых андезитов-базальтов, с.Хаштарак.

Обр.I9 - то же.

Обр.24 - вкрапленники клинопироксена из экструзивного тела кварцевых дац.



Фиг. 7. Составы вкрапленников клинопироксенов верхнемагматической серии в пределах пироксенового четырехугольника. (Номенклатура пироксенов по Польдерварту и Хессу. Те же границы приняты Диром с соавторами и И.В.Гинсбург). 1) Клинопироксены из потоков оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов и долеритов; 2) То же из пластовых залежей; 3) Клинопироксены из андезитов-базальтов; 4) Клинопироксены из дацитов. (Стрелкой показана кривая кристаллизации пироксенов насыщенной базальтовой магмы).

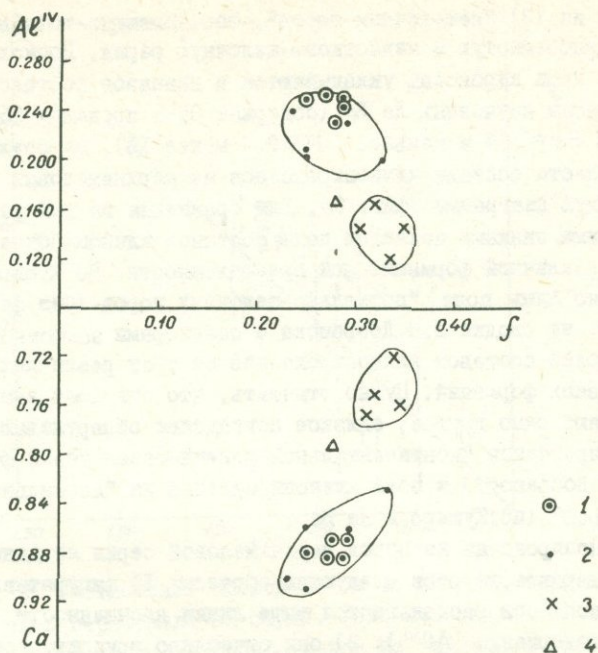
Клинопироксены наиболее резкие различия существуют между вкрапленниками различных генераций: во вкрапленниках II генерации заметно увеличивается содержание Fs и Ti при незначительном уменьшении Wo , En и $Ca-Al$ чермакита. Клинопироксены из андезитов-базальтов и андезитов по сравнению с таковыми базальтов обогащаются Fs , одновременно в них убывает содержание Wo при почти постоянном содержании энстатитовой составляющей и Ti ; в пироксен-роговообманковых андезитах магнезиальность возрастает. Клинопироксены из дацитов обладают по сравнению с андезитов-базальтами более магнезиальным составом.

В ряду изученных пироксенов отмечаются также значительные различия по содержанию SiO_2 и Al_2O_3 . Остановимся на

рассмотрении вариаций в содержании Al_2O_3 , описывая: 1) валовое содержание его, 2) долю Al в четверной координации и 3) долю Al в шестерной координации. По валовому содержанию глинозема пироксены из разных пород отличаются не так резко: в пироксенах из базальтовых пород оно равно 4.80 - 7.32%, из андезито-базальтов, андезитов и дацитов - 4.23 - 5.80%. Вместе с тем степень насыщения клинопироксенов из разных групп кремнеземом резко различна, хотя во всех анализах сумма Si^{+4} и Al^{+3} удовлетворяет теоретическим значениям для группы Z и нет необходимости вводить в эту группу Ti^{+4} и Fe^{+3} . Это обстоятельство определяет существенные различия в количестве ионов Al^{IV} . По указанному признаку изученные пироксены отчетливо разбиваются на две группы: 1) пироксены из базальтов и долеритов с содержанием Al^{IV} в пределах 0.205 - 0.250 на 6 атомов кислорода и 2) пироксены из андезито-базальтов, андезитов, дацитов с $Al^{IV} = 0.120-0.175$. Та часть Al , которая не вошла в Z , наряду с ионами Fe^{+3} и Ti^{+4} включена в группу U (шестерная координация). Наибольшие содержания Al^{VI} характерны для пироксенов из андезито-базальтов, андезитов и дацитов.

Рассмотренные особенности состава клинопироксенов из верхнемеловых пород иллюстрируются диаграммой (фиг.8), построенной по принципу, предложенному Л.Н.Добрецовым и соавторами. Она представляет собой развернутый тетраэдр, в котором коэффициент железистости клинопироксенов (ось f) связан с содержанием в них воластонитового компонента (ось Ca) и $Ca - Al$ чермакита (ось Al^{IV}). По этим параметрам четко выделяются два ареала, соответствующие клинопироксенам из базальтовой группы и клинопироксенам из андезито-базальтов и андезитов. Промежуточное положение занимает клинопироксен из дацитов, который по железистости ближе к клинопироксенам из базальтов, но содержит меньше кальция и Al^{IV} . Вкрапленники II генерации в пластовых залежах базальтов по железистости соответствуют клинопироксенам из андезито-базальтов и андезитов, но по кальциевости и глиноземистости они тяготеют к ареалам пироксенов базальтовой группы.

Таким образом, в ряду клинопироксенов из верхнемеловых пород различной основности обнаруживаются в целом закономерные изменения состава и высокие содержания Al^{IV} отмечаются во вкрапленниках пород, недосыщенных кремнеземом. На этом следует остановиться особо. Подчеркнем, что, как неоднократно обсуждалось в литературе [35,36,37,38,39/], содержание глинозема в



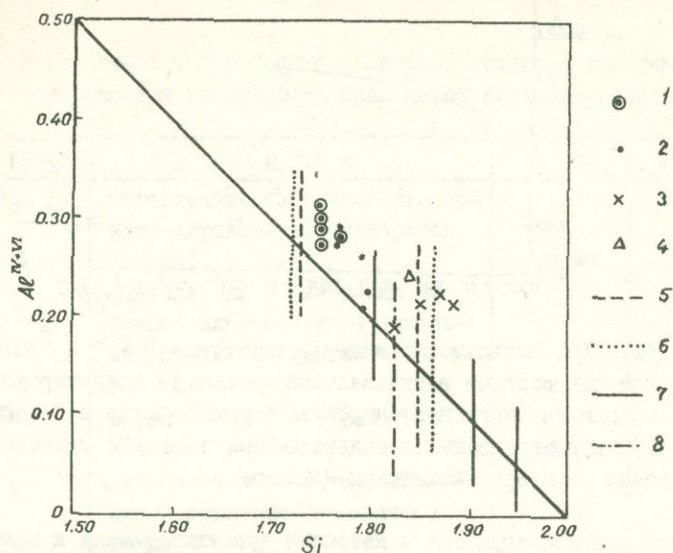
Фиг. 8. Зависимость между содержаниями Al^{IV} , Ca и коэффициентом железистости в клинопироксенах верхне-меловой серии. (Условные знаки см. на фиг. 7).

пироксенах определяется составом магмы и частично температурой и не зависит от фактора глубинности. Л.Н.Добрецов указывает, что это справедливо для тех диапазонов температур и давлений, в которых формируется большинство магматических пород. И.Куширо и М.Ле Ба впервые показали, что именно пропорция Al в тетраэдрической позиции структуры клинопироксенов имеет петрогенетическое значение как показателя степени насыщенности родоначальной базальтовой магмы SiO_2 . Закономерные вариации содержания Si и Al^{IV} характеризуют также процессы фракционирования и дифференциации внутри единых магматических серий. Куширо построен график, на который нанесены атомные содержания Al и Si ; на нем линия, соединяющая точки $0.5 Al^{IV+VI}$ и $2.0 Si$, соответствует линии "насыщенности тетраэдрической позиции". На данном графике Куширо и Ле Ба выделяют три поля составов, отвечающих клинопироксенам из (1) "пересыщенных щелочами пород (с фельдшпатоидами)", из (2) "нормальнощелочных пород (без фельдшпатоидов)", из (3) "нормальнощелочных пород (с фельдшпатоидами)".

дов)", из (3) "щелочных пород", объединяющих толейитовую, высокоглиноземистую и известково-щелочную серии. Поскольку изученные нами пироксены укладываются в диапазон составов, статистически изученных Ле Ба (содержат Са в пределах 35-55 атомных %, $Fe \approx 10\%$ и меньше, Na_2O - менее 1%), мы сочли возможным нанести составы клинопироксенов из верхнемеловых пород на указанную диаграмму (фиг. 9). Для сравнения на ней различными условными знаками показаны поля составов клинопироксенов из пород различной формационной принадлежности. По Куширо и Ле Ба показано лишь поле "нормально-щелочных пород (без фельдшпатоидов)", из сводки Л.Н.Добрецова с соавторами заимствованы границы полей составов клинопироксенов из трех различных типов эффузивных формаций. Нужно отметить, что эти поля заметно перекрывают одно другое; близкое совпадение обнаруживают поле клинопироксенов "континентальной оливин-базальтовой формации" (по Л.Н.Добрецову) и поле клинопироксенов из "нормально-щелочных пород" (по Куширо и Ле Ба).

Клинопироксены из пород верхнемеловой серии на данной диаграмме характеризуются следующим образом: 1) фигуративные точки их составов располагаются выше линии насыщенности (постоянное содержание Al^{VI}); 2) они отчетливо группируются в пределах поля "нормальных щелочных пород без фельдшпатоидов" и "континентальной оливин-базальтовой формации" по названным авторам соответственно; 3) по сравнению с клинопироксенами "щелочных пород" Куширо и Ле Ба, поле которых располагается в правом нижнем углу приведенной диаграммы и совпадает с полем клинопироксенов "орогенных андезитовых формаций" по Добрецову, клинопироксены верхнемеловых пород заметно более глиноземистые и недосыщенные SiO_2 .

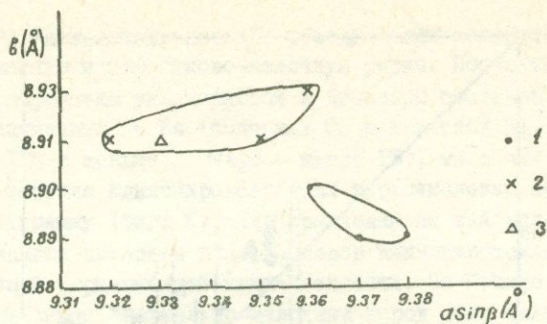
Рентгенометрическая характеристика. Рентгеновская диагностика клинопироксенов из пород верхнемеловой серии производилась по методу, разработанному П.Звааном /30/ и И.В.Гинсбург, Г.А. Сидоренко /40/. Для выявления различий моноклиновых пироксенов между собой указанные авторы предлагают использовать определенные линии или сочетания линий. По этому признаку Зваан выделил четыре группы клинопироксенов (B_1, B_2, B_3, B_4), каждая из которых имеет характерные дифракционные максимумы, или группу максимумов. Внутри каждой группы пироксены подразделяются как по величинам межплоскостных расстояний, так и по интенсивностям некоторых линий.



Фиг. 9. Соотношение атомов Si и ΣAl в клинопироксенах верхнемеловой серии. Условные знаки 1-4 см. фиг. 7; 5) поле клинопироксенов из "щелочных пород без фельдшпатоидов" (по Куширо и Ле Басу); 6) поле клинопироксенов "континентальной оливин-базальтовой формации"; 7) поле клинопироксенов "океанической оливин-базальтовой формации"; 8) поле клинопироксенов "орогенных андезитовых формаций" (6, 7 и 8 по Добрецову и др.).

Исследование семи образцов клинопироксенов из различных пород верхнемеловой серии показало, что все они входят в группу авгитов (B_T по Звану) с характерными для них интенсивными отражениями (221), (310), (311), (131) и (221), (531) и парой сильных максимумов в области средних углов - (260) и (531). По дифрактометрическим картинам богатые кальцием авгиты из базальтовой группы и собственно авгиты из андезито-базальтов, андезитов и дацитов различаются не так четко. В частности, в первых не всегда отмечается характерное по И.В. Гинсбургу и Г.А. Сидоренко расщепление рефлекса (260) с появлением слева от него дополнительного рефлекса.

По отражениям (060) и (600) были рассчитаны параметры " δ " и " $a \sin \beta$ " соответственно, которые для клинопироксенов яв-



Фиг. 10. Зависимость между параметрами " b " и " $a \sin \beta$ " клинопироксенов верхнемеловой серии: 1) клинопироксены из оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов и долеритов; 2) клинопироксены из андезитов-базальтов; 3) клинопироксены из кварц-биотитовых дацитов.

ляются диагностирующими и наиболее чувствительными к колебаниям содержаний $Mg-Fe$, Al и Ca . Полученные результаты приведены в табл. 9. По этим данным построена также диаграмма (фиг. 10), на которой клинопироксены из пород базальтовой группы и клинопироксены из андезитов-базальтов, андезитов и дацитов отчетливо обособляются.

В сводке А. Дира есть указания на то, что при содержании более 0.05 атома Al на 6 атомов кислорода наблюдается уменьшение параметра " b " и это уменьшение вызвано только Al^{+3} в октаэдрических положениях. И. Виткинд на примере изучения серии клинопироксенов из эффузивов Монтаны пришел к заключению, что общее высокое содержание Al^{+3} сильно уменьшает значения параметров " b " и " $a \sin \beta$ "; при этом главное влияние оказывает Al^{+3} тетраэдрической координации. Этот вывод он обосновывает тем, что в изученном им ряду пироксенов наиболее резкие вариации обнаруживает именно величина Al^{IV} (равная 0.040–0.060 в кислых и средних породах и 0.103 – 0.814 – в основных), в то время как значения Al^{VI} во всех образцах близки.

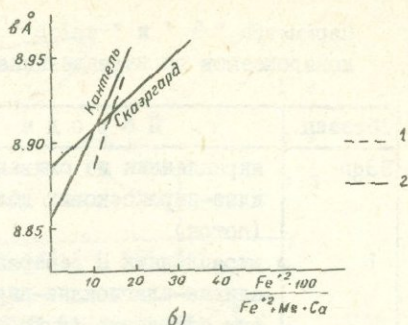
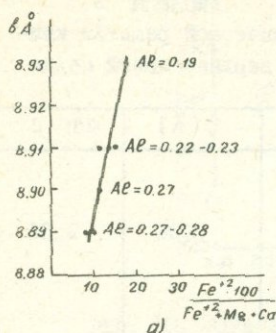
В клинопироксенах верхнемеловых пород, как было выше показано, также отмечаются резкие колебания в значениях Al^{+3} , замещающего Si в кристаллической решетке. Эти изменения направлены в сторону уменьшения величины Al^{IV} от базальтов к андезитов-базальтам, андезитам и дацитам. Одновременно в том же направлении несколько возрастают содержания Al^{VI} . Однако, как сле-

Таблица 9

Параметры " δ " и " asinz " кристаллической решетки клинопироксенов во вкрапленниках пород верхнемеловой серии

Образец	П о р о д ы	δ (°)	asinz
33gn	вкрапленник из оливин-плагноклаз-пироксеновых долеритов (поток)	8.90	9.36
I	вкрапленник II генерации из оливин-плагноклаз-пироксеновых базальтов (дайкообразное тело)	8.89	9.38
In ₃	вкрапленник I генерации из тех же пород	8.89	9.37
7gn	вкрапленник из двупироксеновых андезито-базальтов	8.9I	9.32
I9gn	то же	8.9I	9.35
4I gn	вкрапленник из пироксен-роговообманковых андезитов	8.93	9.36
24 gn	вкрапленник из кварцевых дацитов	8.9I	9.33

дует из графика, изображенного на фиг. II, суммарное влияние ионов Al^{+3} приводит к резкому уменьшению параметра " δ " в изученном нами ряду клинопироксенов и, следовательно, можно согласиться с выводом Виткинда об определяющем влиянии на вариации значения " δ " ионов Al в четверной координации. Вместе с тем взаимосвязь параметра " δ " с составом клинопироксенов имеет более сложный характер и определяется не только вхождением в их структуру Al^{+3} . Важно подчеркнуть, что " δ " не зависит от содержания Са и обнаруживает тесную связь с замещениями $\text{Mg}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+2}$, возрастая с увеличением $\text{Fe}^{+2} / 43, 44, 45/$. На фиг. IIa видно, что существует прямая зависимость между параметром " δ " и отношением $\text{Fe}^{+2} / \text{Fe}^{+2} + \text{Mg} + \text{Ca}$ в пироксенах из различных по составу пород верхнемеловой серии. На том же графике приведены значения Al^{+3} , убывающие с возрастанием железистости.



Фиг. II. а) Зависимость параметра "б" от замещений типа Mg^{+2} - Fe^{+2} и содержания Al^{IV+VI} в клинопироксенах верхнемеловой серии; б) Вариации параметра "б" в клинопироксенах различных магматических серий. 1. Верхнемеловая серия; 2. Серии по Лефевру.

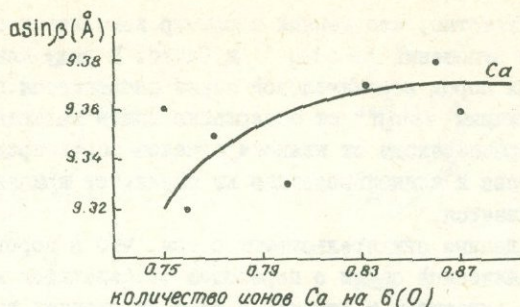
П. Лефевр /45/, детально изучивший изменение этого параметра в клинопироксенах из лав Канталя (Овернь, Франция), подчеркнул, что вариационные связи "б" с Al^{+3} и Fe^{+2} имеют линейный характер и специфичны для отдельных магматических ассоциаций или серий. Для каждой из ассоциаций по величине "б" можно оценить отношение $Fe^{+2}/Fe^{+2} + Mg + Ca$ в ряду клинопироксенов. Лефевр приводит для сравнения кривые вариации "б" в зависимости от Fe^{+2} в клинопироксенах лав магматических ассоциаций Канталь и Скаэргард. На фиг. IIб воспроизведен этот график; показана также кривая для изученных клинопироксенов верхнемеловых пород. Различный наклон кривых очевидно указывает на разный темп изменений величины параметра "б" в связи с железистостью. Кривая для наших клинопироксенов наклонена примерно под тем же углом, что кривая лав Канталя, в отличие, например, от несравненно более пологой кривой клинопироксенов Скаэргарда. Но в лавах Канталя интервал вариаций "б" ($8.86 - 8.95 \text{ } ^\circ A$) значительно шире, чем в изученных нами клинопироксенах ($8.89 - 8.93 \text{ } ^\circ A$).

Клинопироксены из верхнемеловых пород характеризуются в целом пониженными значениями параметра $asin\beta$; его значения для клинопироксенов из базальтовой группы приближаются к диоп-

сидовым ($9.37A^0$). Известно, что данный параметр изменяется совместно с изменением отношений $Ca : Mg$ и $Ca : Fe$. В ряду клинопироксенов различных пород верхнемеловой серии наблюдается прямая зависимость величины $asin\beta$ от содержания ионов кальция (фиг. 12), причем при переходе от клинопироксенов пород среднего и кислого состава к клинопироксенам из базальтов кривая постепенно выполаживается.

Все приведенные данные свидетельствуют о том, что в породах верхнемеловой вулканической серии с переходом от базальтов к андезито-базальтам, андезитам и дацитам в клинопироксенах возрастают значения показателей преломления, значения параметра " b ", увеличиваются железистость и Al^{VI} , уменьшаются — величины $2V$, значения " $asin\beta$ ", убывают кальциевость и Al^{IV} при почти постоянной магнезиальности. Это может свидетельствовать о том, что из теоретически возможных вариантов изоморфных замещений в изученном ряду клинопироксенов реально осуществляются следующие: 1) изовалентные замещения $Ca^{+2} \rightarrow Fe^{+2}$ (вариации параметра " $asin\beta$ " и угла $2V$) и $Mg^{+2} + Ca^{+2} \rightarrow Fe^{+2}$ (вариации параметра " b " и показателей преломления); 2) гетеро-валентные замещения типа $Si^{+4} Mg^{+2} \rightarrow Al^{+3}_{IV} Al^{+3}_{VI}$ (в целом пониженные значения параметров " b " и " $asin\beta$ ", вариации " b "), 3) изоморфизм $Ca^{+2} \rightarrow Mg^{+2}$ проявлен слабо (не наблюдается необходимого уменьшения параметра " $asin\beta$ " в направлении от базальтов к дацитам).

В заключении подчеркнем основные особенности состава клинопироксенов-вкрапленников в породах верхнемеловой вулканической серии. 1) Все изученные клинопироксены относятся к авгитам (богатым кальцием и собственно авгитам). 2) В связи с увеличением SiO_2 , железистости и убыванием Al_2O_3 , CaO во вмещающих породах состав клинопироксенов-вкрапленников изменяется в сторону увеличения Fs компонента, убывания глиноземистости и кальциевости. Одновременно состав клинопироксенов в породах определяется составом сосуществующих темноцветных и магнетита, выделяющегося во многих случаях как первая кристаллическая фаза. 3) По данным рентгеновского анализа изученные богатые Ca авгиты и собственно авгиты не различаются; вариации параметра " b " находятся в зависимости от Fe^{+2} и $Al^{+3}_{IV} Al^{+3}_{VI}$. 4) Разнообразие составов изученных клинопироксенов может быть связано главным образом с изоморфными замещениями $Ca^{+2} + Mg^{+2} \rightarrow Fe^{+2}$, $Ca^{+2} \rightarrow Fe^{+2}$ и $Si^{+4} Mg^{+2} \rightarrow Al^{+3}_{IV} Al^{+3}_{VI}$.



Фиг. 12. Зависимость параметра "asinβ" от содержания Ca в клинопироксенах верхнемеловой серии.

Роговая обманка

Роговая обманка — относительно редкий минерал в составе пород верхнемеловой серии (фиг. 5). Она является главным темноцветным минералом — вкрапленником в натровых липаритах и липарито-дацитах жерловой фации левобережья р. Тауш. В этих породах она составляет 4–6% поверхности шлифа и ассоциирует с вкрапленниками магнетита, ильменита и плагиоклаза (№ 49–37). В дайках гиперстен-роговообманковых перлитов фенокристаллы роговой обманки находятся совместно с вкрапленниками плагиоклаза (№ 55–38), гиперстена ($f = 41.0\%$) и титаномagnetита. Описываемый минерал встречается также в плагиоклазовых и пироксен-роговообманковых андезитах, в которых составляет 2–6% поверхности шлифа и ассоциирует с плагиоклазом (46–35% An) и переменным количеством авгита ($Wo_{38} En_{42} Fs_{20}$).

Во всех перечисленных типах пород роговая обманка представлена зеленовато-бурыми призматическими кристаллами, окаймленными скоплениями мелких зернышек магнетита; более мелкие выделения иногда нацело опацифицированы. Кристаллы не зональные, однородные, с характерной схемой плеохроизма: Ng — темный бурозеленый, Nm — буровато-зеленый, Np — зеленый.

Оптика и химизм роговых обманок. Оптические константы и коэффициенты железистости (и магнизиальности) вкрапленников амфибола (табл. 10) варьируют в сравнительно небольших пределах. По диаграмме У.А. Дира и соавторов, построенной с учетом изменений состава в связи с 2V, Ng и Np, коэффициент магнизиальности изученных амфиболов колеблется от 52 до 66%; наименее магнизиальным составом обладают вкрапленники роговой обманки из плагиоклаз-роговообманковых андезитов. Химические анализы четырех образцов роговой обманки^{х)}, а также рассчитанные

х) Обр. 30 (шлиф 572) проанализирован также З.О. Чибухчином

Таблица 10

Оптические константы вкрапленников роговой обманки
из пород верхнемеловой серии

Образ- цы	Порода	2V _{np}	CNg	Ng'	Np'	$\frac{100 \pm Fe}{\pm Fe + Mg}$ по диаг- рамме В.С. Соболева	$\frac{100 \cdot Mg}{Mg + \pm Fe + Mn}$ по диаг- рамме Дира и др.
41а	плагноклаз-ро- говообманковый						
30	андезит (дайка)	78°	14°	1.678	1.678	27	60
16	плагноклаз-ро- говообманковый						
	андезит (поток)	69°	13°	1,686	1,662	34	54
15	роговообманко- вый липарит (купол)	74°	16°	1,678	1.654	26	59
634	роговообманковый липарит (купол)	76°	14°	1.672	1.645	23	66
13	роговообманковый липарит (купол)	73°	16°	1.676	1.652	25	61
	гиперстен-рого- вообманковый - перлит	71°	15°	1.680	1.660	27	58

на основе 24 атомов кислорода кристаллохимические формулы и со-
отношения основных компонентов, приведены в табл. 12. Кристал-
лохимические формулы изученных амфиболов в целом отвечают тео-
ретическим соотношениям $x:y:z:(0, OH) = (2-3):5:8:24$.

В группу x включены катионы K, Na, Ca; в группе y постоянно
отмечается некоторый избыток катионов, который является допус-
тимым для амфиболов из вулканических пород из-за низкого содер-
жания (OH). Из их рассмотрения следует, что все изученные амфи-
болы относятся, согласно классификации У.А.Дира и соавторов, к
подгруппе кальциевых амфиболов; соотношения окисного и закисно-
го железа наряду с оптическими свойствами, окраской и тонами
плеохроизма отвечают обыкновенной роговой обманке.

методом сравнительной дисперсии дупреломления.

Характерной особенностью химизма роговых обманок из верхне-меловых пород различного состава является высокое содержание кальция на формульную единицу (2.08–1.91), соответствующее верхнему пределу содержаний этого катиона. По содержанию (Na+K) различия не такие резкие и значения коэффициента Q_{Ca} составляют 21–23%. Далее, описываемому минералу свойственна высокая глиноземистость, однако значения Al^{IV} в образцах из андезитов, приближающиеся к допустимому верхнему пределу замещений Si на Al, заметно уменьшаются в липаритах и, особенно, в перлитах. Эти изменения связаны с возрастанием щелочности от андезитов к перлитам и представлены на диаграммах в координатах $Al^{IV} - (Al^{VI} + Fe^{+3} + Ti)$ и $Al^{IV} - (Na + K)$, заимствованных у У.А.Дира с соавторами (фиг. 13). Фигуративная точка образцов из липаритов и перлитов ложится в поле составов роговых обманок, а точки, соответствующие андезитам, смещаются за счет высокой доли Al^{IV} к линии изоморфного ряда паргасит-чермакит. Судя по отношению $\frac{100 \cdot Mg}{Mg + \sum Fe + Mn}$ равному 54–70%, количество ионов Mg постоянно преобладает над суммой ($Fe^{+3} + Fe^{+2}$), а наиболее высокая магнезиальность отмечается в роговой обманке из липаритов. Соотношения между коэффициентом магнезиальности и содержанием ионов Si изображены на фиг. 13 в. Приведенные в табл. II отношения $Fe^{+3}/\sum Fe$ указывают на разную степень окисленности изученных роговых обманок. В связи с этим необходимо также отметить постоянно низкое, по сравнению с теоретической формулой, содержание гидроксила, связанное с процессом окисления значительной части двухвалентного железа. Известно, что в лавах и экструзивах этот процесс является результатом экзотермических реакций в поверхностных условиях /46, 47/.

В целом изменение составов вкрапленников роговых обманок в последовательности андезит-перлит происходит в сторону возрастания степени насыщенности Si^{+4} , параллельно этому магнезиальность сначала возрастает в липаритах, затем резко уменьшается в перлитах, а сумма щелочей убывает в липаритах и вновь несколько возрастает в перлитах. Очевидно, что направленность изменений Mg и Na+K не соответствует тем, которые должны наблюдаться в генетически связанном ряду пород, эволюционирующих от средних к кислым. Поэтому отметим, что плагиоклаз-роговообманковые андезиты и роговообманковые липариты (и перлиты) принадлежат пространственно разобщенным и параллельно развивающимся рядам (Прикуринская зона, Таузский прогиб). Кроме того,

Таблица II

Химический состав и кристаллохимические формулы вкрапленников роговой обманки из верхнемеловых пород

	Обр. 4Ia	Обр. 30	Обр. 15	Обр. 13X
I	2	3	4	5
SiO ₂	39.42	40.75	44.00	45.58
TiO ₂	2.00	1.04	0.80	0.95
Al ₂ O ₃	11.56	12.50	13.06	8.33
Fe ₂ O ₃	6.00	6.85	5.80	5.13
FeO	11.24	11.50	7.90	11.12
CaO	12.81	12.42	12.20	12.85
MgO	14.00	11.90	14.16	12.40
MnO	0.30	0.22	0.36	0.42
Na ₂ O	1.65	1.35	1.44	1.66
H ₂ O	0.50	0.92	0.38	0.46
H ₂ O ⁺	1.20	0.69	0.80	0.92
H ₂ O ⁻	-	-	0.06	0.10
Сумма	100.68	100.14	100.96	99.92

Количества ионов в пересчете на 24 (O)

z	Si	6.008	8.00	6.190	8.00	6.430	8.00	6.838	8.00
	Al	1.992		1.810		1.570		1.162	
	Al	0.093		0.433		0.673		0.297	
	Ti	0.228		0.128		0.088		0.108	
y	Fe ⁺³	0.696	5.65	0.786	5.55	0.964	5.17	0.576	5.19
	Mg	3.170		2.700		3.085		2.765	
	Fe ⁺²	1.425		1.476		0.310		1.387	
	Mn	0.037		0.027		0.053		0.054	
x	Na	0.495	2.67	0.421	2.62	0.421	2.40	0.486	2.63
	Ca	2.085		2.014		1.911		2.054	
	H	0.091		0.183		0.070		0.090	
	OH	1.225		0.712		0.876		1.009	
	O	0.740	1.96	1.288	2.00	0.400	1.27	0.991	2.00
	Wn	47.26		48.27		47.60		48.00	

I	2	3	4	5
Mg/Fe ⁺²	2.3	1.8	10.0	1.9
$\frac{100 \cdot \text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}}$	59.4	54.1	69.7	57.8
a_{Si}	24.9	22,6	19.6	14.5
a_{VI}^{+3}	18.00	24.3	20.6	18.9
a_{Ca}	21.9	23.1	20.5	21.9
Fe ⁺³ /Σ Fe	0.33	0.62	0.24	0.29

Примечание: $a_{\text{Si}} = \frac{\text{Al}^{\text{IV}}}{\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Si}} \cdot 100$; $a_{\text{VI}}^{+3} = \frac{(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti} + \text{Fe}^{+3}) \cdot 100}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2} + \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Mn} + \text{Ti}}$

$a_{\text{Ca}} = \frac{(\text{Na} + \text{K}) \cdot 100}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}}$ (по С.А.Кориковскому) /48/.

Обр. 4I - дайка пироксен-роговообманкового андезита, с.Ачаджур; обр. 30 - субвулканическое тело плагиоклаз-роговообманковых андезитов, с. Шаваршаван; обр. 15 - роговообманковый липарит, купол Керогли; обр. 13 - гиперстен-роговообманковый перлит из дайки, купол Керогли.

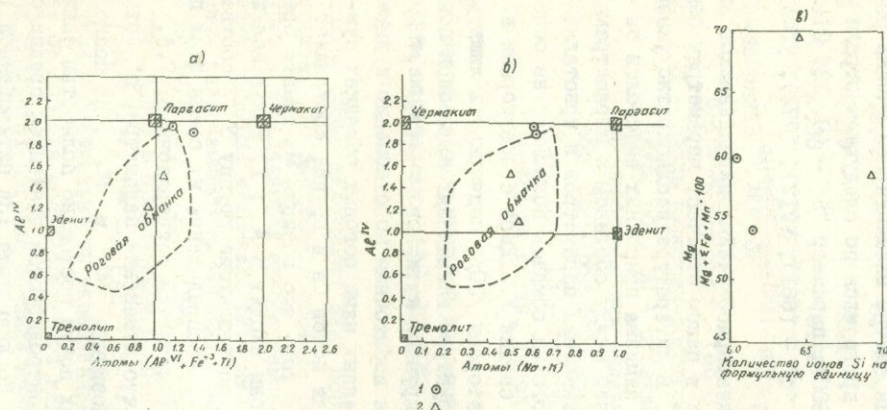
х) Методом сравнительной дисперсии двупреломления З.О.Чибухчином определены $\text{MgO} = 12.30\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 8.00\%$, $\text{CaO} = 12.90\%$.

поскольку общая щелочность этих пород заметно возрастает лишь в перлитах, то различия в составе роговых обманок андезитов и липаритов определяются скорее температурой кристаллизации и участием других интрателлурических фаз, например, плагиоклаза. Высокая глиноземистость роговых обманок из андезитов объясняется по W. Hagg /49/ более высокой температурой кристаллизации этих пород и проявлением компенсированного изоморфизма по типу $(\text{Mg}^{+2}, \text{Fe}^{+2})\text{Si}^{+4} \rightarrow (\text{Al}^{+3}, \text{Fe}^{+3})\text{Al}^{+3}$. Далее, в андезитах пониженная магнезиальность вкрапленников роговой обманки зависит также от состава сосуществующего клинопироксена. В роговообманковых липаритах роговая обманка является единственным темно-цветным минералом-вкрапленником и ранняя кристаллизация ильменита и магнетита, связывающая значительную часть железа, могла обусловить более магнезиальный состав кристаллизующегося амфибола. Различия же в составах роговых обманок из липаритов, с одной стороны, и перлитов, с другой, определяются скорее заметным возрастанием в сумме щелочей Na_2O , а также

появлением во вкрапленниках второго темноцветного минерала (гиперстена), чем различиями в температурах кристаллизации.

Рентгенометрическая характеристика. Вкрапленники роговой обманки из андезитов (41а), липаритов (15) и перлитов (13) исследовались также рентгеновским методом. Диагностика показала принадлежность всех изученных образцов в обыкновенной роговой обманке. В табл. 12 приводятся параметры элементарной ячейки роговых обманок, расчет которых проводился по следующим отражениям: параметр "а" - (400), (600); параметр "b" - (0, 12, 0), (0.14, 0) и (0.10, 0); параметр "с" - (661), (712), (772); угол β - (641), (603).

Рассчитанные параметры элементарной ячейки вкрапленников амфибола из верхнемеловых пород в целом отвечают параметрам обыкновенной роговой обманки /28/. В литературе неоднократно указывалось, что крайняя сложность химизма природных амфиболов затрудняет выявление тесных связей между составом и параметрами ячейки. Поэтому рассмотрение значений параметров и кристаллохимических формул изученных роговых обманок позволяет на основе положений, суммированных в сводке У.А.Дира с соавторами и в статье Р.А. Colville с соавторами /50/, подчеркнуть лишь следующее: 1) Известно, что в структуре кальциевых амфиболов позиция M_4 соответствует группе крупных катионов x (Ca, Na, K), если количество их не является избыточным по отношению к двум подходящим положениям. В изученных нами роговых обманках сумма этих катионов более 2 и доля ионов Ca в группе составляет 76-80%. Это позволяет судить о том, что позиция M_4 занята преимущественно Ca, а щелочные ионы входят в A; 2) Более мелкие катионы Mg, Fe^{+2} , Fe^{+3} , Al, Ti, составляющие группу Y, соответствуют позициям M_1 , M_2 , M_3 . Распределение их среди этих позиций в природных амфиболах не является беспорядочным. Р.А. Colville и соавторы показали, что изменение параметра "b" есть функция размеров катионов в позициях M_2 и M_4 . Но поскольку M_4 в кальциевых амфиболах почти постоянно полностью занята Ca, то колебания "b" контролируются значением среднего радиуса ионов в позиции M_2 . По диаграмме Изв цитированной работы можно судить, что значения параметра "b" изученных амфиболов из верхнемеловых пород, равные 18.11-18.08, соответствуют среднему радиусу ионов в M_2 в пределах 0.60-0.65. Эти значения "b" определенно указывают также на то, что позиция M_2 на 50% занята ионами Al и на 50% ионами Fe^{+2} . Следовательно,



Фиг. 13. Состав вырастания роговой обманки из пород верхнемеловой серии:

а - зависимость между Al^{IV} и $Al^{VI} + Fe^{2+} + Ti$;

б - зависимость между Al^{IV} и $Na + K$;

в - зависимость между $Mg / (Mg + \Sigma Fe + Mn)$ и Si .

1. Роговые обманки из андезитов; 2. Роговые обманки из кислых эффузивов.

в изученных амфиболах ионы Mg и Fe^{+2} наряду с оставшимися ионами Al и Fe^{+3} входят главным образом в позиции M_1 и M_3 ; 3) Параметр " $a \sin \beta$ " является функцией как размера катионов в тетраэдрической координации, так и в октаэдрической. Colville и соавторы установили, что минимальные значения его ($9.4\text{\AA}$) отмечаются тогда, когда Si занимает все тетраэдрические позиции, а Mg и Al все октаэдрические; максимальные значения ($9.6\text{\AA}$) наблюдаются в случае, когда октаэдрические позиции заняты преимущественно крупными катионами. Полученные для наших амфиболов значения $a \sin \beta$ близки и равны примерно $9.5\text{\AA}$, что подтверждает распределение Al^{+3} как по тетраэдрическим позициям, так и по октаэдрическим. Можно, кроме того, считать, что октаэдрические положения примерно на 50% заняты крупными катионами и на 50% — мелкими катионами; 4) Угол β контролируется скорее всего отношением Al/Si , чем ионами в позиции M_4 . По этому параметру амфиболы из андезитов, с одной стороны, и амфиболы из липаритов и перлитов, с другой, различаются довольно четко в соответствии с тем, что в первых большее количество ионов Si замещено на Al (см. различия по коэффициенту изоморфизма a_{Si}); 5) Значения параметра " c " определяются размером

Таблица 12

Данные рентгеновского анализа моноклинных амфиболов
из пород верхнемеловой серии

№ образца	Минерал	Параметры элементарной ячейки в $\text{\AA}$					
		a	b	c	β	$a \sin \beta$	$c \sin \beta$
41а	обыкновенная роговая обманка	9.895	18.11	5.301	$73^{\circ}36'$	9.492	5.085
I5	обыкновенная роговая обманка	9.874	18.08	5.283	$74^{\circ}42'$	9.524	5.096
I3	обыкновенная роговая обманка	9.888	18.08	5.272	$74^{\circ}12'$	9.515	5.073

катионов в положениях M_1, M_2 и возрастают при замещении Mg на Fe^{+3} . В нашем случае амфиболы из андезитов имеют большую величину "с" по сравнению с амфиболами из кислых пород, что вероятно отражает более магнезиальный состав последних;

6) Параметр " $c \sin \beta$ " прямо коррелируется с содержанием Al^{IV} .

Итак, подчеркнем основные особенности состава роговых обманок — вкрапленников из верхнемеловых пород. 1) По оптическим свойствам, химизму и результатам рентгеновского исследования изученные амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой с постоянно пониженным содержанием гидроксила. 2) С изменением состава вмещающих пород от андезитов до перлитов и липаритов во вкрапленниках роговой обманки при одинаковой щелочности убывает степень замещения Si на Al и возрастает коэффициент магнезиальности. Изменения эти вероятно связаны с температурой кристаллизации пород и определяются составом сосуществующих минералов — вкрапленников. 3) Рассчитанные параметры элементарной ячейки могут использоваться для суждения об упорядоченном распределении катионов в различных структурных позициях. 4) Высокое содержание Al^{IV} , суммарное содержание щелочей, отношения $\Sigma Fe / Mg$ при данных содержаниях SiO_2 во вмещающих породах позволяет изученные роговые обманки относить к типу, свойственному ассоциациям пород островных дуг, выделенному Якешем и соавтором /51/ на основании детального сравнения химизма амфиболов из вулканических ассоциаций островных дуг и окраин континентов.

Биотит

В верхнемеловых вулканических породах биотит встречается исключительно во вкрапленниках кислых вулканических пород, содержащих SiO_2 в пределах 66–70% и K_2O — 3–5.60%. Это обсидиан-перлиты потоков, липариты и кварцевые дациты жерловой фации, развитые в левобережье р. Джогас и к востоку от с. Саригтох. В обсидиан-перлитах биотит — единственный фемический минерал, составляющий 2–6% поверхности шлифа и ассоциирующий с вкрапленниками олигоклаз-андезина и магнетита. В биотитовых липаритах содержание его возрастает до 4–8%; ассоциирующие вкрапленники представлены олигоклаз-андезином, магнетитом, самородком. В кварцевых дацитах биотит, составляющий 2–4% поверхности шлифа, находится совместно с вкрапленниками авгита ($Wo_{43} En_{42} Fs_{15}$) кварца и магнетита.

Во вкрапленниках лав и туфов биотит образует пластинчатые или изометричные шестиугольные выделения со спайностью по периферии и по трещинкам спайности. Характерны включения идиоморфных кристалликов циркона и апатита. Схема абсорбции обычная, по Ng биотит окрашен в темно-коричневый цвет.

Значение угла оптических осей во всех изученных образцах равно или близко к 0° . Показатели преломления $N_g = N_m$ варьируют от 1.670 до 1.681, что свидетельствует о значительном колебании коэффициента железистости (табл. 13). Наиболее железистыми по составу являются вкрапленники биотита из кварцевых дацитов.

Химизм биотитов. В табл. 14 приводятся результаты полного химического анализа 5 образцов биотита из всех типов верхнемеловых биотитсодержащих пород. По этим данным изученный минерал относится к промежуточному типу между изоморфными рядами истонит-сидерофиллит и флогопит-аннит. Химические анализы рассчитаны на $24(\text{OH}, \text{O})$ в соответствии с теоретической формулой $\text{x}_2 \text{Y}_{6-4} \text{Z}_8 \text{O}_{20} (\text{OH}, \text{O})_4$.

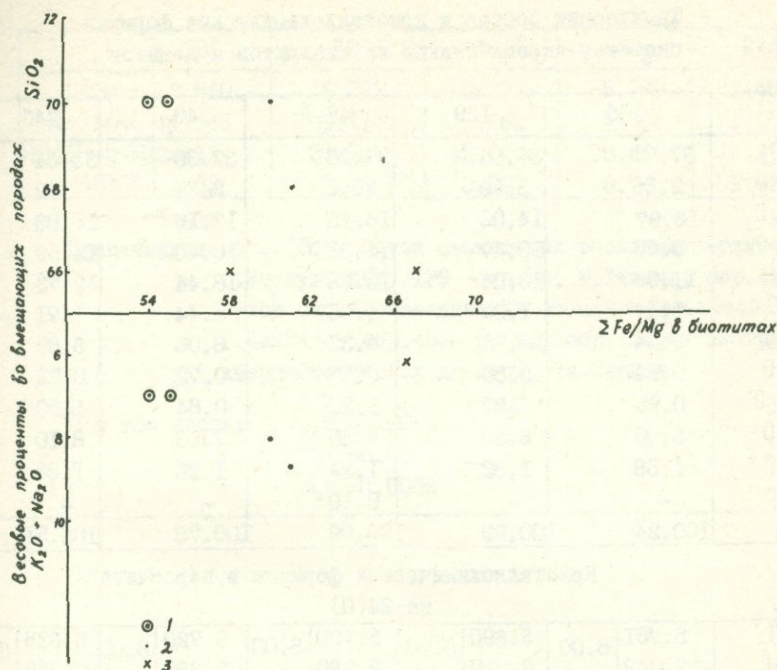
Содержание крупных межслоевых катионов в 12-кратной координации (группа x) колеблется от 1.63 до 2.36. Во всех анализах калий составляет 75–85% ионов группы; наиболее высокие содержания Na отмечаются в биотитах из кварцевых дацитов ($\text{K}/\text{Na} = 3.58$). Количество катионов в октаэдрических позициях (группа y) составляет 5.61 – 6.30, что близко к теоретической цифре 6.0 в триоктаэдрических слюдах. Характерно, что большинство в этой группе составляет катионы $\text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}$ и Mg при постоянном преобладании $\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}$ над Mg, меньшую часть составляют $\text{Al}^{\text{VI}}, \text{Ti}, \text{Mn}$. Поскольку постоянно присутствует Al^{VI} , Ti входит только в октаэдрическую позицию и количество его в общем уменьшается с увеличением отношения $\frac{\sum \text{Fe}}{\sum \text{Fe} + \text{Mg}}$ от биотитов из обсидиан-перлитов и липаритов к биотитам из кварцевых дацитов. В изученных биотитах тетраэдрические позиции заняты исключительно катионами Si и Al, содержание Al^{IV} колеблется в пределах 2.250–2.365 на формульную единицу и максимальное значение устанавливается в биотитах из кварцевых дацитов. В дополнительной группе одновалентные катионы OH^- составляют 50% или меньше, что свидетельствует о высокой степени изоморфного замещения гидроксидом на O^{2-} в связи с окислением Fe^{+2} .

Наиболее четкие различия в составе изученных биотитов наб-

Таблица 13

Оптические свойства и состав вкрапленников биотита из верхнемеловых
липаритов и дацитов

Образец	Порода	$N_g = N_m$	$\frac{\pm Fe \cdot 100}{\pm Fe + Mg}$ по В.С. Соболеву (мол. %)	$FeO + 2(Fe_2O_3 + TiO_2)$ по Хейнриху (мол. %)	Название минерала по Трегеру
10	обсидиан-перлит из потока	1.670	72	35	лепидомелан
139	обсидиан-перлит из потока	1.675	76	38	лепидомелан
49 ₁	биотитовый липарито- трахит из купола	1.678	78	40	лепидомелан
49 ₂	биотитовый липарито- трахит из купола	1.674	75	38	лепидомелан
38	плагноклазовый липа- рит из потока	1.680	80	43	лепидомелан- аннит
246	кварцевый дацит из экструзива	1.681	81	45	лепидомелан- аннит



Фиг. 14. Зависимость между составом биотитов-вкрапленников и содержанием SiO_2 и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ во вмещающих породах.

1) Биотиты из обсидианов; 2) Биотиты из липаритов и липарито-трахитов; 3) Биотит из кварц-биотитовых дацитов.

людаются по коэффициентам железистости $\frac{\sum \text{Fe} \cdot 100\%}{\sum \text{Fe} + \text{Mg}}$; $\text{FeO} + 2(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ и глиноземистости $\text{Al} \cdot 100\% / \text{Al} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Si}$.

Общая железистость возрастает от 54% в биотитах из обсидиан-перлитов до 67,6% в кварцевых дацитах. Судя по графику (фиг. 14), корреляция между коэффициентами железистости биотитов и вмещающих пород отсутствует, но намечается связь между валовым содержанием SiO_2 в материнских породах и железистостью биотитов-вкрапленников. Последняя при этом возрастает с уменьшением SiO_2 . На том же графике видно, что с увеличением общей щелочности от обсидиан-перлитов ранних излияний к биотит-санидиновым липарито-трахитам экструзий железистость биотитов несколько возрастает. Одновременно кварцевые дациты,

Таблица 14

Химический состав и кристаллохимические формулы
омититов-вкрапленников из липаритов и дацитов

	106	139	49 ₁ ^x	49 ₂	246
SiO ₂	37.74	36.56	37.20	37.30	35.84
TiO ₂	2.36	2.62	3.45	2.30	1.52
Al ₂ O ₃	16.97	14.02	16.15	17.16	15.03
Fe ₂ O ₃	9.20	10.47	11.31	10.40	14.59
FeO	11.99	13.04	12.68	13.44	12.73
CaO	1.14	1.97	1.06	1.14	1.71
MgO	9.14	10.72	8.33	8.00	6.89
MnO	0.84	0.80	0.37	0.72	0.72
Na ₂ O	0.98	0.87	1.22	0.84	1.50
H ₂ O	8.00	8.30	6.65	7.60	8.10
H ₂ O ⁺	1.88	1.32	1.24	1.88	1.88
H ₂ O ⁻	-	-	0.10	-	-
Сумма	100.24	100.69	100.02	100.78	100.51

Кристаллохимические формулы в пересчете
на 24(O)

z	Si	5.751	8.00	5.690	8.00	5.720	8.00	5.720	8.00	5.635	8.00
	Al	2.249		2.310		2.280		2.280		2.365	
	Al	0.780		0.250		0.661		1.205		0.410	
	Ti	0.275		0.309		0.407		0.267		0.113	
y	Fe ³⁺	1.065	5.84	1.235	6.07	1.315	5.99	1.200	6.30	1.715	5.61
	Fe ²⁺	1.531		1.690		1.641		1.715		1.665	
	Mn	0.110		0.103		0.046		0.092		0.094	
	Mg	2.080		2.482		1.920		1.825		1.615	
x	Ca	0.183	1.63	0.327	2.23	0.176	1.88	0.184	1.93	0.283	2.36
	Na	0.293		0.262		0.370		0.258		0.452	
	K	0.156		1.645		1.335		1.491		1.620	
	OH	1.945		1.345		1.390		1.955		2.000	
OH	O	2.040	3.985	2.655	4.00	2.610	4.00	2.045	4.00	2.000	4.00
Wk		45.5		46.5		46.6		46.4		45.8	

Отношения атомов

Fe · 100%	55.30	54.00	66.60	61.50	67.60
Fe + Mg					
Na + K	0.476	0.745	0.578	0.501	0.746
Al					
Al · 100%	20.9	18.7	21.7	24.60	20.6
Al + Mg + Fe + Si					

	106	139'	49 ₁ ^x	49 ₂	246
K/Na	3.940	6.270	3.70	5.760	3.58
Mg+Fe/Al	1.545	2.115	1.660	1.360	1.800
FeO+2(Fe ₂ O ₃ +TiO ₂)	35.11	39.22	42.20	38.84	44.90
Fe ⁺³ /Fe ⁺²	0.68	0.73	0.80	0.70	1.03

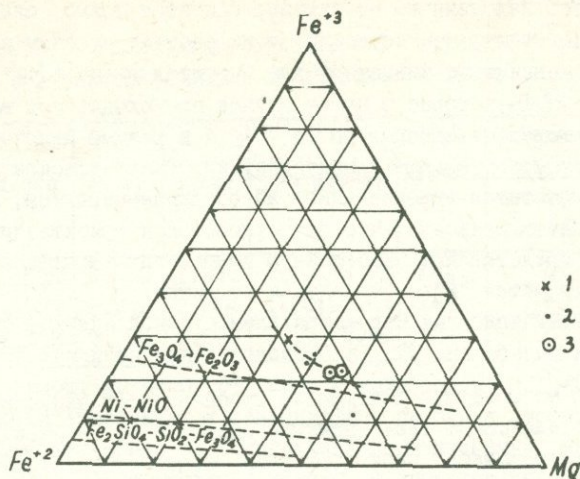
Примечание: обр. 106 - поток биотитовых обсидиан-перлитов, г.Мровул; обр. 139 - то же, г.Учгаль; обр.49₁ - купол биотит-санидиновых липарито-трахитов, г.Кзылкая; обр.49₂ - то же, обр. 246 - экструзив кварц-биотитовых дацитов, уч.Кардан.

^x В том числе: $Li_2O = 0.0042$;
 $Rb_2O = 0.015$;
 $Cs_2O = 0.0006$

содержащие меньше щелочей, характеризуются высокой железистостью биотита вкрапленников. Эти незакономерные соотношения можно объяснить тем, что биотит в обсидиан-перлитах и липаритах — единственный темнопятный минерал и различия в его составе связаны со степенью дифференциации последовательных порций расплава. В кварцевых же дацитах состав биотита непременно должен контролироваться составом ассоциирующего с ним авгита, который как более тугоплавкая фаза связывает значительную часть магния.

Обращаясь к тройной диаграмме $Fe^{+3}-Fe^{+2}-Mg$ (фиг. 15), можно видеть, что указанное изменение железистости в биотитах ряда обсидиан-перлит-липарит-кварцевый дацит происходит преимущественно за счет заметного возрастания Fe^{+3} при незначительном увеличении Fe^{+2} . На рассматриваемую диаграмму пунктиром нанесены также составы твердых растворов биотитов серии флогопит-аннит, изученных Д.Р.Вонсом и соавтором [52] в экспериментальной системе $KFe_3^{+3}AlSi_3O_{12} \cdot nH_2O - KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_{12} - KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$. Эти твердые растворы устойчивы в условиях парциального давления кислорода, контролируемых индивидуальными буферами равновесия $Fe_3O_4-Fe_2O_3$, $Ni-NiO$, $Fe_2SiO_4-SiO_2-Fe_3O_4$.

Фигуративные точки наших биотитов в треугольнике составов $Fe^{+2}-Fe^{+3}-Mg$ располагаются выше линии составов, устойчивых при P_{O_2} , эквивалентном буферной смеси $Fe_3O_4-Fe_2O_3$. При этом линия изменения их состава наклонена под некоторым углом к линии $Fe_3O_4-Fe_2O_3$. Это сравнение позволяет ориентировочно считать, что равное 55–67% отношение $Fe/Fe+Mg$ в биотитах верхнемеловых пород контролировалось в период их кристаллизации значением P_{O_2} , которое несколько превосходит таковое в эксперименте с буфером $Fe_3O_4-Fe_2O_3$. По диаграмме Д.Р.Вонса и соавтора биотиты такого состава должны быть устойчивы ниже контура 60–70, т.е. при $t = 600-920^\circ$ и $-lgf_{O_2} = 12-14$. Поскольку имеются свидетельства того, что кристаллизация вкрапленников биотита в изученных верхнемеловых породах происходила в интрателлурических условиях, можно вслед за указанными авторами предположить, что P_{O_2} в очаге кислой магмы и ее температурой и роль буфера в ней могла осуществляться окислами (магнетитом, ильменитом), кристаллизующимися в самой магме. (В других разделах работы эти вопросы будут рассмотрены подробнее).



Фиг. 15. Соотношения компонентов $Fe^{+2} - Fe^{+3} - Mg$ во вкрапленниках биотитов из кислых вулканических пород верхнемеловой серии. 1. Биотит из кварц-биотитовых дацитов; 2. Биотиты из липаритов и липарито-трахитов; 3. Биотиты из обсидианов.

Коэффициент глиноземистости изученных биотитов колеблется от 18.7–20.9 в обсидиан-перлитах и кварцевых дацитах до 21.7–24.60 в биотитовых липаритах и липарито-трахитах. Устанавливается прямая зависимость между общей щелочностью пород и глиноземистостью вкрапленников биотита.

На диаграмме в координатах $\frac{Si}{Al} - \frac{Mg+Fe}{Al}$, рассмотренной А.А. Маракушевым и соавтором /53/, фигуративные точки изученных биотитов располагаются в пределах III поля щелочности (гранитоидов нормальной щелочности) или приближаются к его границе с полем гранитоидов повышенной щелочности (IV). По сравнению с составами биотитов из кислых экструзивов и эффузивов, использованными указанными авторами при построении диаграммы, биотиты из верхнемеловых кислых пород характеризуются более низкими отношениями Si/Al и $Mg+Fe/Al$, т.е. повышенной ролью Al как в тетраэдрической позиции, так и в октаэдрической. Кроме того, против выведенных ими стандартных кристаллохимических формул биотитов для каждого поля щелочности наши биотиты отличаются высокой долей O^- в гидроксильной группе.

Из всего изложенного по химизму биотитов можно, следовательно, предположить, что колебания в их составе связаны с изоморфными замещениями по известной для биотитов схеме $(\text{Mg} + \text{Fe})\text{O} + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{Al}_2\text{O}_3$, которые в нашем случае происходят под влиянием обоих факторов — температуры (и P_{O_2}) и режима щелочности.

Рентгенометрическая характеристика. Рентгеновское изучение образцов биотитов-вкрапленников из обсидиан-перлитов, липаритов и дацитов показало, что они относятся к триоктаэдрическим слюдам и представляют однослойную моноклинную модификацию IM. Расчет параметра "a" производился по линии (060), "c sin β " — по (005). Вычисленные параметры элементарной ячейки, структурный тип и содержание Fe в октаэдрических позициях по диаграмме Gower /54/ приводятся в табл. 15. Отметим удовлетворительную сходимость значений коэффициента железистости по оптическим данным, химическим определениям и по отношению $J_{(004)}/J_{(005)}$.

Несмотря на вариации в составе биотитов из различных пород, значения межплоскостных расстояний d (060) колеблются в относительно небольших пределах, в связи с чем и параметры "b" и "c sin β " имеют близкие значения. При этом наиболее низкими значениями "b" характеризуются вкрапленники биотита из кварцевых дацитов, что является отражением наиболее высокого содержания в них трехвалентного железа. В изученных биотитах закономерные вариации обнаруживаются для отношения интенсивностей $J_{(004)}/J_{(005)}$, которые чувствительны к изоморфным замещениям Fe-Mg. Оно возрастает от 0.98 до 1.17 параллельно с возрастанием Fe/Fe + Mg от 55 до 67.60%.

ИК — спектры поглощения. На спектрофотометре UR-10 для образца биотита из липарито-трахитов /49/ получены также инфракрасные спектры поглощения в области волновых чисел 400-3800 cm^{-1} (лаборатория ИК — спектроскопии, ВСНГМ, аналитик Э.А.Липатова). Анализ спектра поглощения (фиг. 16) позволяет сделать следующие выводы: 1) Образец содержит Fe^{+3} в количестве более 1 на элементарную ячейку из шести октаэдрических позиций, о чем говорит заметная полоса поглощения с максимумом около 3540 cm^{-1} , вызываемая валентными колебаниями гидроксильных групп, связанных с вакансиями октаэдрического слоя. 2) Образец содержит некоторое количество воды в форме H_2O , о чем свидетельствует наличие полосы поглощения при 1640 cm^{-1} , вызываемой деформационными колебаниями молекул воды, а также наличие небольшого фона поглощения при 3400 cm^{-1} , обычно относимого к валентным колебаниям H_2O .

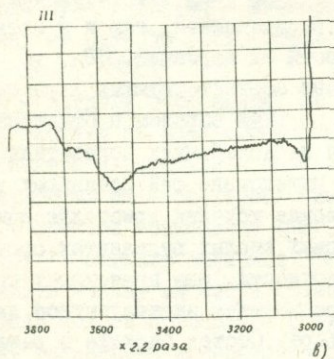
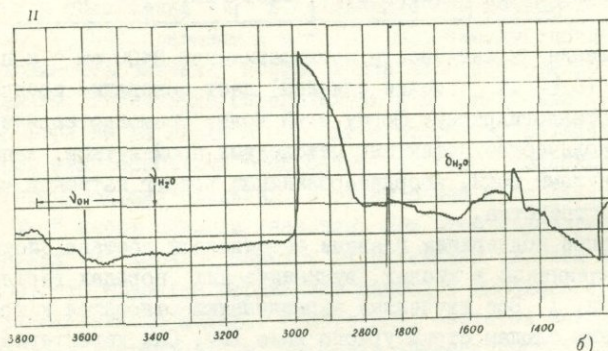
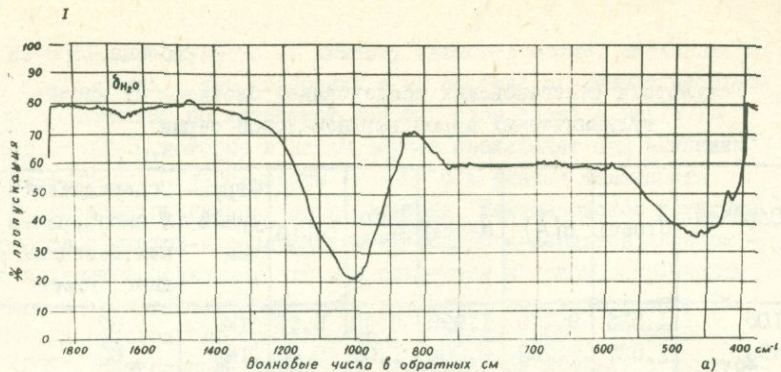
Таблица 15

Результаты рентгеновских исследований биотитов из кислых
вулканических пород верхнемеловой серии

Образец	d(060)	b(Å)	d(005)	$\frac{J(004)}{J(005)}$	csin β	Структурный тип	Содержание Fe (в %) в октаэдрических позициях по диаг. Gower
106	1.535	9.210	1.998	0.98	9.98	IM _I	57
49 ₂	1.537	9.222	2.004	1.00	10.04	IM _I	60
246	1.533	9.198	1.993	1.17	9.93	IM _I	65

Низкое отношение интенсивности поглощения при 3400 см^{-1} к поглощению при 1640 см^{-1} (менее единицы) дает основание предполагать кристаллогидратную форму этой воды. Возможно наличие некоторого количества дефектных межслоевых промежутков, заполненных молекулами воды, координированными вокруг катионов межслоевого пространства.

В заключение подчеркнем главные особенности состава биотитов из вкрапленников в кислых, вулканических породах верхнемеловой серии. 1) Все изученные вкрапленники относятся к триоктаэдрическим слюдам структурного типа IM_I. Они характеризуются постоянным преобладанием $\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}$ над Mg и сравнительно высокой ролью Al как в тетраэдрической, так и в октаэдрической позициях. 2) В зависимости от вариаций SiO_2 и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ во вмещающих породах составы соответствующих вкрапленников биотита несколько варьируют главным образом в отношении общей железистости. Это отражается на колебаниях показателя преломления $N_g = N_m$ и отношениях интенсивностей базальных рефлексов (004) и (005). 3) Геохимические условия кристаллизации вкрапленников биотита в верхнемеловых кислых вулканитах соответствуют гранитоидам нормальной щелочности. Она происходит при парциальном давлении кислорода, превышающем эквивалентное давление при магнетит-гематитовом буфере. Состав биотита в различных типах пород контролируется кроме того составом сосуществующих минералов-вкрапленников, в частности, магнетита, авгита и санидина. 4) ИК-спектр поглощения образца биотита из липаритов подтверждает высокое содержание Fe^{+3} в октаэдрических положениях и позволяет судить о наличии дефектных межслоевых промежутков, заполненных молекулами воды в кристаллогидратной форме.



Фиг.16. ИК-спектры поглощения образца вкрапленников биотита из биотит-санидиновых липарито-трахитов (обр.49); I(а), II(б) - спектры в разных областях волновых чисел, III(в) - участок спектра (б) с большим вертикальным масштабом (ув.х2,2).

а) Плаггиоклаз

Плаггиоклаз является существенной составной частью всех разновидностей пород верхнемеловой вулканической серии. В оливиновых базальтах и долеритах эффузивной фации содержание его составляет 15–20% поверхности шлифа, возрастая до 20–35% в субвулканических и даечных образованиях. В двупироксеновых и гиперстенowych андезито-базальтах, плаггиоклазовых андезитах количество его отвечает 15–20%. Несколько сокращаются содержания вкрапленников плаггиоклаза в кислых вулканических породах – 10–15% в биотитовых и роговообманковых липаритах и стеклах и всего 5–10% – в кварц-биотитовых дацитах. Заметно обеднены плаггиоклазом кварцевые липариты (до 2%).

В изученной вулканической серии породы основного и среднего состава содержат обычно три поколения зерен плаггиоклаза – фенокристаллы I и II генераций и лейсты и микролиты в основной массе. Как уже рассматривалось в петрографической части работы, вкрапленники ранней и поздней генераций различаются по составу, габитусу, степени резорбированности, характеру зональности. Все отличительные особенности сведены в табл. 16. Добавим только, что в базальтах и долеритах вкрапленники I генерации составляют 60–80% от всего содержания фенокристаллов плаггиоклаза и главные отличия между зернами I и II поколения касаются состава и облика. В то же время в андезито-базальтах вкрапленники разных генераций резко различаются по степени резорбированности при сравнительно небольших вариациях состава.

Распределение участков резорбции, совпадающее с очертанием зон или кристаллографических направлений, обычно /100/ или /010/, случаи изгиба зональности вокруг стекловатых или кристаллических включений и, наконец, состав самих включений, отвечающий составу основной массы данной породы, свидетельствуют о том, что в плаггиоклазах-I часть втеков и заливов образуется в процессе роста кристаллов и не есть результат только коррозии основной массой. Это наблюдается и в оливиновых базальтах, но особенно четко – в двупироксеновых андезито-базальтах. Вероятнее всего предположить, что взаимодействие между плаггиоклазом I генерации и основной массой, как следствие неомогенности окружающей кристалл среды, проявлялось уже на интрадуритическом этапе кристаллизации и этот процесс,

продолжающийся на собственно эффузивном этапе, морфологически проявляется в виде коррозионных каемок, появлении изъеденных или оплавленных очертаний. В плагиоклазах ранней генерации следует, таким образом, различать "включенные заливы" и "коррозионные заливы" (терминология В. Власербу /55/).

Порфировые выделения плагиоклаза в кислых породах изученной серии принадлежат одному поколению и отличаются слабой резорбированностью с образованием редких точечных включений стекла или втеков основной массы.

Оптика плагиоклазов. Оптические свойства вкрапленников и лейстов плагиоклазов свидетельствуют о том, что в целом различные петрографические типы пород верхнемеловой серии характеризуются высокой основностью, что в оливиновых базальтах выражается в появлении анортита, а в липаритах и липарито-дацитах — андезин-лабрадора в ядрах зональных кристаллов I генерации.

Изучение двойниковых сростаний показало, что наиболее распространенными как для фенокристаллов обеих генераций, так и для зерен основной массы являются альбитовые, карлсбадские и альбит-карлсбадские двойники; замеры на них одновременно использовались для определения степени упорядоченности по диаграмме А.С.Марфунина /56/. В единичных случаях во вкраплении — как обнаруживается двойникование по манебахскому и альбит — эстерельскому законам. В приведенных замерах позиция индикатрисы большей частью отвечает условиям симметрии между двумя индивидами двойника. В породах липарито-дацитового и липаритового ряда альбитовые двойники встречаются гораздо чаще. В них для диапазона составов 26–35% An , Np_1 и Np_2 двух индивидов сближены и строгое построение двойниковой оси невозможно. В таких случаях полученные замеры контролировались измерением ориентировки полюса спайности (001) или оси альбит-карлсбадских двойников.

Характер зональности в изученных вкрапленниках плагиоклаза отражен в табл. 16. Заметим здесь же, что случаи обратной или осцилляторной зональности, как отражение резко неравновесных условий кристаллизации, отмечаются лишь в стекловатых породах кислого состава.

Величины углов $2V$, колеблющиеся для пород определенного состава в строгих пределах, использовались для характеристики

Характеристика вкрапленников плагиоклазов различных генераций
в породах верхнемеловой вулканической серии

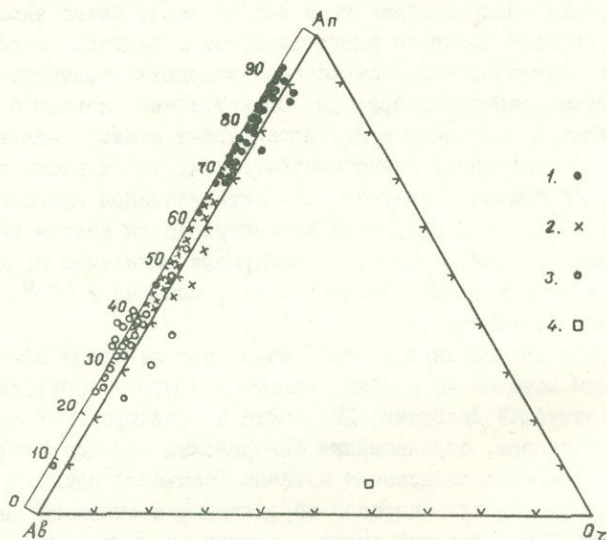
I генерация	Породы	Оливиновые базальты	Оливиновые долериты	Двупироксеновые и гиперстеновые андезиты-базальты	Плагиоклазовые плагиоклаз-рого-вооб.анд.	Биотитовые об-сидианы, липа-риты, рогово-обм. липариты	Гиперстен-рого-вообманковые обсидианы
	% от всего содер-жания вкрапленни-ков плагиоклаза Облик и отношение длины к ширине	80 - 90 таблитчатые, коротко-призматические кристаллы; 1.5-1.2:1	80 - 70 таблитчатые, ко-ротко-призматические кристал-лы; 1.5-1.2:1	60 - 70 таблитчатые коротко-призматические крис-таллы; 1.5-2:1	10 призматические кристаллы: 1.5-2.5:1	100 призматические удлиненно-призма-тические крис-таллы; 2.5-3.5:1	100 удлиненно-призматические крис-таллы: 4-5:1
	Зональность и состав зон	прямая, прерывно-ступенчатая; широкая однородная внутренняя зона (№94-82) и узкая краевая каемка (№76-73)	прямая, прерывно-ступенчатая широкая однородная внутренняя зона (№92-84) и узкая краевая каемка (№76-75)	прямая, прерывно-ступенчатая; однородная внутренняя зона (№62-55) и узкая краевая каемка (№57-46)	прямая; волнооб-разная с постеп-пенной сменой состава от №66-67 до 52-53	нерезкая, прямая, прерывно-ступенчатая со сменой зон от №36 до 30, реже от №48-49 до 33-34. Изредка обратная	Четкая, прямая, не-прерывно-волнооб-разная со сменой зон от 38 до 32. Иногда обратная, осцилляторная с резкими границами зон и от № 40 к 56 до 38
	Резорбирован-ность	Широкие ядра слабо резор-бированы вклю-чениями клино-пироксена, маг-нетита; каем-ка чистая, края кристаллов разведены осн. мас.	ядра слабо ре-зорбированы включениями клиноп. и маг-нетита; каемка чистая, края разведены осн. массой	полная ("сотовые" крис-таллы) или зональная, очертания оплавленные, включения - стекло основной массы	слабая зональная резорбция, очер-тания четкие; включения - стекло, магнетит	слабая точечная или зональная ре-зорбция; кристал-лы, слабо оплав-ленные включения стекла	слабая, точечная, включения стекла основной массы вдоль (100) или (010).
	% от всего содержа-ния вкрапленников плагиоклаза	10 - 20	30 - 40	30 - 40	90	-	-
II генерация	Породы	Оливиновые базальты	Оливиновые долериты	Двупироксеновые и гиперстеновые андезиты-базальты	Плагиоклазовые плагиоклаз-рого-вооб.анд.	Биотитовые об-сидианы, липари-ты, роговообм. липариты	Гиперстен-рого-вообманковые обсидианы
	Облик и отношение длины к ширине	призматические, длинно-призма-тические крис-таллы; 4-5:1	призматические, длинно-призматические кристаллы 4-5:1	призматические, удлиненно-призматические кристал-лы 2.5-3:1	удлиненно-призма-тические кристал-лы; 3:1	-	-
	Зональность и состав зон	прямая, волно-образная или ступенчато-пре-рывистая, с последователь-ной сменой зон от № 80-73 до 70-66	прямая волнооб-разная или сту-пенчато-преры-вистая, с после-довательной сме-ной зон от № 80-73 до 70-63	прямая, волнообразная или ступенчато-прерывис-тая со сменой зон от № 46-47 до № 42-43.	слабо проявленная, прямая; № 46-41 от центра к перифе-рии	-	-
II генерация	Резорбированность	Микротиновые кристаллы, редкая точечная резорбция вдоль спайн. (100) или (010); очертания чет-кие, включ.-маг-нетит пироксен	микротиновые кристаллы, ред-кая точечная резорбция вдоль (100) или (010); очертания четкие; включ.-магнетит, клинопирок-сен	микротиновые кристал-лы, точечная резорбция вдоль (100) или (010) очертания четкие, вклю-чения-стекло осн. мас-сы, магнетит.	слабая точечная резорбция; вклю-чения - стекло, магнетит	-	-

температурного состояния изученных вкрапленников плагиоклаза. На диаграмме Дж.Смита и соавтора /57/ измеренные значения $2V$ обнаруживают известный разброс относительно кривых высоко- и низкотемпературного типов. Однако отмечается, что $2V$ плагиоклазов состава битовнит-анортит определенно тяготеет к кривой низкотемпературного (упорядоченного) типа. На интервале 40-60% Ап обе кривые заметно сближены и тем не менее можно заметить, что среди вкрапленников из плагиоклазовых и плагиоклаз-роговообманковых андезитов чаще встречаются высокотемпературные типы. В то же время основные лабрадоры, свойственные главным образом вкрапленникам I генерации в двупироксеновых андезито-базальтах, располагаются как вдоль низкотемпературной, так и вдоль высокотемпературной кривых. Значения $2V$ вкрапленников плагиоклаза из липарито-дацитов и липаритов концентрируются вблизи высокотемпературной кривой. Некоторые порфиоровые выделения из кислых пород жерловой фации, имеющие $2V$, близкий к $\pm 90^\circ$, относятся к упорядоченному типу.

Показатели преломления плагиоклазов, определенные обычным иммерсионным методом на спайных обломках (010) и (001), дают по соответствующей диаграмме Дж. Смита и соавтора /57/ составы, близкие к составам, определенным федоровским методом. Эти два метода в процессе исследования взаимно дополняли один другой; в кислых вулканических породах определение состава по значениям показателей преломления имело решающее значение. Оно производилось без поправок на структурное состояние вкрапленников плагиоклаза, поскольку специальными исследованиями /58,59/ показано, что различиями в показателях преломления низко- и высокотемпературных типов практически можно пренебречь.

Химизм плагиоклазов. Химический состав вкрапленников плагиоклаза охарактеризован десятью анализами (табл. 17), представляющими почти все главные типы пород верхнемеловой серии. В той же таблице приводятся кристаллохимические формулы, а также молекулярные содержания альбитового, анортитового и ортоклазового компонентов. В приведенных формулах отмечается постоянный небольшой избыток катионов в группе X за счет нахождения Fe^{+3} , Ti и Mg. Последние скорее всего связаны с примесями — мелкими вростками стекла, магнетита и клинопироксена. Общее содержание катионов в группе Z близко к теоретическому содержанию 16.0, причем степень замещения Si на Al закономерно уменьшается от битовнитов $Si:Al=1,1$ к олигоклазам с $Si:Al=2,3$.

В том же направлении резко убывает степень замещения Na на Ca. При этом отмечается, что в плагиоклазах среднего и кислого ряда отношение $Si:Al$ никогда не достигает 3:1, т.е. полностью разупорядоченные разности отсутствуют. О том же свидетельствуют и значения степени упорядоченности, определенные оптически.



Фиг. 17. Химические составы вкрапленников плагиоклаза из пород верхнемеловой серии на тройной диаграмме альбит-анортит-ортоклаз: 1) плагиоклазы из оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтов и долеритов; 2) плагиоклазы из андезитов-базальтов и андезитов; 3) плагиоклазы из кислых эффузивов; 4) санидин. На дополнительную линию $Ab - An$ нанесены составы вкрапленников I и II генераций, а также лейстов основной массы по данным оптических замеров.

Молекулярные содержания Ab , An и Or составляющих наносились на тройную диаграмму (фиг. 17). Фигуративные точки изученных составов плагиоклазов во всем ряду битовнит-олигоклаз располагаются близко к стороне $Ab-An$, что указывает на постоянно низкое содержание Or компонента, варьирующего в пределах 1.6–3.9% в основных плагиоклазах и 2.5 – 5% – кислых

Химический состав и кристаллохимические формулы вкрапленников плагиоклаза из
пород верхнемеловой вулканической серии

ОКСИДЫ	Обр.5	Обр.374	Обр.1	Обр.19	Обр.7	Обр.30	Обр.10	Обр.2042	Обр.15	Обр.13
SiO ₂	43.96	44.75	47.22	53.74	55.30	57.80	60.10	62.14	62.99	58.10
TiO ₂	0.16	0.30	0.22	0.22	0.10	0.22	—	—	—	0.11
Al ₂ O ₃	34.22	34.58	33.44	28.54	28.15	26.32	24.64	23.33	22.65	25.93
Fe ₂ O ₃	0.82	0.49	0.44	0.44	0.35	0.96	0.96	0.80	0.49	0.96
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	0.28	—
CaO	17.80	17.86	16.61	11.65	9.95	9.21	6.20	6.28	4.45	7.50
MgO	0.89	0.23	0.16	0.52	0.29	0.69	0.30	0.52	—	0.53
MnO	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	—	0.01	—	0.01	0.02
Na ₂ O	1.02	1.07	2.63	4.88	5.57	5.68	7.25	6.00	7.40	6.25
K ₂ O	0.67	0.49	0.50	0.30	0.45	0.25	0.83	1.1	0.40	0.75
H ₂ O ⁻	0.30	0.09	0.06	0.12	0.16	0.10	0.10	0.02	0.07	0.04
n. n. n	0.46	0.35	0.64	0.36	0.40	0.40	0.44	0.38	0.73	0.54
Сумма	100.33	100.37	100.93	100.78	100.74	100.83	100.83	100.57	99.47	100.83

Кристаллохимическая формула в пересчете
на 32(0)

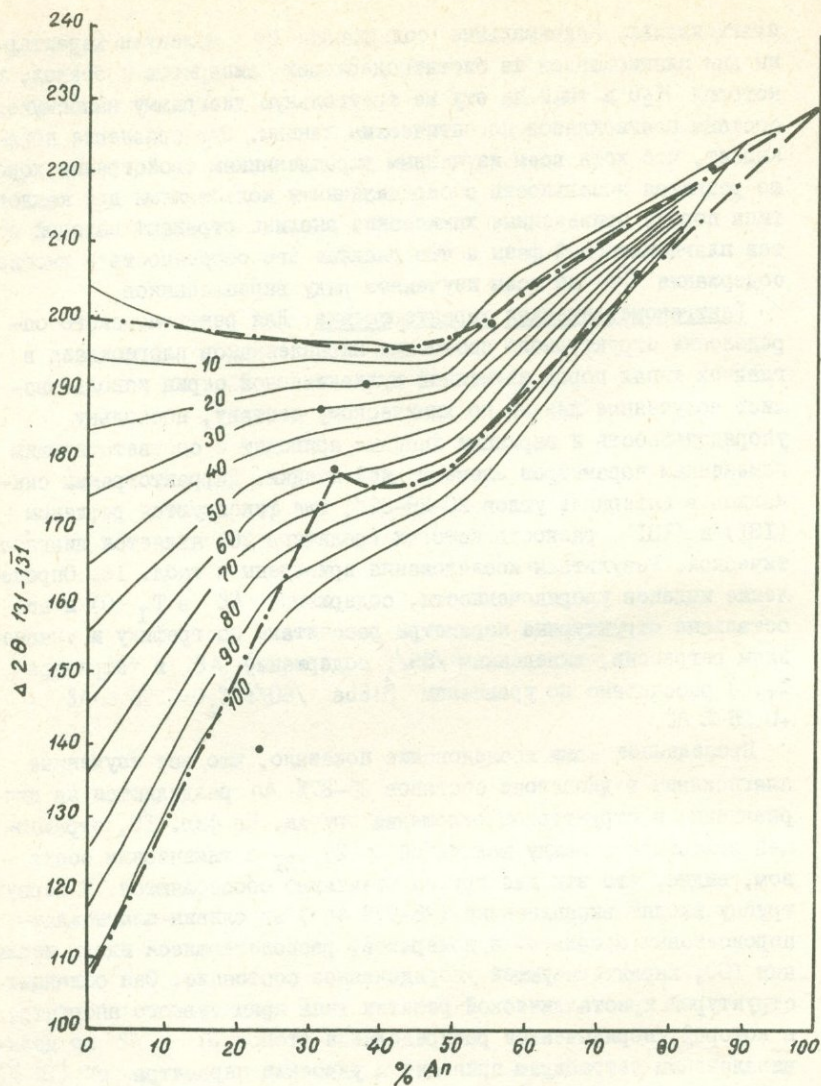
Z	Si	8.158	15.52	8.309	15.86	8.616	15.90	9.730	15.82	9.910	15.88	10.200	15.74	10.750	15.91	11.000	15.90	11.250	16.07	10.450	15.90
Al	7.457			7.549		7.285		6.090		5.970		5.540		5.160		4.900		4.820		5.450	
Fe ⁺³	0.110			0.067		0.060		0.070		0.065		0.130		0.129		0.163		0.060		0.130	
Ti	0.044			0.044		0.030		0.030		0.011		0.030		—		—		—		0.020	
Mg	0.240			0.067		0.055		0.040		0.076		0.180		0.075		0.128		—		0.140	
Fe ⁺²	—	4.42		—	4.22	—	4.44	—	4.19	—	4.13	—	4.14	—	4.10	—	3.80	0.040	3.60	—	4.09
Mn	—			—		—		—		—		—		—		—		—		—	
Ca	3.520			3.530		3.240		2.270		1.930		1.760		1.190		1.190		0.860		1.440	
Na	0.350			0.400		0.940		1.710		1.940		1.980		2.510		2.060		2.550		2.170	
K	0.160			0.110		0.110		0.070		0.110		0.060		0.193		0.255		0.086		0.190	
Wn	63.84			63.95		64.09		64.09		63.94		63.92		64.10		63.93		64.08		64.14	
mol %	Ab	8.6		9.9		21.9		42.2		48.8		52.1		64.4		58.7		72.9		57.1	
An	87.5			87.3		75.6		56.1		48.4		46.3		30.6		34.0		24.6		37.9	
Or	3.9			2.7		2.5		1.7		2.8		1.6		5.0		7.3		2.5		5.0	
Si/Al	1.1			1.1		1.2		1.6		1.7		1.8		2.1		2.3		2.3		1.9	
Na/Ca	0.1			0.1		0.3		0.8		1.1		1.1		2.2		1.7		2.9		1.5	

Обр.5 - оливин-плагиоклаз-пироксеновый долерит, поток, с.Хаштарак; обр. 374 - то же; обр. 1 - оливин-плагиоклаз-пироксеновый базальт, дайкообразное тело, с.Хаштарак; обр. 19 - дупироксеновый андезит-базальт, поток, с.Саригух; обр. 7 - то же; обр. 30 - плагиоклаз-роговообманковый андезит, дайкообразный массив Шор-Ахпир, с.Шаваршаван; обр. 10 - биотитовый обсидиан-перлит, поток, г.Мровул; обр.2042 - биотитовый липарит, поток, г.Мровул; обр. 15 - роговообманковый липарит, вулканический купол, г.Саккал; обр. 13 - гиперстен-роговообманковый перлит, дайка, купол Кер-оглы.

плаггиоклазах. Максимальные содержания Or молекулы характерны для плаггиоклазов из биотитсодержащих липаритов и стекол, в которых $K_2O \geq Na_2O$. На эту же треугольную диаграмму наносились составы плаггиоклазов по оптическим данным. Это сравнение показывает, что хотя всем изученным вкрапленникам свойственна хорошо развитая зональность с определенными колебаниями для каждого типа пород, приведенные химические анализы отражают валовый состав плаггиоклазовой фазы и что главная его особенность — высокое содержание Ca во всем изученном ряду вкрапленников.

Рентгенометрическая характеристика. Для рентгеновского определения структурного состояния вкрапленников плаггиоклаза в главных типах пород изученной вулканической серии использовались полученные данные по химическому составу, поскольку упорядоченность и вариации химизма приводят к соответствующим изменениям параметров элементарной ячейки. Дифрактограммы снимались в интервале углов $20-29-32^\circ$, где фиксируются рефлексы ($I3I$) и ($I\bar{3}I$), разность которых (величина 2θ) является диагностической. Результаты исследования приведены в табл. 18. Определение индекса упорядоченности, содержания Al в $T_I(0)$ и все остальные структурные параметры рассчитаны по графику и уравнениям регрессии, выведенным /59/; содержание Al в тетраэдре $T_I(0)$ рассчитано по уравнению Ribbe /60/: $T_I(0) = 0.75 \Delta Al + 0.25 \approx Al$.

Проведенное нами исследование показало, что все изученные плаггиоклазы в диапазоне составов 25–87% An разделяются на две различные в структурном отношении группы. На фиг. 18, отражающей зависимость между величиной $\Delta 2\theta_{I3I}$ и химическим составом, видно, что эти две группы отчетливо обособляются. В первую группу входят вкрапленники (75–87% An) из оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов и долеритов, располагающиеся вдоль изолинии 100, характеризующей упорядоченное состояние. Они обладают структурой кристаллической решетки типа примитивного анортита, в которой упорядоченное распределение атомов Si и Al по неэквивалентным тетраэдрам приводит к удвоению параметра "с" ($14 \text{ \AA}$). Величина ΔAl , отражающая разность содержаний Al в тетраэдрах $T_I(0)$ и $T_I(m)$, близка к 0, что также является показателем полной $Si-Al$ упорядоченности данных битовнитов. Кроме того, в них содержание Al в положении $T_I(0)$ приближается к 2, т.е. в этой позиции сосредоточено примерно 22–25% Al от всего содержания Al по кристаллохимическим формулам.



Фиг. 18. Положение фигуративных точек и структурное состояние изученных вкрапленников плагиоклаза на диаграмме зависимости $\Delta 2\theta_{131-131}$ от состава в ряду плагиоклазов, построенной Бамбауэром и соавторами /62/.

Во вторую группу входят вкрапленники плагиоклаза из средних и кислых разностей изученного ряда пород. Они характеризуются высоким промежуточным, близким к неупорядоченному и промежуточным структурными состояниями и имеют структуру решетки типа высокого альбита. Вкрапленники лабрадора из стекловатых двупироксеновых андезитов-базальтов наиболее близки к неупорядоченному типу — у них индекс упорядоченности равен 15, $\Delta Al = 0.14$ и судя по тому, что содержание Al в $T_1(0)$ составляет примерно 25% от ΣAl распределение его по неэквивалентным тетраэдрам близко к статистическому. Андезиты из липаритов и обсидианов располагаются вдоль изолиний 20–30 или 60, характеризующих промежуточное состояние. Соответственно у них величина ΔAl закономерно возрастает до 0.20–0.23 и содержание Al в тетраэдре $T_1(0)$ равно примерно 28%. Отличительной особенностью вкрапленников олигоклаза из вулканического купола роговообманковых липаритов является принадлежность к упорядоченному типу с высоким значением ΔAl (0,51) и содержанием Al в $T_1(0)$ до 35% от всего ΣAl .

Если обратиться к литературным данным, то необходимо подчеркнуть, что рассмотренные две различные по структурному состоянию группы вкрапленников относятся к различным кинетическим типам по А.С.Марфунину, существенно отличающимся по скорости переходов упорядочение–разупорядочение. Как отмечает указанный автор, анортит в отношении $Al-Si$ всегда упорядочен и ΔAl в нем достигает 0. Лишь с появлением некоторого количества альбитового компонента (в битовнитах) становится возможным возникновение неупорядоченного состояния, при этом анортит-битовниты обладают высокой скоростью трансформации из одного состояния в другое. В средних и кислых плагиоклазах скорость упорядочения уменьшается и в природных образованиях чаще сохраняются неупорядоченные и промежуточные разности, представляющие высокотемпературные закаленные кристаллы. Эти основные положения, суммированные А.С.Марфуниным /66/, подтверждены более поздними работами /63/.

В изученном ряду вкрапленников плагиоклаза из верхнемеловой серии заметна определенная зависимость упорядоченности от состава (упорядоченные битовниты и промежуточные, близкие к неупорядоченным лабрадор-андезиты); для средних и кислых вкрапленников отмечаются вариации индекса упорядоченности в зависимости от фациальной принадлежности, степени кристалличности основной массы и условий охлаждения. Обсуждая структурное состояние изу-

Таблица 18

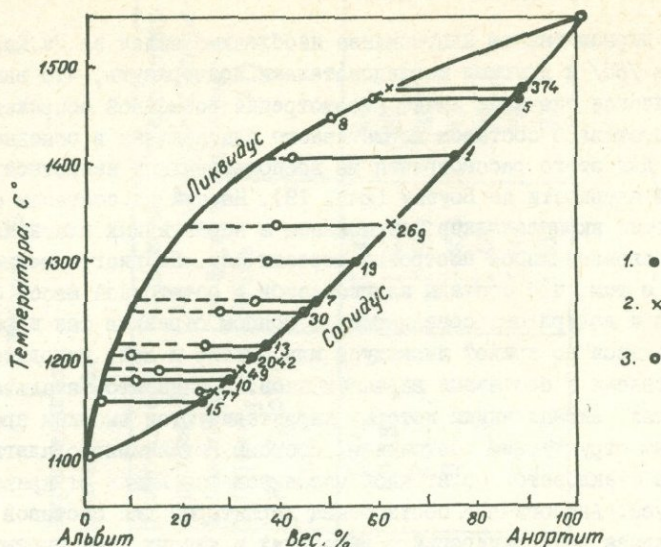
Состав и структурная характеристика вкрапленников
плагноклаза из верхнемеловых вулканических пород

Образец	%Ап по кристаллохимической формуле	Отношение Si/Al	$\Delta^{2\theta}$ I3I-I3I (Δ I3I)	Индекс упорядоченности и.у. (Δ I3I)	Разность содержания Al в положении $T_I(0)$ и $T_I(m)$ $\Delta Al = T_I(0) - T_I(m)$	Содержание Al в $T_I(0)$ по формуле Ribbe	Индекс структурной упорядоченности $S(\Delta Al)$
5	87	1.094	2.23	упорядоченный	0.06	1.909	46
I	75	1.180	2.06	90 ~ 100	0.15	1.934	60
19	56	1.59	2.02	15	0.14	1.628	32
2042	34	2.25	1.77	60	0.31	1.458	47
10	30	2.08	1.85	30	0.23	1.463	32
15	24	2.30	1.38	сверхупорядоч.	0.51	1.588	52
13	38	2.00	1.90	20	0.20	1.513	32

ченных вкрапленников плагиоклаза необходимо вслед за Дж.Кармайклом /65/ и другими исследователями подчеркнуть, что важное генетическое значение имеет рассмотрение возможной сопряженности их состава с составом нормативного плагиоклаза в основной массе. Для этого рассмотрения мы воспользовались известной диаграммой плавкости по Боуэну (фиг. 19). На ней по составам соответствующих вкрапленников плагиоклаза и нормативных плагиоклазов в основной массе построены отрезки фаз. По диаграмме можно судить о том, что составы плагиоклазов в остаточной массе базальтов и долеритов, совпадающие с концом отрезков фаз и распадающиеся по кривой ликвидуса или близко к ней, находятся в равновесии с составами вкрапленников. В андезито-базальтах и андезитах, вкрапленники которых характеризуются высоким промежуточным структурным состоянием, составы нормативного плагиоклаза в стекловатой остаточной массе ложатся вдали от кривой ликвидуса. Аналогичные соотношения характерны для составов плагиоклаза двух генераций в липаритах и кислых стекловатых породах. Лишь в одном образце роговообманковых липаритов (обр. 15) отмечается близкое соответствие между составами вкрапленников и нормативного плагиоклаза в остаточной массе, при этом фенокристаллы закономерно обнаруживают упорядоченное структурное состояние.

ИК - спектры поглощения плагиоклаза. ИК - спектры поглощения пяти образцов вкрапленников плагиоклаза из базальтов, андезито-базальтов и обсидианов снимались Л.Г.Кузнецовой (лаборатория ВСЕГКИ) на спектрофотометре UR =10 фирмы Карл Цейс. На фиг. 20 изображены полученные спектры поглощения плагиоклазов различного состава.

Как установлено специальными исследованиями /66/, наиболее чувствительными к структурному состоянию плагиоклазов являются полосы поглощения $600-650\text{ см}^{-1}$ (ν_1) и $500-550\text{ см}^{-1}$ (ν_2). Расположение максимумов данных полос поглощения позволило, с одной стороны, определить состав изученных вкрапленников из верхнемеловых пород, близко совпадающий с химическими и оптическими определениями, и с другой - судить о степени упорядоченности этих образцов. По приведенным спектрам максимально неупорядоченными являются образцы плагиоклазов из двупироксеновых андезито-базальтов (обр. 19) и гиперстен-роговообманковых обсидианов (обр. 13), для которых характерна большая про-
тяженность (как бы "растянутость") максимума ν_1 . На фиг. 21

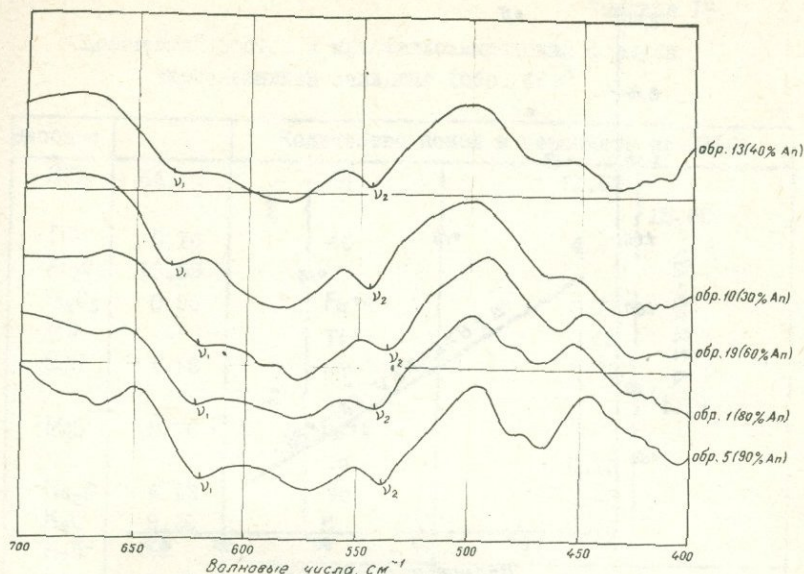


Фиг. 19. Составы изученных плагиоклазов пород верхне-меловой серии на диаграмме равновесия плагиоклазов (по Н.Боуэну): 1) химические составы вкрапленников; 2) составы по оптическим замерам; 3) составы нормативного плагиоклаза в основной массе пород. Пунктиром приведены концы отрезков фаз. (Номера образцов соответствуют приведенным в табл. I7).

отчетливо видна обратная связь между величинами $2\theta_{131-131}$ и разностью волновых чисел $\Delta\tilde{\nu}$, причем линия изменения этих величин коррелируется с линией регрессии, уравнение которой рассчитано Л.Г.Кузнецовой с соавторами для плагиоклазов одного состава (30–40% An), но с различными температурными условиями кристаллизации. В отличие от данных цитированной статьи в нашем случае вариации указанных параметров определяются в первую очередь основностью плагиоклазов.

б) Санидин

Санидин — сравнительно редкий минерал во вкрапленниках кислых вулканических пород изученной верхнемеловой серии. В ассоциации с фенокристаллами андезина и биотита он встречается в липарито-трахитах, составляющих вулканический купол Кзыл-кая и поток массива г. Сурп-Саркис. Содержание его в этих по-

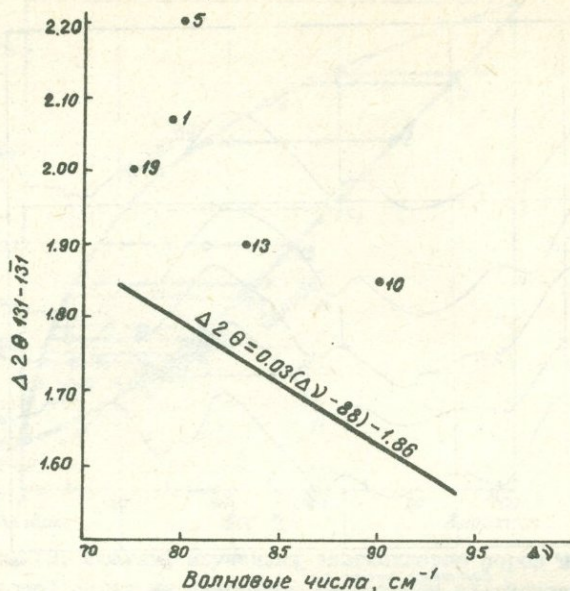


Фиг. 20. ИК - спектры поглощения вкрапленников плагиоклазов из пород верхнемеловой серии. (% содержания An определены Л.Г.Кузнецовой).

родах составляет 2-3% от поверхности шлифа. Наблюдаемые петрографические соотношения указывают, что выделение вкрапленников санидина происходит после кристаллизации главной массы фенокристаллов андезина и биотита.

Санидин образует воднопрозрачные таблитчатые выделения, оптически однородные, без следов зональности. Погасание в зоне $\perp$ (OIO) косое, до 10° ; $-2V = 40-42^\circ$; $Ng' = 1.534$, $Np' = 1.526$. Полученные значения угла оптических осей и показателей преломления заметно повышены, что объясняется высоким процентом анортитовой составляющей. Подобное увеличение угла $2V$ и показателей преломления в зависимости от содержания An особенно четко выражается в ряду санидин-высокий альбит /28, 65/.

Химический состав и кристаллохимическая формула образца санидина приведены в табл. 19, состав катионов в группах Z и X близко отвечает теоретическому. Расчет на молекулярные проценты ортоклаза, альбита и анортита обнаруживает в исследованном образце санидина повышенное содержание Ab и An компонентов.



Фиг. 21. Корреляция величин $\Delta 2\theta$ $131-131$ и разности $\Delta\nu$ волновых чисел ν_1 и ν_2 (средних значений максимумов полос поглощения 600-650 и 500 и 550 см^{-1}) для разных плагиоклазов из пород верхнемеловой серии. (Линия регрессии по Л.Г.Кузнецовой (76)).

Данные химического анализа, указывающие на высокое содержание Ab молекулы в фенокристаллах санидина, полностью согласуются с рентгенометрическими, которые показали, что изученные вкрапленники рентгеновски не гомогенны и представлены калиевой (санидин) и натриевой (альбит) фазами. Это явление обычное для природных щелочных полевых шпатов в пределах составов $\text{Or}_{25}\text{Or}_{60}/28/$. Судя по интенсивностям проявленных рефлексов альбита (201), (130), (112), содержание его составляет примерно 35%, что немногим ниже определенных по химическому анализу 38%. Определение степени упорядоченности альбитовой фазы затруднительно из-за размытости рефлексов (131) и (131), связанной с наличием калиевого полевого шпата. Для определения структурного вида и степени упорядоченности собственно калиевой полевошпато-

Таблица I9

Химический состав и кристаллохимическая формула
вкрапленников санидина (обр. 49)^x

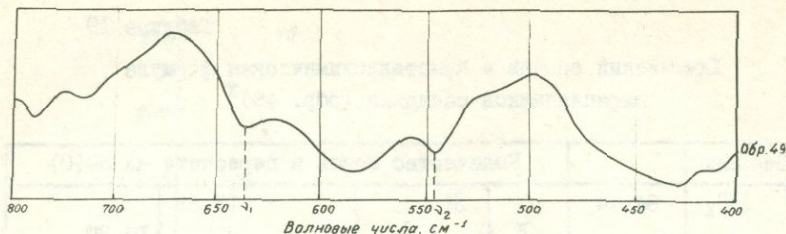
Весовые		Количество ионов в пересчете на 32(0)		
SiO ₂	64.44	Z	Si	11.63
TiO ₂	0.16		Al	4.17
Al ₂ O ₃	19.63			
Fe ₂ O ₃	0.96	X	Fe ⁺³	0.13
FeO	-		Ti	0.02
CaO	1.16		Mg	0.20
MgO	0.76		Fe ⁺²	-
-	-		Ca	0.23
Na ₂ O	4.13		Na	1.46
H ₂ O	9.25		K	2.15
H ₂ O ⁻	-			
п.п.п.	0.30			
		W _K		63.97
Сумма	100.79	мол. %	Or	56.00
			Ab	38.00
			An	6.00

x) В том числе: Li₂O=0.0064;
Rb₂O=0.039;
Cs₂O=0.001

вой фазы использован график Т.А.Соседко /67/. По величине

$\Delta 2\theta_{(060)-(204)}=9.20$ степень упорядоченности равна 0.1, т.е. эта фаза должна относиться к неупорядоченному моноклинному структурному виду - санидину.

Таким образом, оптические данные, химический состав, различные рентгеновски несмешивающиеся фазы и степень упорядоченности свидетельствуют о принадлежности изученных вкрапленников щелочного полевого шпата к высокотемпературному ряду твердых растворов высокий альбит-санидин.



Фиг. 22. ИК - спектр поглощения вкрапленников санидина из биотит-санидиновых липарито-трахитов.

Инфракрасный спектр поглощения образца санидина (Л.Г.Кузнецова, ВСЕГЕИ), представленный на фиг. 22, характеризуется наличием полосы поглощения с двумя максимумами в области чисел $700-800 \text{ см}^{-1}$ $\Delta \nu = \nu_1 - \nu_2 \approx 635-545=90$. При такой разнице волновых чисел степень "ИК-упорядоченности" рассчитанная по эмпирической формуле $O=0.05(\Delta \nu \sim 90)$, равна 0, что также подтверждает принадлежность изученных вкрапленников щелочного полевого шпата санидину.

X X X

Завершая описание, подчеркнем особенности состава вкрапленников полевых шпатов в вулканических породах верхнемеловой серии.

1. Во всех изученных типах пород за редкими исключениями вкрапленники плагиоклаза количественно постоянно преобладают над вкрапленниками темноцветных минералов. Диапазон вариаций состава вкрапленников плагиоклаза различных генераций отвечает 92-75% An в оливиновых базальтах и 35-24% An в липаритах и обсидианах. Эти значения указывают на то, что главной особенностью плагиоклазов во всех членах данной серии является повышенное содержание анортитового компонента.

2. В изученном ряду плагиоклазов выделяются две различные структурные (и кинетические) группы вкрапленников: полностью упорядоченные битовниты со структурой примитивного анортита и высокие-промежуточные, близкие к неупорядоченным лабрадор-андезины со структурой высокого альбита. Последние характеризуются различной степенью Si-Al упорядоченности и наименее

Химический состав магнитных фракций из верхнемеловых вулканических пород
и пересчет на миналы

Весовые %		I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		обр.5	обр.33	обр.32	обр.1	обр.19	обр.30	обр.15	обр.13	обр.10	обр.49
R ₀	FeO	40.00	40.80	41.60	38.10	37.40	30.60	30.00	29.30	20.08	12.36
	MnO	0.53	0.52	0.44	0.32	0.39	0.50	0.50	0.36	0.20	0.01
	NiO	0.01	0.01	0.01	0.04	0.09	-	-	-	-	0.01
	CoO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	-	-	0.01	-	0.01
R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	27.72	27.80	28.00	32.00	34.00	67.40	60.48	43.20	68.32	77.64
	V ₂ O ₃	0.70	0.64	1.12	0.72	0.78	0.13	0.16	0.25	0.15	0.21
	Cr ₂ O ₃	0.07	0.06	0.15	0.23	0.16	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
TO ₂	TiO ₂	17.72	17.44	17.60	16.80	15.60	1.36	4.56	8.74	2.98	3.83
Сумма		86.78	87.28	88.94	88.84	88.45	100.00	95.71	81.88	91.74	94.09
100 %	R ₀	46.70	47.30	47.30	43.40	42.90	31.10	31.90	36.40	22.10	13.30
	R ₂ O ₃	32.90	32.70	32.90	37.00	39.50	67.54	63.30	53.00	74.70	82.60
	TO ₂	20.40	20.00	19.80	18.90	17.60	1.36	4.80	10.60	3.20	4.10
Миналы ^{х)}	mgf	47.75	47.30	47.75	54.50	57.00	95.60	89.40	76.79	62.10	31.20
	usp	42.65	45.70	45.00	28.40	29.30	-	-	8.78	-	-
	il	9.65	7.00	7.20	17.10	13.70	2.80	9.00	14.57	6.10	7.70
	hem	-	-	-	-	-	1.60	1.60	-	31.90	61.10
FeO / FeO + Fe ₂ O ₃		0.76	0.76	0.76	0.72	0.71	0.32	0.33	0.60	0.23	0.13

^х Сокращения: mgf - магнетит; usp - ульвошинель; il - ильменит; hem - гематит.

Примечание:

Титаномагнетиты:

обр. 5 - поток оливин-плагиоклаз-пироксеновых долеритов с. Хаштарак
 обр.33 - поток оливин-плагиоклаз-пироксеновых долеритов, с.Шаваршаван
 обр.32 - пластовая залежь оливин-плагиоклаз-пироксеновых долеритов, с.Шаваршаван
 обр.1 - пластовая залежь оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтов, с.Хаштарак
 обр.19 - поток дупироксеновых андезитов-базальтов, с.Саригюх
 обр.13 - дайка гиперстен-роговообманковых перлитов, купол Кер-оглы.

Магнетиты:

обр.30 - дайкообразное тело плагиоклазовых андезитов; вершина Шил-тапа
 обр.15 - купол роговообманковых липаритов; г. Кер-оглы.

Маггемиты:

обр.10 - поток биотитовых обсидиан-перлитов; г.Мровул
 обр.49 - купол биотит-санидиновых липарито-трахитов; г.Кзыл-Кая.

упорядоченными являются вкрапленники из кислых вулканических стекол. Особенности химического состава и соотношения катионов $Si-A\bar{e}$ в тетраэдрической координации, а также структурная характеристика вкрапленников плагиоклаза свидетельствуют об отсутствии полностью разупорядоченных разностей со статистически равномерным распределением $A\bar{e}$ во всех тетраэдрах.

3. Среди верхнесантонских кислых лав, их жерловых и пирокластических фаций преобладающим является тип пород с одним полевым шпатом (плагиоклазом) во вкрапленниках. Двуполевошпатовая ассоциация свойственна биотит-санидиновым липарито-трахитам. Плагиоклаз в них отвечает кислому андезину ($30-35\% An$); щелочной полевой шпат относится к высокотемпературной (неупорядоченной) серии высокий альбит - санидин и представлен распавшимся твердым раствором санидина и альбита $[Or_{56}(Ab + An)_{44}]$. Кристаллизация вкрапленников щелочного полевого шпата в этих породах происходит после кристаллизации андезина и биотита.

Магнетит

Магнетит - самый распространенный и характерный аксессуарный минерал верхнемеловых эффузивных и субвулканических пород описываемого региона. В изученных породах магнетит представлен за редкими исключениями титаносодержащей разностью - титаномагнетитом (оливин-плагиоклаз-пироксеновые базальты и долериты, двупироксеновые андезито-базальты, роговообманковые липариты и перлиты) и титаномагнетитом - (биотитовые липариты и стекла). Чистый магнетит без существенной примеси TiO_2 обнаруживается лишь в плагиоклазовых андезитах субвулканических тел коньяк-нижнесантонского комплекса (гг. Шип-тапа, Шор-Ахпор).

Содержание титаномагнетита во вкрапленниках колеблется в широких пределах, но в однотипных породах довольно устойчиво. Наиболее высокие содержания этого минерала ($I-0.6\%$) отмечаются в эффузивных и субвулканических базальтах и долеритах верхнего коньяка - нижнего сантона. Такие же содержания характерны для двупироксеновых андезито-базальтов верхнего сантона. Заметно уменьшаются концентрации титаномагнетита в роговообманковых липаритах и перлитах ($0.3-0.1\%$). Содержание титаномагнетита во вкрапленниках биотитовых липаритов и стекол составляет $0.7-0.3\%$. Концентрации чистого магнетита во

вкрапленниках плагиоклазовых андезитов довольно низкие (0.1–0.05%).

В составе фенокристаллов верхнемеловых пород из других Fe-Ti окисных минералов с магнетитом постоянно ассоциирует обособленный ильменит, однако количественные его содержания резко колеблются в породах различного состава. Эти колебания в целом обнаруживают обратную связь с содержаниями самого магнетита и будут рассмотрены при описании ильменита.

В шлихах магнетит встречается в виде хорошо ограненных октаэдрических кристаллов (0.6–0.5 мм), образующих цепочечные сростания. Иногда видны следы растворения, выраженные в сглаженности вершин и ребер и появлении скульптурных граней. В полированных шлифах устанавливаются по крайней мере две генерации магнетита. Более ранняя генерация представлена включениями во вкрапленниках темноцветных, а также крупными (0.7–0.1 мм) самостоятельными вкрапленниками, изометричными, иногда с разведенными очертаниями. Более поздняя генерация отвечает мелким (0.05–0.001 мм) точечным, тонким дендритовым выделениям или тонкодисперсной рудной пыли в основной массе всех изученных пород.

Во всех главных типах пород верхнемеловой серии изучен химический состав и проведено рентгенографическое исследование магнитных фракций размерностью выше 0.3 мм, отвечающих генерации порфирировых выделений магнетита. Выделенный из тяжелой фракции магнитный концентрат с размером зерен 0.3–0.6 мм после просеивания дополнительно истирался, промывался и многократно очищался от сростков с породообразующими минералами на электромагните УЭМ-1. Предварительно из нерастертой фракции для минералогического исследования путем прессования порошка изготавливались аншлифы.

Наблюдения в отраженном свете показали, что вкрапленники титаномagnetита из оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтов и долеритов не затронуты процессами гематитизации. В некоторых образцах пород из маломощных лавовых потоков наблюдаются чистые однородные зерна магнетита. В целом же для магнетитов, выделенных как из крупных лавовых потоков, так и из субвулканических тел, характерна решетчатая структура распада, представленная ориентированными по октаэдрической отдельности (111) пластинчатыми выделениями ильменита. Последние распределяются в зернах магнетита-хозяина относительно равномерно и лишь в ред-

ких случаях тонкие краевые участки ильменита не содержат. Это должно свидетельствовать о более или менее равномерном распределении титана в составе исходного твердого раствора магнетита. В образцах субвулканических тел отмечаются иногда изометричные выделения или тонкие прожилки ильменита, секущие решетчатую структуру магнетитовых зерен, но не выходящие за пределы последних. Можно, таким образом, предположить два последовательных этапа распада твердого раствора и связанные с ними различные по морфологии проявления ильменита.

Титаномagnetиты из вкрапленников дупироксеновых андезитобазальтов также представлены решетчатыми индивидами; в них проявлена очень слабая гематитизация в виде тонких прожилков или узкой прерывистой каемки.

Однородные магнетитовые зерна, лишенные включений и почти не затронутые процессами гематитизации, отмечаются во вкрапленниках плагноклазовых андезитов и роговообманковых липаритов.

Вкрапленники титаномagnetита из даек гиперстен-роговообманковых перлитов содержат редкие пластинчатые вросстки ильменита, приуроченные в основном к центральным частям зерен.

Во всех перечисленных случаях подсчитать количественное содержание тонких пластинок ильменита в аншлифах оказалось невозможным и эти содержания, как будет показано ниже, оценивались по химическим и рентгенометрическим анализам.

В биотитовых липаритах и обсидиан-перлитах порфиновые выделения титаномagnetита в значительной степени преобразованы в маггемит (титаномagnetит), являющийся кубической разновидностью Fe_2O_3 ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$). Последняя образуется при непрерывном окислении магнетита (титаномagnetита) без разрушения его кристаллической структуры. В изученных аншлифах магнетит изотропен, имеет голубовато-серый цвет; при сравнении с реликтовыми зернами магнетита у него обнаруживается более высокая отражательная способность. Выделения маггемита повсеместно испещрены беспорядочно ориентированными мельчайшими трещинками, напоминающими коррозионную структуру. В полях маггемита отмечаются редкие пластинчатые выделения гематита.

Химизм магнетитов. Для суждения о химическом составе вкрапленников — магнетитов в изученных породах проанализировано десять образцов магнитных фракций из различных типов пород. В частности, выполнены химические определения Fe_2O_3 , FeO , TiO_2

и количественные спектральные анализы на V_2O_3 , Cr_2O_3 , NiO , CoO , MnO (табл. 20). Поскольку сумма этих окислов почти во всех случаях приближается к 88%, мы произвели расчет химических анализов на нормативный состав^х. Эти пересчеты подтверждают фазовый состав изученных магнетитов, выявленный оптически и рентгенометрически.

При пересчетах анализы окислы V_2O_3 и Cr_2O_3 объединялись с Fe_2O_3 в группу R_2O_3 , NiO , CoO и MnO — с FeO в группу RO , TiO_2 в группу TO_2 . Затем содержание этих групп приводилось к 100%. Расчет химических составов титаномagnetитов (анал. I-5, 8, табл. 20) на миналы производился по способу E. A. Vincent /70/ и А.И.Цветкова с соавторами /71/. В основу расчета положено допущение, что все полуторные окислы в данных анализах входят в группу шпинели типа $RO \cdot R_2O_3$ (магнетит), остаток же RO комбинируется с TiO_2 в молекулы $2RO \cdot TiO_2$ (ульвошпинель) и $RO \cdot TiO_2$ (ильменит).

Химические анализы магнетитов из плагиоклазовых андезитов и роговообманковых липаритов, а также маггемитов (анализы 6-7 и 9-10 табл. 20), как содержащие избыток Fe_2O_3 , рассчитывались по другому способу на магнетитовый, ильменитовый и гематитовый миналы.

Рассмотрим подробнее химические составы проанализированных магнетитов и маггемитов. Титаномagnetиты из базальтов и долеритов характеризуются значительным преобладанием FeO над Fe_2O_3 и высокими концентрациями V_2O_3 , Cr_2O_3 , MnO . В нормативном их составе магнетитовый минал составляет 47-54% и постоянно количественно преобладает. Содержание ульвошпинелевого компонента колеблется в пределах 45-42%, ильменитового — 9-7%. В титаномagnetитах из базальтов субвулканической фации отмечаются более резкие колебания в содержании ульвошпинелевого и ильменитового миналов (45-28% и 7-17% соответственно).

В титаномagnetитах из двушроксеновых андезито-базальтов сохраняется преобладание FeO над Fe_2O_3 , хотя и не столь резкое. По сравнению с титаномagnetитами из оливин-содержащих пород в них увеличивается содержание ильменитового и магнетитового миналов (57 и 14% соответственно), уменьшается ульвошпинелевая составляющая (29%). Несколько убывает MnO , заметных

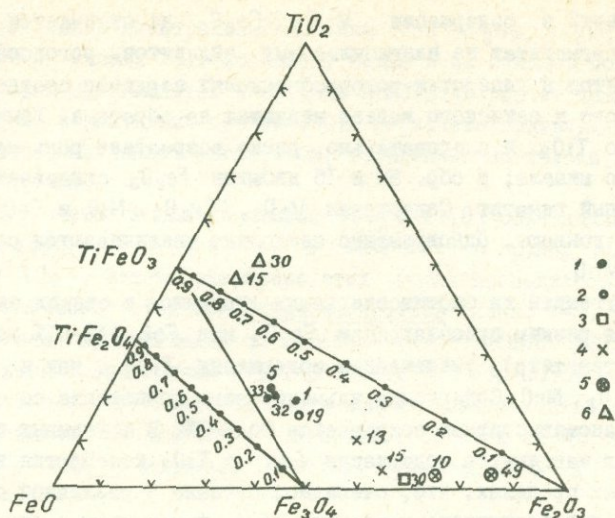
^х И.А.Центер с соавторами /69/ показала, что расчеты на миналы по частным определениям сопоставимы с результатами расчетов по полным анализам, если сумма Fe_2O_3 , FeO и TiO_2 равна или более 88%.

изменений в содержании V_2O_3 , Cr_2O_3 не отмечается.

В магнетитах из плагиоклазовых андезитов, роговообманковых липаритов и гиперстен-роговообманковых перлитов соотношения окисного и закисного железа меняются на обратные. Убывает количество TiO_2 и, следовательно, резко возрастает роль магнетитового минала; в обр. 30 и 15 избыток Fe_2O_3 связывается в нормативный гематит. Содержания V_2O_3 , Cr_2O_3 , NiO и CoO также резко убывают, одновременно несколько увеличиваются содержания MnO .

Маггемиты из биотитсодержащих липаритов и стекол характеризуются резким преобладанием Fe_2O_3 над FeO (40–61% нормативного гематита), уменьшением содержания TiO_2 , как и V_2O_3 , Cr_2O_3 , MnO . Содержание ильменитового компонента по сравнению с титаномагнетитами сокращается до 6–7%. В изученных двух образцах маггемитов содержания FeO и TiO_2 колеблются в значительных пределах, что, очевидно, связано с различной степенью окисления первичного магнетита, т.е. замещением в октаэдрических позициях $3Fe^{+2}$ на $2Fe^{+3}$. Они принадлежат, следовательно, различным промежуточным членам изоморфного ряда магнетит-маггемит ($Fe_3O_4 - \gamma - Fe_2O_3$), изученного J. Nagg /72/, E. Bastin /68/ и др. исследователями.

Таким образом, в изученных породах оливин-базальтового и андезито-базальтового ряда, а также в гиперстен-роговообманковых перлитах химический состав магнетитов, выраженный в миналах, характеризуется ассоциацией магнетит+ульвошпинель+ильменит, которая в андезитах и липаритах сменяется ассоциацией магнетит+ильменит+гематит. Изменения в составе данных магнетитов отчетливо видны на фиг. 23, представляющей треугольную диаграмму в системе $FeO - Fe_2O_3 - TiO_2$. В целом все они располагаются в поле "обобщенного титаномагнетита" по Т. Нагата /73/. Точки химических составов изученных титаномагнетитов отклоняются от идеальной линии титаномагнетита ($Fe_2TiO_4 - Fe_3O_4$) и линии $TiFeO_3 - Fe_2O_3$ и располагаются близко к линии изоморфного ряда ильменит-магнетит. С изменением химического состава вмещающих пород от оливиновых базальтов через андезито-базальты и плагиоклазовых андезитам, роговообманковым липаритам и, наконец, к биотит-содержащим липаритам, точки составов вкрапленников магнетита смещаются вправо и вниз, в сторону закономерного увеличения Fe_2O_3 и сокращения TiO_2 . Соответственно они располагаются вблизи линии $Fe_3O_4 - Fe_2O_3$.



ФИГ. 23. Химический состав магнетитов и ильменитов из вкрапленников пород верхнемеловой серии на тройной диаграмме $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ (по Акимото). Поле, ограниченное сериями $\text{Fe}_3\text{O}_4-\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{FeTiO}_3$, отвечает составам "обобщенного титаномagnetита" (по Т.Нагата).

1. Титаномagnetиты из базальтов и долеритов;
2. Из андезитов-базальтов; 3. Из андезитов;
4. Из роговообманковых липаритов и стекол;
5. Маггемиты из биот.липаритов и стекол;
6. Ильмениты.

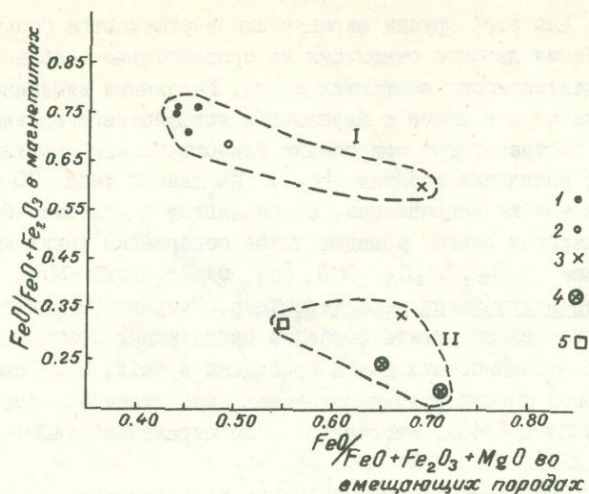
На другой диаграмме (фиг. 24), отражающей изменение отношения $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ в магнетитах в зависимости от увеличения общей железистости вмещающих пород, обособляется два роя фигуративных точек. Первый рой объединяет составы титаномagnetитов, характеризующиеся высокими значениями $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, постепенно убывающими на фоне резкого увеличения железистости пород в направлении от оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов через андезитов-базальты к роговообманковым перлитам. Вторым рой объединяет составы магнетитов и маггемитов из плаггиоклазовых андезитов, роговообманковых и биотитовых липаритов, характеризующиеся более низкими значениями отношения $\text{FeO}/\text{FeO}+$

+ Fe_2O_3 . Для этой группы вкрапленников отмечаются более резкие колебания данного отношения на сравнительно небольшом интервале железистости вмещающих пород. Указанные изменения состава магнетитов в связи с вариациями коэффициента железистости пород соответствуют сокращению ульвошпинелевой составляющей, вплоть до появления избытка Fe_2O_3 . Из данных табл. 20 следует, что в том же направлении, от базальтов и андезитов-базальтов к липаритам резко убывают также содержания таких компонентов, как V_2O_3 , Cr_2O_3 , NiO , CoO , менее резко — MnO .

Рентгенометрическая характеристика. Результаты рентгеновского исследования девяти образцов магнетитных фракций из верхнемеловых вулканических пород приведены в табл. 21. Параметры элементарной ячейки титаномagnetитов рассчитаны по отражениям (311), (333) и (440), маггемитов — по отражениям (400), (800), (440) и (220).

Во всех образцах титаномagnetитов устанавливается фазовая негомогенность: они сочетают кубическую и ромбоэдрическую фазы; последняя принадлежит чистому ильмениту. В одном образце из долеритов (обр.5) обнаруживаются две кубические фазы с различными параметрами кристаллической решетки. По графику, предложенному Т.А.Соседко, рассчитывались содержания ильменита в пробах. Для этого снималась область углов $2\theta(\text{Fe}) = 37-42^\circ$, где проявляются отражения (220) магнетита и (211) дискретной ильменитовой фазы. Отношение интенсивностей этих двух линий $\left(\frac{I_{\text{магн.}}}{I_{(220)}} \right) / \left(\frac{I_{\text{ильм.}}}{I_{(211)}} \right)$ и определяет количество ильменита в образце.

Обращаясь к рассмотрению таблицы, следует отметить, что рассчитанные параметры титаномagnetитов заметно повышены по сравнению с чистым магнетитом. Кроме того, значения "а" в соответствии с изменениями состава титаномagnetитов уменьшаются с переходом от базальтов к липаритам. Повышенные значения параметра "а" связаны, как установлено С.Акимото с соавторами /74/ и Т.Нагата /73/, с вхождением молекулы ульвошпинели в твердый раствор с магнетитом, а также с высокими содержаниями MnO . Образование этой серии твердых растворов происходит при высоких температурах и возможно на том основании, что оба минерала обладают одинаковой структурой обратной шпинели. Между рассчитанными по химическим анализам содержаниями Fe_2TiO_4 в изученных титаномagnetитах и содержанием этого компонента, определяемым по графику линейной зависимости параметра "а" от состава в изо-



Фиг. 24. Зависимость состава вкрапленников титаномагнетитов и маггемитов пород верхнемеловой серии от валовой железистости. I. Титаномагнетиты из оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтов и долеритов; 2. Из андезитов-базальтов; 3. Из роговообманковых липаритов и перлитов; 4. Из биотитовых липаритов и стекол; 5. Из андезитов.

морфном ряду ульвошпинель-магнетит/75,73/ отмечается близкое совпадение. Подтверждением того, что обнаруженная при расчетах миналов ульвошпинель является составной частью твердых растворов изученных титаномагнетитов, может служить, кроме того, нахождение двух самостоятельных кубических фаз (обр. 5) с параметрами, соответствующими начальным членам ряда магнетит-ульвошпинель. Так, первый параметр (8.400Å) на диаграмме состояния системы $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ по С.Акимото приближается к чистому магнетиту и отвечает твердому раствору ульвошпинели в магнетите в точке 0.1 (т.е. составу 10% Fe_2TiO_4 и 90% Fe_3O_4). Второй параметр (8.439Å) отвечает точке 0.4 (40% Fe_2TiO_4 и 60% Fe_3O_4). Судя по интенсивностям рефлексов, вторая фаза количественно преобладает и поэтому в валовом химическом анализе этого образца содержание Fe_2TiO_4 (42.65%) ближе подходит к цифре, определяемой по второму параметру.

Таблица 2I

Результаты рентгеновского анализа магнитных фракций
из верхнемеловых вулканических пород

Номера образцов	Название дискретных фаз	Параметр a (Å) кубической фазы	Мол. процент Fe_2TiO_4 в тверд.растворе по графику Баста (1960) и Нагата (1965)	$\int_{220}^{mgd}$	Процентное содержание ильменитовой фазы по графику Т.А.Соседко
				$\int_{211}^{il}$	
5	магнетит	8.400	8	10.7	10
	титаномagnetит	8.439	40	-	
33	титаномagnetит	8.452	46		
	ильменит			14.1	8
32	титаномagnetит	8.448	43		
	ильменит			14.0	8
I	титаномagnetит	8.422	27		
				6.5	16
I9	титаномagnetит	8.423	27		
				6.0	17
I3	титаномagnetит	8.413	10	7.6	13
	ильменит				

Таблица 2Ia

Номер обр.	Название кубической фазы	Параметр a (Å)	Вес. проценты γ - Fe_2O_3 в тв. растворе по графику Баста (1959)
30	магнетит	8.371	65
10	маггемит	8.353	73
49	маггемит	8.348	84

Как уже отмечалось при рассмотрении тройной диаграммы FeO - Fe_2O_3 - TiO_2 составы изученных титаномagnetитов отклоняются от линии твердых растворов магнетит-ульвошпинель, что происходит за счет нахождения ильменитового компонента. При этом, судя по данным таблиц, между рассчитанными по химическим анализам и определенными рентгенометрически содержаниями ильменитовой фазы отмечается близкое совпадение. Следовательно, в данном случае ильменит в титаномagnetитах присутствует главным образом в виде индивидуализированной фазы, гомогенная примесь его либо отсутствует, либо находится в незначительном количестве. Это еще и означает, что величины параметра " a " в изученных титаномagnetитах почти исключительно определяются вхождением ульвошпинелевого компонента в твердый раствор.

Таким образом, особенности химического состава, высокие значения параметра " a ", обнаружение двух кубических фаз, принадлежность ромбоэдрической фазы к чистому ильмениту и отсутствие ферриильменита приводят нас к выводу, что изученные титаномagnetиты относятся к различным членам серии магнетит-ульвошпинель-ильменитовых твердых растворов. Образование таких кристаллов в магматических породах происходит при высоких температурах в широком диапазоне составов. Допускается /70,75,76/, что при этих температурах ильменитовый компонент входит в твердый раствор в качестве неустойчивой кубической модификации (γ - $FeTiO_3$); для синтезированных кубических кристаллов серии Fe_3O_4 - $FeTiO_3$ параметры элементарной ячейки остаются близкими к параметрам магнетита вплоть до составов с 37% γ - $FeTiO_3$. Установлено, что гомогенность кристаллов в поле твердых растворов Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4 - γ - $FeTiO_3$ может сохраняться в условиях быстрого охлаждения, когда разница между более высоким парциальным давлением кислорода в базальтовой магме и равновесным тита-

номагнетитом не успевает заметно сказаться или отсутствует /77/. Такие кристаллы содержат в растворенном виде до 50% Fe_2TiO_4 . Известно также, что составы титаномagnetитов чувствительны к изменениям окислительно-восстановительных реакционных отношений между кристаллами и магмой. При этом магнетиты, сохраняющиеся в процессе охлаждения преимущественно в восстановительных условиях (т.е. вдоль или вблизи линии шпинелей типа Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4) предпочтительнее сохраняются гомогенными вплоть до низких температур, чем кристаллы серии Fe_3O_4 - FeTiO_3 . На диаграмме FeO - TiO_2 - O /76,78/, последняя серия смещена относительно магнетит-ульвошпинелевой к кислородному углу, т.е. ее образование является следствием увеличения степени окисления первичного сложного титаномagnetита. Одновременно кубическая γ - FeTiO_3 при охлаждении претерпевает быструю инверсию в ромбоэдрическую α - FeTiO_3 с образованием ильменитовых пластинок. Экспериментальные исследования и изучение природных титаномagnetитов позволили Е. Basta /75/ прийти к заключению, что в дальнейшем при более низких температурах, распад оставшихся кубических фаз происходит в форме отделения чистого магнетита и твердого раствора состава Fe_2TiO_4 - Fe_3O_4 с варьирующим соотношением компонентов. Окисление ульвошпинели в соответствии с реакцией $6 \text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{O}_2 = 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 6\text{FeTiO}_3$ приводит к появлению другой, более поздней генерации ильменита. По приведенным причинам следует, что наблюдаемый ныне фазовый состав титаномagnetитов из верхнемеловых пород не совсем точно отвечает составу в момент интрателлурической кристаллизации. В различных типах пород в разной степени проявлены последовательные процессы распада магнетитовых растворов. Так, в титаномagnetитах из двупроксеновых андезит-базальтов и гиперстен-роговообманковых перлитов проявлена инверсия γ - FeTiO_3 в чистый ильменит; в титаномagnetитах из оливинсодержащих базальтов наряду с этим процессом происходит отделение чистого магнетита и твердого раствора состава 40% Fe_2TiO_4 . И, наконец, в некоторых пластовых залежах оливиновых долеритов в результате медленного охлаждения и более длительного взаимодействия между кристаллами титаномagnetита и остаточным расплавом, когда роль внешнего окислителя усиливается со временем, происходит частичное окисление ульвошпинели и выделение более поздних обособлений ильменита. И не случайно, что именно в этом образце устанавливается, с одной стороны,

резкое увеличение количества ильменитовой фазы, с другой - заметное уменьшение параметра ячейки титаномagnetита.

Чистый магнетит из плагиоклазовых андезитов является однофазным и имеет пониженное значение параметра $a = 8.371(\text{\AA})$, что позволяет относить его к промежуточным членам изоморфной серии Fe_3O_4 - $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ с содержанием $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ в пределах 65%.

В титаномagnetитах из биотитсодержащих липаритов и стеклов сохраняется неизменной кубическая структура элементарной ячейки и не проявляется дискретной ильменитовой или гематитовой фаз. Количество штарка наблюдаемого в анализах гематита настолько мало, что на дифрактограммах не фиксируется даже самый сильный рефлекс. По особенностям химического состава и параметрам элементарной ячейки изученные магнетиты относятся к конечным членам изоморфного ряда Fe_3O_4 - $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$; состав их по графику зависимости между " a " и $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ соответствует 73 и 84% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Эти значения свидетельствуют о том, что с увеличением степени окисления (с возрастанием нормативного гематита в химическом составе) параметр " a " уменьшается. Гомогенный характер изученных титаномagnetитов позволяет судить о том, что окисление вкрапленников первичного магнетита происходило в условиях быстрого охлаждения при температуре ниже 550° , поскольку выше этой температуры титаномagnetит инверсионно переходит в титаногематит и ферриильменит, сохраняющиеся в виде несмешивающихся фаз /68/.

Ильменит

Ильменит пользуется широким развитием в породах верхнемеловой вулканической серии, однако распределение его крайне неравномерное и обнаруживает обратную зависимость от содержания титаномagnetита и магнетита. Подчеркнем, что в породах со значительными концентрациями ильменита, последний ассоциирует с чистым магнетитом. Максимальные концентрации ильменита (0.6-0.4%) отмечаются в плагиоклазовых андезитах субвулканических тел, заметно обедненных магнетитом. Содержания в пределах 0.5-0.3% характерны для роговообманковых липаритов, в которых количество магнетита сокращено и не превышает 0.3-0.1%. В оливинсодержащих базальтах и двупроксовых андезито-базальтах с содержаниями титаномagnetита до 1% концентрации ильменита низкие (0.03-0.01%). Минимальные содержания ильменита (0.005-0.001%) отмечаются в биотитовых липаритах и обсидианах.

Порфиновые вкрапленники ильменита, размерами 0.6–0.4 мм, имеют характерный пластинчатый облик и представлены уплощенными по пинакюиду (0001) кристаллами с хорошо развитыми гранями ромбоэдра (1011). Двойники редки. Грани кристаллов зачастую исчерболенные, шероховатые, с глубокими ямками вследствие замещения лейкоксеном. В полированных шлифах ильменит образует неправильные крупные выделения, тяготеющие к участкам скопления вкрапленников темноцветных минералов. Возможно, ильменит присутствует и в мезостазисе пород, но отличить его от титаномagnetита в тонкодисперсной массе очень трудно.

Химические анализы и нормативно-минералогический состав двух образцов вкрапленников ильменита, выделенных из плагиоклазовых андезитов и роговообманковых липаритов, приведены в табл. 22. Исследованные образцы содержат избыток TiO_2 по отношению к сумме двухвалентных окислов ($FeO + MnO$), рассчитанный как нормативный рутил. Этот избыток достигает 15.7% в ильмените из плагиоклазовых андезитов, тогда как в ильмените из роговообманковых липаритов составляет всего 0.65%. Возможно, что такие соотношения определяются составом сосуществующих вкрапленников магнетита, в которых также варьируют содержания TiO_2 . В связи с более высокими содержаниями FeO количество ильменитовой молекулы в ильмените из роговообманковых липаритов выше, чем в ильмените из плагиоклазовых андезитов. Кроме того, в ильмените из липаритов особенно велико содержание MnO , которое при расчете минералов суммируется с FeO . В обоих образцах сравнительно высоки содержания окисного железа. На тройной диаграмма (фиг. 23) фигуративные точки исследованных образцов располагаются вблизи ильменитового конца изоморфной серии $TiFeO_3$ и Fe_2O_3 . От точки чистого ильменита они смещены несколько вправо, к гематитовому углу диаграммы.

Результаты рентгеновского анализа образцов ильменита приведены в табл. 23. Условия съемки те же, что и титаномagnetитов и магнетитов. Изученные ильмениты однофазные, гематитовой фазы не устанавливается. Параметры кристаллической решетки рассчитывались в гексагональной установке осей; параметр "a" рассчитан по отражениям (300), (330), (110), параметр "c" — по (204), (116), (108). Затем для удобства пользования диаграммой эти параметры переведены в ромбоэдрическую установку. Отмечается, что в обоих образцах значения параметра "c" несколько занижены, что должно быть связано с нахождением Fe_2O_3 в качестве

Таблица 22

Химический состав вкрапленников ильменита из пород верхнемеловой серии

Образец	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	Сумма	Пересчет на 100%			минерал ^х		
						TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO+MnO	ил	гем	Ру
30	51.20	14.80	31.88	1.38	99.06	51.70	14.90	33.40	69.80	14.50	15.70
15	44.60	16.12	34.19	5.10	100.01	44.60	16.12	39.29	83.35	16.00	0.65

Обр. 30 - ильменит из плагиоклазовых андезитов; дайкообразное тело, г.Шип-тапа; обр. 15 - ильменит из роговообманковых липаритов, купол Кер-оглы.

^х Сокращения ил - ильменит; гем - гематит; Ру - рутил.

Таблица 23

Результаты рентгеновского анализа вкрапленников ильменита из пород верхнемеловой серии

Образец	Параметры решетки в гексагональной установке в (Å)		Параметры решетки в ромбоэдрической установке		Содержание TiFeO ₃ (в мол.%) по графику Т.Нагата (1965)
	a	c	a	α	
30	5.073	13.95	5.49	55°00	69.70
15	5.083	14.07	5.53	54°48	84.85

твёрдого раствора. Содержания $TiFeO_3$ в молекулярных процентах, определяемые с помощью графика Т.Нагаты /73/, по полученным величинам $d_{\gamma h}$ и $d_{\gamma h}$ близко отвечают рассчитанным по химическим анализам содержаниям ильменитового компонента.

Хромшпинель

Хромшпинель является редким для пород верхнемеловой серии аксессуарным минералом и встречается совместно с вкрапленниками оливина в долеритах верхнесантоцкого комплекса в количестве 0,6–1%. Она образует правильные октаэдрические кристаллы черного цвета с сильным металлическим блеском. Размеры выделений 0,08–0,2 мм; грани кристаллов гладкие, без следов коррозии. Нередки цепочные срастания мелких кристаллов или нарастание их на более крупные. Количественно-спектральным анализом в описываемом минерале установлены следующие элементы $Mg = 5,33\%$ ($MgO = 8,84\%$), $Al = 1,30\%$ ($Al_2O_3 = 4,91\%$), $Ti = 0,37\%$ ($TiO_2 = 0,62\%$), $V = 0,054\%$, $Mn = 0,11\%$, $Co = 0,027\%$, $Ni = 0,21\%$, $Sc = 0,024\%$. Для рентгенограммы характерны следующие интенсивности рефлексов и величины межплоскостных расстояний: 5(4,794), 6(2,925), 10(2,497), 8(2,069), 7(1,593), 9(1,646). Параметр элементарной ячейки составляет $a_0 = 8,2863 \text{ \AA}$. Полученные спектральные и рентгенометрические данные позволяют относить минерал к хромпикотиту с содержанием $Cr_2O_3 \approx 58\%$. Отметим, что по сравнению с теоретической формулой хромпикотита в изученном нами образце содержание Al_2O_3 заметно понижено, с чем следует связывать высокое значение параметра a_0 .

К в а р ц

Наряду с калиевым полевым шпатом и плагиоклазом кварц является составной частью мезостазиса липаритов и присутствует в виде неправильных зерен в наиболее раскристаллизованных участках его. В липаритах, слагающих экструзив Карачал, и в кварцевых дацитах участка Кардан кварц образует крупные изометричные вкрапленники размерами 0,1–3 мм; количественное его содержание составляет в липаритах 20–29%, в дацитах – 5–6%. Фенокристаллы кварца свежи и водянопрозрачны, имеют, как правило, оплавленный вид с заливами и включениями основной массы. В липаритах г. Карачал они постоянно раздроблены и пересечены вязкой основной массой.

Взаимоотношения кварца с плагиоклазом и биотитом, а также исключительная чистота и указанные выше морфологические особенности свидетельствуют, что фенокристаллы кварца являются наиболее ранними интрателлурическими выделениями в данных породах.

Индицирование и расчет параметров элементарной ячейки дали следующие величины в Å: $a = 4.895 \pm 0.005$ и $c = 5.390 \pm 0.005$. Эти данные, особенно для параметра "с", заметно занижены по сравнению с величинами для природных и синтетических кварцов. Установлено /79/, что при снижении температуры кристаллизации количество элементов-примесей, входящих в решетку кварца, увеличивается, и это приводит к небольшому увеличению параметров элементарной ячейки. Данные спектральных анализов вкрапленников кварца из изученных липаритов и дацитов указывают на значительную их чистоту. С этим связано пониженное значение параметра "с", близкого к параметру кварца, не содержащего примесей ("с"=5.393), что должно указывать на высокую температуру кристаллизации описанных вкрапленников.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА БАЗИСА (ОСНОВНЫХ МАСС) ВЕРХНЕМГЛОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Изучение химизма базиса эффузивных и субвулканических пород имеет большое значение для установления хода кристаллизации расплава в собственно эффузивную стадию после выделения фенокристаллов. Особенно важны соотношения химических составов валовых пород и остаточных жидкостей для установления хода кристаллизации полевых шпатов.

В базальтах и долеритах верхнеконьяк-нижнесантонского комплекса основная масса составляет примерно 50–65% объема породы и характеризуется высокой степенью кристалличности. Преобладают микродолеритовая, долеритовая и призматически-зернистая структуры; в шлаковых обломках брекчий устанавливаются гялопилитовая, реже – интерсертальная структуры, однако в них резко выражены процессы позднего ожелезнения стекла вплоть до полного замещения опавым веществом. В оливиновых долеритах верхне-сантонского комплекса (тип "А") основная масса количественно резко преобладает (92–80%) над фенокристаллами оливина и характеризуется микродолеритовой структурой с переходами к призматически-зернистой.

В гиперстеновых и двупироксеновых андезито-базальтах разно-

возрастных комплексов базис составляет примерно 70–60% объема породы. Резко преобладающими являются гиалопилитовая и интергранулярная структуры; вулканическое стекло в них свежее, нераскристаллизованное. В платиноклазовых андезитах субвулканических тел основная масса составляет примерно 70–75% объема породы и характеризуется гиалопилитовой, реже – пилотакситовой структурой. Стекло в них слабо раскристаллизовано.

Породы липаритового, липарито-дацитового и дацитового состава, слагающие верхнесантонский комплекс, по сравнению с базальтами отличаются более высокими содержаниями основной массы (80–85%). Исключением являются кварцевые липариты экструзива Карачал, в которых количество остаточной стекловатой массы сокращается до 65–70%. Породам данной группы свойственно большое разнообразие микроструктурных типов основных масс. В биотитовых и биотит-санидиновых разностях микроструктуры относятся к типу аллотриоморфно-зернистых (микроаплитовые, микрофельзитовые, фельзитовые); в роговообманковых разностях отмечаются микропикритовые, реже – гиалопилитовые микроструктуры. Флюидальным разностям свойственно чередование мелкокристаллических, раскристаллизованных полос с витрофировыми. Порфировые стекловатые породы данной группы (обсидиан-перлиты и перлиты) содержат 85–90% свежего нераскристаллизованного стекла. Оно обладает перлитовой микроотдельностью и содержит кристаллиты рудного минерала; стекло в дайке гиперстен-роговообманковых перлитов наряду с кристаллитами содержит микролиты кислого плагиоклаза.

В табл. 24 приведены величины показателей преломления вулканических стекол и соответствующие содержания SiO_2 в них, определяемые по кривой Джорджа. Там же приведены весовые проценты SiO_2 в валовых анализах пород и в стекловатом базисе. Рассмотрение этих данных показывает, что валовая кремнекислотность пород ниже кремнекислотности стекол их собственного базиса. При этом отмечается, что разница в указанных содержаниях SiO_2 наибольшая в породах с высоким содержанием порфирических вкрапленников и с более высокой степенью кристалличности базиса (в андезито-базальтах). Это обычная закономерность /80/, свидетельствующая о том, что в породах с далеко продвинувшейся интраталлурической кристаллизацией темп увеличения кислотности остаточного расплава, застывшего в виде стекловатой массы, более высокий.

Химизм. Выполнено двенадцать химических анализов мелкокристаллического и стекловатого базиса главных типов верхнемеловых вулканических пород, на основании которых можно сделать некоторые выводы о направлении изменения химизма кристаллизационного остатка (табл. 25). С этой целью построена диаграмма А.Н.Заварицкого, на которой показаны также особые точки системы альбит-анортит-диопсид и проекции эвтектической кривой на плоскостях asb и csb . Рассмотрение диаграммы (фиг. 25) выявляет следующий ряд особенностей.

В оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтах и долеритах верхнеконьяк-нижнесантонского комплекса составы базиса остаются в пределах группы базальтов и сохраняют недосыщенный SiO_2 характер. По сравнению с валовым, составы базиса несколько более лейкократовые и смещаются в сторону заметного увеличения содержания щелочных алюмосиликатов и железистости; в нормативном составе это выражается в небольшом возрастании процентов нефелина. В плоскости csb видно отчетливое сокращение количества анортитовой извести. Наибольший разрыв в составах валовых пород и основной массы отмечается для верхнесантонских оливиновых долеритов. В них состав базиса резко обедняется темнокрасными компонентами. Кроме того, в отличие от предыдущей возрастной группы базальтов, содержание полевошпатовой извести почти не изменяется и отсутствует нормативный нефелин. Таким образом, исходный валовый состав разновозрастных базальтов верхнемеловой серии, парагенезис интрателлурических фаз и последовательность их выделения определяют тот или иной ход последующей кристаллизации. Раннее выделение наряду с кристаллами оливина (Fe_{69-79}) и титаномагнетита (с 42-45% ульвошпинели) также вкрапленников битовнита и богатого кальцием авгита приводит к появлению кристаллизационного остатка, обогащенного щелочами и железом. При этом в условиях сохраняющейся недосыщенности SiO_2 плаггиоклаз основной массы характеризуется высокой основностью (50-62% An), возрастает железистость авгита, а повышения щелочности реализуется в появлении интерстициальных обособлений анальцима и палагонита. Напротив, отделение оливина (Fe_{82-83}) в качестве единственной интрателлурической фазы смещает остаточный расплав в сторону увеличения кремнекислотности, что в конечном счете приводит к кристаллизации более натрового плаггиоклаза и субкальциевого авгита.

Таблица 24

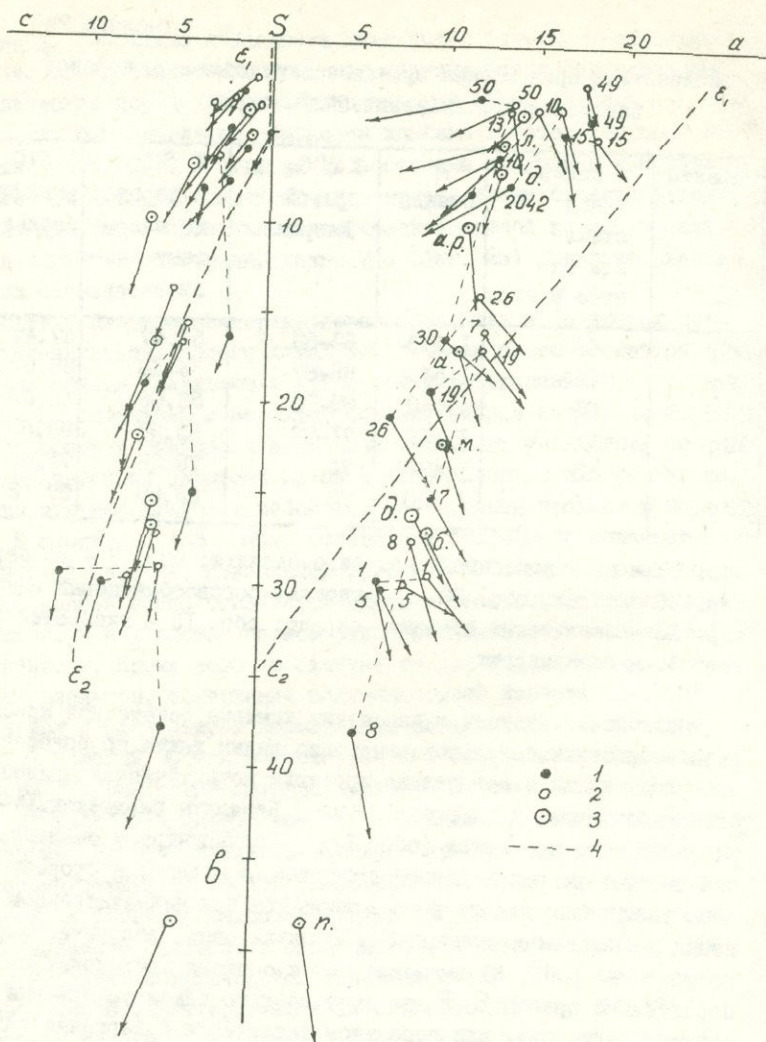
Показатели преломления вулканических стекол в породах
верхнемеловой вулканической серии

Образец	% содержания стекала или ба- зиса в пор.	N стекала	% SiO ₂ по кривой Джорджа	% SiO ₂ в породе по валовому ана- лизу	% SiO ₂ по анализу базиса
I9g	60	I.5I8	62-63	53.47	57.47
7g	66	I.5I4	66-67	54.48	59.07
26g	65	I.5I0	69-70	53.09	60.07
30g	75	I.506	7I-72	63.97	69.60
IOg	85	I.498	74	70.28	7I.60
I3g	85	I.500	72	65.89	69.42

обр. I9 - двупироксеновый андезит-базальт; обр. 7 - то же;
обр. 26 - то же; обр. 30 - плагиоклаз-роговообманковый андезит;
обр. IO - биотитовый обсидиан-перлит; обр. I3 - гиперстен-ро-
говообманковый перлит.

Различные тенденции в изменении химизма остаточной массы разновозрастных базальтов отчетливо видны также по положению связующих линий относительно проекции котактической кривой диопсид-плагиоклаз в плоскости asb . Базальты верхнеконьяк-нижнесантонского комплекса (обр. I и 5) обнаруживают смещение точек состава не вдоль данной проекции, а вправо, в сторону резкого увеличения альбитового компонента при незначительном убывании диопсидового компонента. В оливиновых долеритах верхнего сантона (обр. 8) смещение точек состава происходит близко параллельно кривой $E_2 E_1$ за счет резкого темпа уменьшения нормативного диопсида при небольшом увеличении содержания альбита в базисе.

В группе двупироксеновых и гиперстеновых андезит-базальтов отмечаются существенные изменения состава основной массы, которая отвечает уже андезитам. Эти изменения состоят в резком увеличении лейкократовости, возрастании содержания щелочных алюмосиликатов и железистости, сокращении анортитовой извести. Фигуративные точки пар валовая порода-базис в данной группе



Фиг. 25. Диаграмма А.Н.Заварицкого для валовых составов и базиса групп пород верхнемеловой серии. I. Валовые составы; 2. Базис; 3. Связующие линии. п - пикрит; б - базальт; м - мелафир; а - андезит; а.р. - андезит роговообманковый; л - липариты.

Химический состав и петрохимические характеристики основных масс (базиса) верхнемеловых вулканических пород Северной Армении

Оксиды	5	I	8	I9	7	26	30	I3	50	I5	49	IO	2042
SiO ₂	46.28	47.13	51.33	57.47	59.07	60.07	69.60	69.42	69.46	70.62	71.24	71.60	71.87
TiO ₂	0.78	0.69	0.45	0.93	0.93	0.49	0.33	0.38	0.15	0.44	0.08	0.08	0.05
Al ₂ O ₃	16.42	15.96	15.09	15.69	15.74	16.18	15.79	14.78	14.78	14.57	15.33	12.42	13.25
Fe ₂ O ₃	4.42	4.42	0.65	3.05	2.26	3.71	2.57	2.09	1.20	2.64	1.68	1.92	1.90
FeO	10.24	8.00	6.08	5.07	4.63	3.76	0.28	0.28	1.50	-	-	-	-
CaO	10.32	10.96	9.30	7.07	6.89	7.28	2.59	2.91	1.82	0.99	1.27	1.27	1.30
MgO	5.50	5.64	9.16	3.01	3.29	2.40	1.22	0.74	0.37	0.70	0.34	0.71	0.70
MnO	0.60	0.25	0.27	0.14	0.12	-	0.08	0.13	-	0.07	0.04	0.08	0.10
Na ₂ O	2.90	3.98	2.94	3.88	4.00	3.88	3.63	4.88	3.20	5.50	3.75	3.88	3.99
K ₂ O	0.80	0.80	1.15	2.25	2.20	2.13	3.25	1.63	4.10	4.55	6.50	4.25	4.80
H ₂ O ⁻	0.16	-	1.46	0.34	0.59	0.24	0.17	0.92	1.20	0.14	0.66	0.22	0.20
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	1.27	-	-	2.22	-	-	0.52	4.40	1.40
П.п.п.	1.00	-	1.85	1.68	1.27	0.59	1.32	2.22	2.56	0.60	0	-	0.15
P ₂ O ₅	-	2.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.10
Сумма	99.42	99.90	99.73	100.58	100.99	100.73	100.83	99.79	99.34	100.82	100.82	100.83	99.81

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

a	7.9	10.2	8.2	11.8	12.0	11.6	12.4	13.2	13.4	18.0	17.3	14.6	16.0
c	7.4	5.7	6.0	4.7	4.5	5.2	3.1	3.4	2.3	0.3	1.3	0.9	0.9
b	29.7	29.2	27.4	16.8	15.8	13.8	6.4	3.5	3.2	5.0	2.2	3.5	3.4
s	55.0	54.9	58.4	66.7	67.7	69.4	78.4	79.9	81.1	76.7	79.2	81.0	79.7
f'	49.0	40.4	24.1	45.5	40.2	43.2	38.9	58.8	46.6	61.0	66.7	49.0	49.0
m'	18.7	26.5	56.6	30.3	35.1	29.7	29.5	35.3	17.8	22.1	24.2	33.3	33.3
c'	32.3	33.1	19.8	24.2	24.7	27.1	-	5.9	-	16.9	9.1	17.7	17.7
a'	-	-	-	-	-	-	31.6	-	35.6	-	-	-	-
n	84.0	87.9	78.4	72.1	73.7	73.9	64.2	82.2	54.2	64.5	46.9	57.3	56.0
t	1.3	1.1	0.7	1.2	1.2	0.4	0.3	0.3	0.2	0.4	0.1	0.1	0.1
y	13.3	13.2	2.0	15.6	12.1	17.1	33.7	50.9	31.1	59.7	66.7	47.0	47.0
Q	-13.1	-16.3	-11.6	+5.1	+6.9	+10.4	+28.3	+30.0	+33.1	+17.1	+22.5	+31.9	+26.5
a/c	1.1	1.8	1.4	2.5	2.7	2.2	4.0	3.9	5.8	60	13.3	16.2	17.8

Нормативный состав по CJRW

ap	-	5.05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
il	1.52	1.37	0.91	1.82	1.67	0.91	0.61	0.61	0.46	0.76	0.15	0.15	0.15
mgt	6.48	6.48	0.93	4.40	3.24	3.94	0.23	0.46	1.39	-	-	-	-
hem	-	-	-	-	-	-	2.40	1.76	0.32	3.67	1.76	1.92	1.92
or	5.00	5.00	7.24	13.36	13.80	12.84	19.48	9.46	24.49	27.27	38.40	25.60	28.38
ab	22.02	30.41	24.64	32.51	34.08	32.51	30.93	41.42	27.26	46.66	31.98	32.51	34.08
an	29.21	23.09	24.48	18.91	18.36	20.86	12.79	13.07	9.18	1.39	5.56	3.89	3.89
mo	9.18	7.20	9.06	6.85	6.62	6.27	-	0.58	-	1.51	0.35	1.05	1.05
di	4.02	3.71	5.52	3.61	3.92	3.71	-	0.50	-	1.31	0.30	0.90	0.90
fs	5.14	3.30	3.03	3.03	2.37	2.24	-	-	-	-	-	-	-
en	-	-	6.73	3.81	4.22	2.21	2.81	1.31	0.80	0.40	0.50	0.80	0.80
hy	-	-	3.69	2.51	2.90	3.83	-	-	-	-	-	-	-
fo	6.75	7.20	6.61	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fa	7.54	5.35	4.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ne	1.42	1.99	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
q	-	-	-	7.81	8.71	11.23	28.53	27.64	30.39	18.44	21.32	29.43	26.79
cor	-	-	-	-	-	-	1.53	-	1.73	-	-	-	-
Сумма	98.28	100.15	96.92	98.62	98.89	99.85	99.31	96.81	96.02	100.65	100.32	96.25	98.30

Соотношение компонентов в пересчете на 100%

	5	I	8	I9g	7	26g	30g	I3	50g	I5	49g	IO	2042
An/An+Ab	57.0	43.2	49.9	36.9	35.1	39.1	29.2	24.0	25.2	2.9	14.8	10.7	10.2
≥Fe/≥Fe+Mg ^{x)}	0.57	0.51	0.29	0.55	0.48	0.54	0.43	0.51	0.62	0.59	0.60	0.43	0.43
An	52.0	39.5	43.4	29.2	28.1	31.8	20.2	20.5	15.1	1.8	7.3	6.3	5.9
Ab	39.1	52.0	43.8	50.2	52.3	49.5	49.0	64.7	44.7	61.9	42.1	52.4	51.4
Or	8.9	8.5	12.8	20.6	19.6	18.7	30.8	14.8	40.2	36.3	50.6	41.3	42.7
q	-	-	-	14.5	15.7	21.0	36.1	35.2	37.0	20.0	23.2	33.6	29.8
ab	-	-	-	60.6	61.3	58.9	39.2	52.7	33.2	50.4	34.8	37.2	38.3
or	-	-	-	24.9	23.0	20.1	24.7	12.1	29.8	29.6	42.0	29.2	31.9
Ab	31.6	44.9	36.9	50.0	52.1	49.5	-	74.6	-	91.7	83.7	84.9	85.3
An	42.0	34.1	36.7	29.2	28.1	31.8	-	23.5	-	2.7	14.7	10.9	9.8
Di	26.4	21.0	26.4	20.8	19.8	18.7	-	1.9	-	5.6	1.7	5.1	4.9
Di	33.8	31.8	36.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fo	12.4	16.2	13.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
An	53.8	52.0	50.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

x) Отношение рассчитывалось по сумме молекулярных количеств (FeO+Fe₂O₃+MnO)/(≥Fe) и MgO.

Примечание: обр. 5 - базис оливин-плагиоклаз-пироксенового долерита, поток, с.Хаштарак; обр. I - базис оливин-плагиоклаз-пироксенового базальта, дайкообразное тело, с.Хаштарак; обр. 8 - базис оливинового долерита "А", пластовая залежь, с.Саригух; обр. I9 - базис дву-пироксенового андезито-базальта - поток, с.Саригух; обр. 7 - то же; обр.26 - базис гипертенового андезито-базальта, субвулканическое тело, с.Кохб; обр. 30 - базис плагиоклаз-роговообманкового андезита, дайкообразный массив, г.Шор-Ахбюр; обр. I3 - базис гипертено-роговообманкового перлита, купол Кер-оглы, дайка; обр. 50 - базис кварцевого липарита, экструзив, г.Карачал; обр. I5 - базис рого-вообманкового липарита, купол Кер-оглы; 49 - базис биотит-санидинового липарито-трахита, купол Кзылкая; обр. IO - базис биотитового обсидиан-перлита, поток, г.Мровул; обр. 2042 - базис биотитового липарита, поток, г.Мровул.

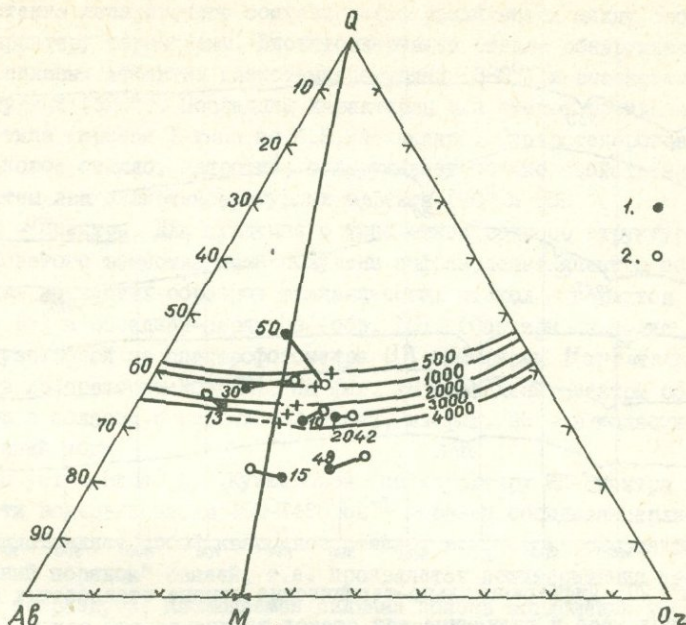
пород близко примыкают к котектической кривой и смещение составов кристаллизационного остатка происходит строго вдоль этой кривой.

В плагиоклаз-роговообманковых андезитах основная масса по химизму близко соответствует дацитам. По сравнению с валовым составом в основной массе отмечается резкое увеличение лейкократовости, возрастание роли щелочных алюмосиликатов (за счет K_2O) и проявляется пересыщенность глиноземом (параметр a' и появление корунда в нормативном составе).

Группа кислых пород характеризуется заметными различиями в составе валовых пород и соответствующих основных масс. При равных значениях параметра "в" базис роговообманковых и биотитовых липаритов обнаруживает более высокое содержание щелочных алюмосиликатов, в первом случае за счет возрастания роли Na_2O , во втором — K_2O . В кварцевых липаритах в сторону основной массы увеличивается коэффициент железистости. В стекловатых разновидностях пород разрыв в составах пар валовая порода — основная масса наибольший. В остаточной массе их отчетливо уменьшается параметр "в", возрастают железистость и количество свободной извести (параметр $c_{I''}$). Нормативные составы валовых пород и базиса группы кислых вулканитов, включая и плагиоклаз-роговообманковые андезиты, рассмотрены, кроме того, в координатах системы кварц-альбит-ортоклаз — (H_2O), детально изученной Н. Боуэном и соавтором /81/. Поскольку на диаграмме Заварицкого эта система проектируется в виде налегающих друг на друга отрезков вдоль линии Sa , мы воспроизвели ее отдельно на фиг. 26, где показаны также котектические линии кремнезем — полевой шпат при различных давлениях водяного пара. На диаграмму нанесены весовые количества нормативных альбита, ортоклаза и кварца в рассматриваемых породах, где они составляют 80% или более от общей нормы; точки сопряженных составов пар валовая порода — основная масса соединены между собой. На диаграмме видно, что фигуративные точки различных петрографических типов пород располагаются в различных полях первичной кристаллизации. Изменение состава базиса от начальных точек происходит различными путями, но во всех случаях оно направлено в сторону котектических линий. Точка валового состава кварцевых липаритов находится в поле первичной кристаллизации кварца, в соответствии с чем вкрапленники кварца в этих породах рассматриваются как самая ранняя кристаллическая фаза, избыточная против эвтектики.

Остаток отчетливо смещен в направлении ортоклазового угла диаграммы к котектической линии с минимальным давлением водяного пара. Содержание нормативного анортита в остаточной массе кварцевых липаритов составляет примерно 9%, отношение Ab/An невелико (3,0) и это позволяет рассматривать возникший эвтектический расплав как имеющий аллитовый характер, т.е. обогащенный кварцевым и ортоклазовым компонентом. Начальные точки составов биотит-санидиновых липарито-трахитов и роговообманковых липаритов расположены в поле кали-натриевых полевых шпатов, несколько правее линии, соединяющей вершину SiO_2 с точкой минимума (М) полевых шпатов^{х)} и разграничивающей поля плагиоклаза и ортоклаза. Соответственно первой кристаллической фазой в этих породах является кислый плагиоклаз (25-35% An), содержащий в твердом растворе до 2.5-5% Or . Состав остаточной массы в биотит-санидиновых липарито-трахитах смещается к стороне кварц-ортоклаз, что объясняет выделение на поздних этапах кристаллизации вкрапленников санидина с содержанием 38% альбитового компонента. Сходная тенденция в изменении состава основной массы видна по расположению связующих линий для биотитовых липаритов и обсидиан-перлитов, точки которых находятся на котектических кривых с высоким давлением H_2O , вблизи минимумов плавления. В основных массах биотитсодержащих разностей процент нормативного анортита сокращен (4-5.5%) и по Ab/An отношению (6.0-8.0) кристаллизационный остаток приближается к гранитной эвтектике. В связи с этим еще раз подчеркнем существенно кварц-калиполевошпатовый характер базиса биотитовых липаритов и развитие микроаплитовых, аллотриоморфнозернистых микроструктур. В роговообманковых липаритах состав остаточной массы смещается, напротив, в сторону увеличения альбитового и кварцевого компонентов и резкого возрастания Ab/An отношения. Этим объясняется кристаллизация на эффузивном этапе микролитов альбита и преимущественное развитие микропоякилитовых структур. Точки сопряженных составов в гиперстен-роговообманковых перлитах

х) По А.Н.Заваришкому и В.С.Соболеву точка минимума на прямой альбит-ортоклаз отвечает 65% Ab и 35% Or .

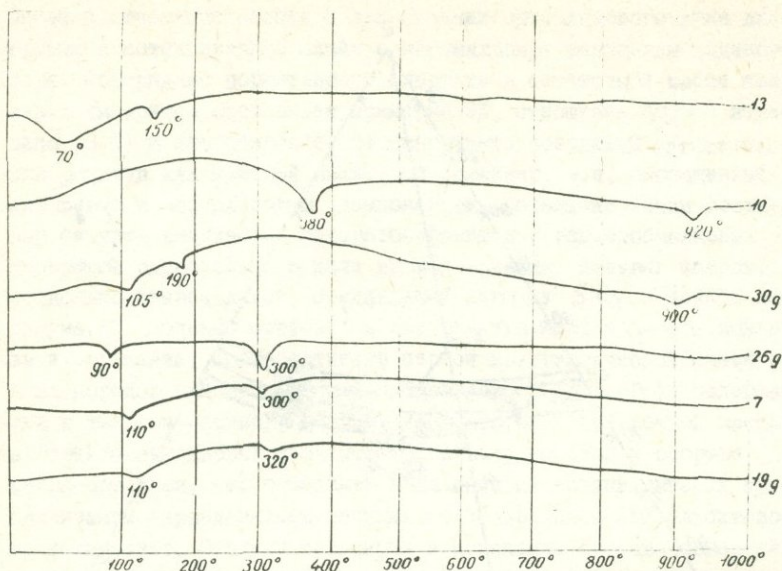


Фиг. 26. Нормативные составы андезитов и кислых эффузивов верхнемеловой серии на диаграмме состояния системы альбит-ортоклаз-кварц-вода. Нанесены контактические линии при различных P_{H_2O} . (Условные знаки см. выше).

отчетливо располагаются влево от линии SiO_2 -M. В этих разностях смещение составов базиса, как и в роговообманковых липаритах, направлено к Ab-Q стороне диаграммы; отношения Ab/An невелико (3.0).

Таким образом, липариты и стекловатые кислые породы верхнемеловой серии, пространственно разобщенные и связанные с деятельностью отдельных вулканических центров, не только соответствуют различным петрографическим типам, но и различаются по тенденции изменения состава кристаллизационного остатка после выделения интрателурических фаз.

Термический анализ. Приведенные на фиг. 27 термограммы образцов существенно стекловатых основных масс двуштоксеновых андезитов-базальтов, плагиоклаз-роговообманковых андезитов и вулканических стекол липаритового состава позволяют судить



Фиг. 27. Дифференциально-термические кривые стекловатых основных масс и вулканических стекол верхнемеловой серии /записаны И.Х. Петросовым/; обр. 19, 7, 26 - гиалопилитовые основные массы андезито-базальтов; обр. 30д - стекловатая основная масса андезитов; обр. 10 - биотит-плагиоклазовый обсидиан-перлит; обр. 13 - гиперстен-роговообманковый перлит.

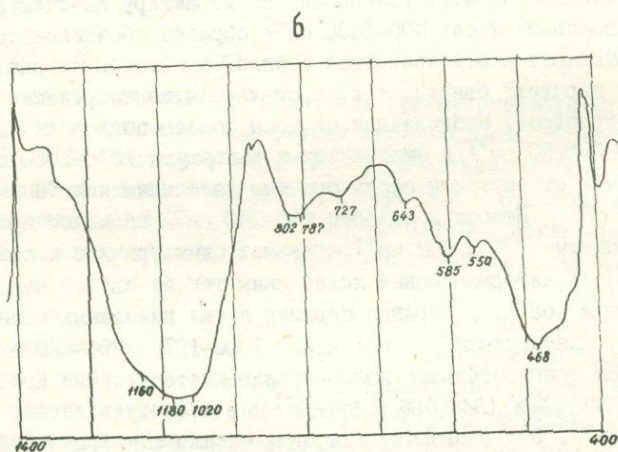
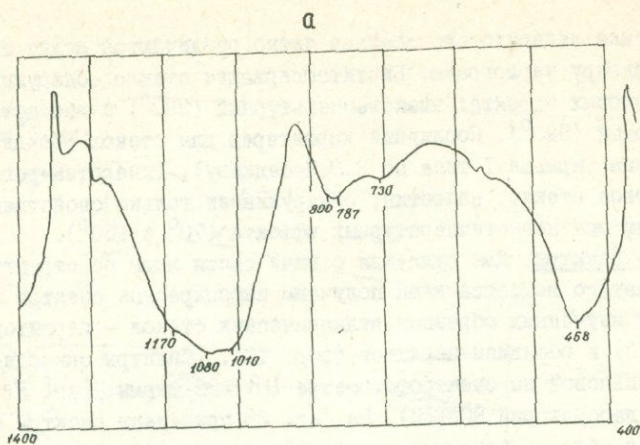
о характерных тепловых эффектах, проявляющихся на различных температурных интервалах. Рассмотрение термограмм показывает, что стекло в гиалопилитовых основных массах двупироксеновых андезито-базальтов (обр. 19g, 7g, 26g) характеризуется двумя четко выраженными эндотермическими реакциями при низких температурах ($100-110^{\circ}$) и ($300-320^{\circ}$). Этот тип термограмм, указывающий на выделение низкотемпературной воды в два последовательных этапа, свойственен перлитовым стеклам /83/. Стекло в основной массе плагиоклаз-роговообманковых андезитов (обр. 30) обнаруживает две эндотермические реакции на более низком температурном интервале (105° и 190°), а также слабо выраженную высокотемпературную реакцию (880°). Это позволяет коррелировать данную термограмму с кривыми II типа по В.В. Наседкину, характерными как для перлитов, так и обсидианов. Вулканичес-

кие стекла липаритового состава четко различаются между собой по характеру термограмм. Бютитисодержащее стекло обнаруживает два тепловых эффекта: низкотемпературный (380°) и высокотемпературный (920°). Последний характерен для стекол обсидианового типа (кривая I типа по В.В.Наседкину). Гиперстен-рогово-обманковое стекло, напротив, обнаруживает только свойственные перлитам два низкотемпературных эффекта (70° и 150°).

ИК — спектры. Для суждения о типе связи воды со структурой стекловатого вещества нами получены инфракрасные спектры поглощения изученных образцов вулканических стекол — перлитов (обр. I3) и обсидиан-перлитов (обр. I0). (Спектры снимались Л.Г.Кузнецовой на спектрофотометре UR -20 фирмы Carl Zeiss, ГДР, в лаборатории ВСЕГЕИ). На фиг. 28 приведены спектры образцов в области основных колебаний, на фиг. 29 — в области колебаний воды.

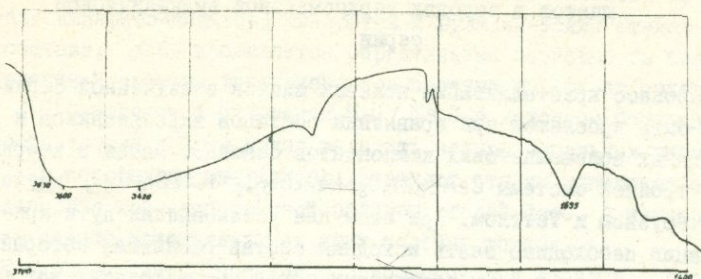
Как установлено Л.Г.Кузнецовой, по характеру ИК-спектра в области волновых чисел $400-1480\text{ см}^{-1}$ образец обсидиан-перлита представляет собой кварцевое стекло, в котором сохраняется "ближний порядок" связей, т.е. проявляется полимеризация кварцевых тетраэдров. Наблюдаемая сильная полоса поглощения в области $1000-1200\text{ см}^{-1}$ с фиксируемыми максимумами $1010-1080\text{ см}^{-1}$ и 1170 см^{-1} относится к ассиметричным валентным колебаниям связи $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$. Полоса в области $800-750\text{ см}^{-1}$ со слабо выраженными максимумами 787 и 802 см^{-1} отражает симметричные колебания $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$. К деформационным колебаниям тех же связей относится максимум 468 см^{-1} . В образце перлита кроме названных полос поглощения, фиксируемых на интервалах $1000-1210$, $700-800$ и 468 см^{-1} , отмечаются дополнительные полосы-полевошпатовые. Они проявлены тремя максимумами ($643, 585$ и 550 см^{-1}) в области волновых чисел $550-650\text{ см}^{-1}$. Это позволяет относить стекло к кварц-полевошпатовому типу, т.е. считать, что наряду с кварцевыми тетраэдрами в нем начинают полимеризовываться также алюмокремниевые тетраэдры.

На фиг. 32 в обоих исследованных образцах в области колебаний ($400-3700\text{ см}^{-1}$) наблюдаются две одинаковые полосы. Первая — узкая полоса с четко выраженным максимумом $1630-1640\text{ см}^{-1}$; вторая — широкая полоса с размытым максимумом $3400-3600\text{ см}^{-1}$ и еле проявленным максимумом в области $3200-3300\text{ см}^{-1}$. На этом основании присутствие молекулярной воды в обоих образцах является бесспорным. Максимумы высокочастотного крыла полосы

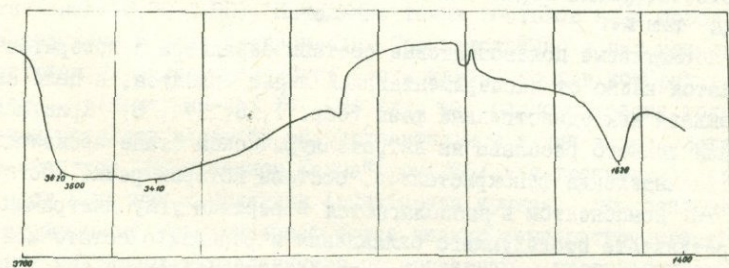


Фиг. 28. ИК - спектры поглощения вулканических стекол в области основных колебаний: а - обсидиан-перлит (обр. 10); б - перлит (обр. 13).

а



б



Фиг. 29. ИК - спектры поглощения вулканических стекол в области колебаний молекул воды:
а - обсидиан-перлит (обр. 10); б - перлит (обр. 13).

3400-3600 ($3620-3625 \text{ см}^{-1}$) можно относить уже к валентным колебаниям гидроксильных групп OH^- . Отчетливо проявленные полосы с максимумом 727 см^{-1} (обр. 13) и 730 (обр. 10) по-видимому характеризуют деформационные колебания OH^- , хотя однозначно приписать эти полосы к колебаниям OH^- в группе воды или к свободному гидроксилу затруднительно.

Полученные спектры, таким образом, дают основание считать, что изученные стекла относятся к типу, содержащему H_2O , и OH^- .

Особенности кристаллизации полевых
шпатов в породах верхнемеловой вулканической
серии

Процесс кристаллизации полевых шпатов в изученной серии может быть прослежен при сравнении составов вкрапленников и нормативных полевошпатовых компонентов основной массы в координатах тройной системы $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 , изученной Боуэном и Таттлом. При этом для установления пути кристаллизации необходимо знать исходный состав расплава, который в случае изученных нами порфировых пород соответствует валовому нормативному составу тройных полевых шпатов. Последние нанесены на тройную диаграмму (фиг. 30); составы вкрапленников и соответствующие нормативные компоненты основных масс представлены там же.

Нормативные полевошпатовые составы базальтов и долеритов ложатся влево от экспериментальной линии солидуса, в поле плагиоклаза как единственной фазы (обр. I, 5, 374, 8). Кристаллизация данного расплава на интрателлурическом этапе происходит путем выделения фенокристаллов, составы которых резко обогащены Ап компонентом и располагаются в верхнем углу диаграммы. В результате последующего охлаждения и реакции с остаточной жидкостью составы плагиоклазов постепенно смещаются параллельно линии солидуса в сторону увеличения альбитовой составляющей, оставаясь в пределах того же плагиоклазового поля.

Валовые нормативные составы полевых шпатов в двупироксеновых андезито-базальтах (обр. 7, I9, 26) и плагиоклаз-роговообманковых андезитах (обр. 30) также располагаются в поле одного плагиоклаза и строго ложатся на линию солидуса. Это свидетельствует о близком соответствии между температурами кристаллизации этих пород и экспериментальными данными. Ранняя кристаллизация вкрапленников плагиоклаза, также значительно обогащенных Ап по сравнению с валовым составом, смещает состав остаточной жидкости в сторону поля двух полевых шпатов. Однако состав ее не достигает точки K_s , т.е. остается в пределах составов, равновесных с плагиоклазом. Линии, связывающие составы фенокристаллов и основных масс, отчетливо пересекают линию солидуса, что позволяет сделать вывод о неравновесных условиях кристаллизации, в результате чего реакция между выделившимися фенокристаллами и остаточной жидкостью не успевает дойти до конца.

Рассмотрим далее соотношения полевошпатовых компонентов в группе липарито-дацитов, липаритов и вулканических стекол того же состава. Здесь проявляется определенная зависимость порядка отделения и состава фенокристаллов полевых шпатов от содержания SiO_2 , извести и отношения $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ в исходном расплаве. В соответствии с этим можно выделить четыре начальных типа пород, из которых первые три представляют стадию кристаллизации плагиоклаза как единственной полевошпатовой фазы, а четвертый тип — стадию кристаллизации двух полевых шпатов.

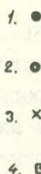
К первому типу относятся роговообманковые липариты, липарито-дациты и гиперстен-роговообманковые перлиты, характеризующиеся содержанием SiO_2 в пределах 65–72%, высоким процентом нормативного анортита (12–15%) и низким значением $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ отношения (0.30–0.50). Начальные точки составов этих пород расположены в поле плагиоклаза. Соответственно в них кристаллизуются вкрапленники одного плагиоклаза, состав которых варьирует в пределах 28–40% An . На фиг. 30 видно смещение точек фенокристаллов влево от экспериментальной линии и расположение на солидусе, построенном Кармайклом /65/ для третичных кислых стекол Британии и Ирландии (пунктирная кривая). Это отклонение к альбитовому углу означает более низкую температуру кристаллизации изученных вкрапленников по сравнению с вкрапленниками из трахитов по Боуэну и Таттлу. В рассматриваемых перлитах резко выражены следы неравновесной кристаллизации — проявление в связи с переохлаждением осцилляторной зональности с промежуточной зоной, отвечающей 55–56% An , и расположение фигуративной точки стекловатого базиса в пределах того же плагиоклазового поля, указывающее на несоответствие состава охлажденной жидкости составу ранних фенокристаллов. В липаритах же устанавливаются близкие к равновесным условиям взаимодействия между вкрапленниками и остаточной массой, вследствие чего состав вкрапленников оказывается несколько более кислым по сравнению с перлитами и фигуративная точка базиса, достигая линии K_2F , располагается близко к точке минимума в ряду альбит-ортоклаз.

Ко второму типу относятся кварцевые липариты, характеризующиеся содержанием SiO_2 в пределах 75–77%, нормативного анортита — 6–7% и отношением $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} = 0.32–0.55$. Начальная точка данных пород расположена на линии солидуса и совпадает с точкой K_5 . При охлаждении этих необычно богатых кремнекислотой пород первой кристаллической фазой является кварц, позднее про-

исходит кристаллизация вкрапленников кислого плагиоклаза (25% An) в соответствии с исходным низким содержанием An . Далее состав остаточной жидкости отчетливо смещается вдоль солидуса к границе двух полевых шпатов, не достигая, однако, области устойчивости калиевого полевого шпата.

Третий тип представлен биотитовыми липаритами и обсидианами с содержанием 69–71% SiO_2 , нормативного анортита – 8–12% и более высоким отношением $K_2O/Na_2O = 0.60–0.70$. Валовые составы этих пород располагаются на линии солидуса вблизи точки K_S . Высокое содержание извести в данных составах определяет раннюю кристаллизацию вкрапленников плагиоклаза (№34–36), выделение которых смещает состав остаточной жидкости в сторону кривой совместной кристаллизации двух полевых шпатов $K_L D$.

Четвертый, сравнительно редкий тип, отвечает биотит-санидинным липарито-трахитам, содержащим 67–69% SiO_2 , 4–5% нормативного анортита и имеющим наиболее высокое K_2O/Na_2O отношение, равное 0.80–0.95. Начальная точка их состава расположена на линии $K_L D$ внутри треугольника фаз, вершины которого соответствуют фигуративным точкам вкрапленников плагиоклаза, санидина и основной массы. Значительные содержания извести в исходном расплаве и параллельная кристаллизация биотита, связывающего часть K_2O обуславливают кристаллизацию плагиоклаза (32–38% An) как первой полевошпатовой фазы. В последующем происходит заметное смещение остаточной жидкости в поле калиевого полевого шпата. В результате на более поздних этапах интрателлурической кристаллизации начинается выделение самостоятельных фенокристаллов санидина с 38% альбитового компонента. Одновременно вкрапленники плагиоклаза резорбируются и обрастают каемкой калиевого полевого шпата. Наклон той стороны треугольника фаз, которая связывает составы совместно находящихся вкрапленников плагиоклаза и санидина, отвечает конноде для фаз, кристаллизующихся в экспериментальных условиях при $720^\circ/84/$. Судя по неомогенному характеру вкрапленников санидина, в дальнейшем, ниже температуры солидуса, происходил распад твердого раствора, несмотря на то, что вмещающие породы испытывали быстрое охлаждение в эффузивных или приповерхностных условиях. Свидетельством последнего является тот факт, что калиевая фаза сохранила малый угол оптических осей и неупорядоченную структуру. Подобному распаду способствует, как указывают А.Н. Заварицкий и В.С.Соболев, повышенное содержание альбитового компонента в исходном кали-натриевом твердом растворе.



Фиг. 30. Нормативные составы полевых шпатов валовых пород верхнемеловой серии на диаграмме $Ab-An-Or$ (по Боуэну и Таттлу). Составы вкрапленников плагиоклазов из пород верхнемеловой серии, соединенные связующими линиями с нормативными полевошпатовыми составами базиса: 1) составы вкрапленников плагиоклаза по хим.анализам (табл. 17); 2) нормативные составы базиса (табл. 25); 3) составы плагиоклазов по оптическим замерам; состав вкрапленников санидина (табл. 19). Линия $L K_s P$ — граница непрерывной серии тройных твердых растворов; линия — KLD котектика двух полевых шпатов; пунктирная линия — солидус для третичных кислых стекол Британии и Исландии (по Кармайклу).

Таким образом, в группе липарито-дацитов и липаритов первой полевошпатовой фазой постоянно является плагиоклаз (An_{25-40}), в редких случаях проявляется более поздняя кристаллизация санидина (Or_{56}). Это находится в закономерной зависимости от того, что общий исходный состав данных пород проектируется в плагиоклазовом поле тройной системы и лишь анализы основной массы достигают котектической линии. Биотит-санидиновые липарито-трахиты, исходный состав которых лежит на котектической линии, представляют собой пример далеко зашедшего фракциониро-

вания со смещением состава остаточной жидкости в поле кристаллизации калиевого полевого шпата.

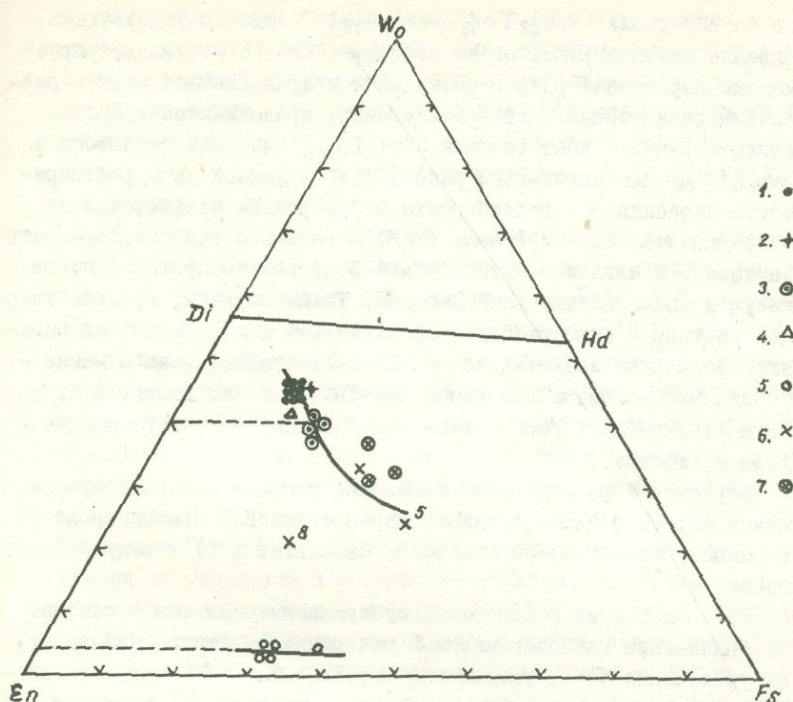
Особенности кристаллизации пироксенов в породах верхнемеловой вулканической серии

Приведенный материал по химизму вкрапленников ромбических и моноклиновых пироксенов в различных по содержанию кремнекислоты породах изученной серии позволяет проследить основные тенденции их составов в процессе ее формирования. Предварительно подчеркнем следующие главные петрографические соотношения: в базальтах и долеритах богатый Са авгит постоянно ассоциирует с оливином; в андезито-базальтах место оливина в парагенезисе с Са - авгитом занимает гиперстен. В основной массе тех и других пород происходит замена двух темноцветных минералов на один клинопироксен. В пироксен-роговообманковых андезитах и кварц-биотитовых дацитах вкрапленники авгита ассоциируют с роговой обманкой и биотитом, в основной же массе этих пород клинопироксен отсутствует.

Составы вкрапленников изученных пироксенов, в том числе один анализ вкрапленников II генерации в базальтах, рассматриваются ниже в системе $En-Di-Hd-Fs$ (фиг. 31). По данным химических анализов основных масс наносились также составы нормативных клинопироксенов^x в них.

Анализ диаграммы показывает, что линии эволюции составов вкрапленников авгита от базальтов (и долеритов) к андезито-базальтам и дацитам направлены от линии $Di-Hd$ круто вниз и вправо, т.е. в сторону увеличения железистости, уменьшения кальциевости при почти постоянной магнизиальности. Одновременно составы гиперстенов варьируют в сторону возрастания железистости в направлении от андезито-базальтов к перлитам. Далее, к пироксенам основной массы, судя по расположению точек ее нормативных составов в поле железистых или субкальциевых авгитов, происходит резкое возрастание железистости, убывание кальцие-

^x Составы получались путем пересчета молекулярных количеств CaO, MgO, FeO на метасиликаты после вычитания молекулярных количеств CaO и FeO , необходимых для расчета нормативных Ap и Mgt . Сумма Wo, En, Fs приводилась затем к 100%.



Фиг. 31. Линии эволюции составов пироксенов верхнемеловой серии на тройной диаграмме $En - Fs - Wo$.

1. Авгиты I генерации из оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов и долеритов; 2. Авгит II генерации из тех же пород; 3. Авгиты из андезито-базальтов; 4. Авгит из кварц-биотитовых дацитов; 5. Гиперстены из андезито-базальтов и перлитов; 6. Нормативные составы клинопироксенов в основной массе базальтов и долеритов; 7. Нормативные составы клинопироксенов в андезито-базальтах.

вости и менее резкое — магнезиальности.

В целом сосуществование бедного Ca ромбического пироксена и богатого кальцием клинопироксена в изученных андезито-базальтах может быть объяснено с помощью экспериментальной фазовой диаграммы $MgSiO_3 - CaMgSi_2O_6$ Ф.Бойда /85/, на которой даже при высоких температурах существует предел твердых растворов и куполообразная кривая сольвуса пересекается с кривой солиду-

са на интервале $Wo_{32}En_{68}-Wo_{12}En_{88}$. Тренды сосуществующих вкрапленников пироксенов на диаграмме $En-Fs-Wo$ иллюстрирует хорошо выраженный разрыв смесимости и принадлежность их к различным реакционным рядам. Эти тренды, продолженные назад до стороны $En-Di$ дают составы Wo_5En_{95} для гиперстенового и $Wo_{40}En_{60}$ для авгитового рядов, т.е. в данной паре растворимость диопсида — геденбергита в гиперстене меньше, чем на экспериментальной диаграмме $En-Di$. Вместе с тем растворимость энстатита в авгите заметно больше и несколько превосходит таковую в экспериментальной системе. Таким образом, пределы твердых растворов пироксеновых вкрапленников в верхнемеловых андезито-базальтах значительно более узкие сравнительно с магнетитовыми составами диаграммы $En-Di$, что по данным Д.Х.Грина и А.Е.Рингвуда /86/ объясняется повышением содержания железа в системе.

Вернемся к рассмотрению изменений состава авгитов, проследившая их: 1) в направлении от вкрапленников I генерации ко II в оливин-плагноклаз-пироксеновых базальтах и 2) в ряду базальт-дацит.

1) В базальтах и долеритах субвулканических тел в составе вкрапленников клинопироксена II генерации отчетливо наблюдается увеличение Fs , уменьшение Wo , En и $Al^{IV}+Al^{VI}$. Подобная схема изменения составов клинопироксенов соответствует тренду равновесной кристаллизации /87, 28, 88, 89/. В рассматриваемом нами случае он проявляется в условиях сравнительно медленного охлаждения в мощных субвулканических телах. В этой связи важно отметить, что по литературным данным в щелочных оливиновых базальтах /89, 90/ клинопироксены от вкрапленников к основной массе (или от ядра к периферии в крупных зональных кристаллах) варьируют в сторону увеличения Fe , а также Al и Ti , в отличие, например, от пироксенов толейитовых базальтов, в которых Al и Ti убывают в том же направлении. По Шереру объясняется это тем, что в щелочных базальтах плагноклаз выделяется после клинопироксена. Однако тренды пироксенов оказываются значительно более сложными и определяются временем кристаллизации не только плагноклаза, но и магнетита /89/. К этому необходимо добавить, что в самой группе щелочных оливиновых базальтов в зависимости от значения R_{H_2O} и смещения точки эвтектики последовательность кристаллизации плагноклаза и клинопироксена также может изменяться. Отмеченное в верхнемеловых базальтах и до-

леритах изменение состава авгитов от ранней генерации вкрапленников к поздней определяется, таким образом, как длительной кристаллизацией плагиоклаза, так и длительным процессом выделения магнетита, при этом уменьшение Al связано с дальнейшим убыванием активности SiO_2 в основной массе, что фиксируется появлением на смену плагиоклазу анальцита (и палагонита) в кристаллизационном остатке.

2) В ряду базальт-андезит-базальт-андезит-дацит главная тенденция изменения состава вкрапленников клинопироксена состоит в последовательном увеличении SiO_2 , Fe^{+2} , Al^{VI} и убывании Ca при несколько незакономерных вариациях Mg^{+2} . Эта тенденция находится в закономерной связи с составом вмещающих пород и частично была рассмотрена выше. Здесь необходимо еще раз подчеркнуть, что рост кремнекислотности (и щелочности) от оливиновых базальтов к андезито-базальтам и андезитам приводит к согласованному увеличению степени насыщенности клинопироксенов SiO_2 , возрастанию Al^{VI} и соответствующему сокращению Al^{IV} и Ca . Количество Mg^{+2} в клинопироксенах отчетливо убывает при переходе от базальтов к андезито-базальтам, что непосредственно определяется изменением содержания MgO в этих породах. Одновременно клинопироксены из пироксен-роговообманковых андезитов и кварц-биотитовых дацитов вместо ожидаемого высокого темпа накопления Fe (в связи с ростом кремнекислотности и щелочности вмещающих пород) обнаруживают исключительно высокую магнезиальность. Эти соотношения будут рассмотрены в следующей главе и поэтому здесь отметим только, что они объясняются высокой железистостью ассоциирующих с ними вкрапленников водосодержащих минералов — амфибола и биотита.

Таким образом, химизм клинопироксенов верхнемеловой вулканической серии, кристаллизующихся в широком диапазоне составов пород, зависит прежде всего от степени насыщенности вмещающих пород кремнекислотой и от возрастания железистости в сторону дацитов. Соотношения Fe , Mg и Ca во вкрапленниках клинопироксенов зависят от времени кристаллизации титаномagnetита и определяются составом ассоциирующего с ними другого темного минерала: в базальтах и андезито-базальтах авгит менее магнезиален относительно оливина и гиперстена, в андезитах и дацитах он оказывается более магнезиальным относительно роговой обманки и биотита. Смена ассоциации двух темных минералов на один клинопироксен в основной массе отвечает в изучен-

ных базальтах и андезито-базальтах изменениям условий интрател-
лурической кристаллизации на эффузивные; т.е. падению темпера-
туры кристаллизации и увеличению роли Fe^{+2} за счет Ca^{+2} .

Г Л А В А У.

СООТНОШЕНИЯ СОСТАВОВ СОСУЩЕСТВУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ- ВКРАПЛЕННИКОВ В ПОРОДАХ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИ- ЧЕСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

Известно большое число работ, в которых под разными углами зрения исследовались закономерности распределения изоморфных компонентов между сосуществующими минералами /91, 92, 93, 35, 84, 94, 95, 96, 97, 98/. В работах Д.С.Коржинского содержатся первые указания на то, что равновесие некоторых минеральных фаз и сопряженное изменение их состава определяется внешними параметрами минералообразования (температурой и давлением). Наиболее полный обзор исследований в области равновесного распределения компонентов между фазами можно найти в публикациях С.К.Саксена /99, 100/ и в серии работ Л.Л.Перчука /101, 102, 103/. Л.Л.Перчук установил общие закономерности перераспределения изоморфных элементов между сосуществующими минералами переменного состава в зависимости от температуры и давления и сформулировал принцип фазового соответствия для природных минералов. На этом принципе базируются методы минералогической термометрии и барометрии для целого ряда фаз. Применение этих методов при петрологических исследованиях требует, однако, учета определенных ограничений. Важным аспектом изучения распределения компонентов между минералами является выяснение степени достижения химического равновесия в породе /98/. По Саксену, если равновесие достигнуто, то независимо от степени идеальности минералов распределение компонентов между двумя бинарными фазами при определенных термодинамических условиях будет выражаться плавной кривой; в минералах со сложными изоморфными замещениями приближение к химическому равновесию следует рассматривать относительно каждого элемента отдельно. Здесь же приведем указание Э.Н.Елисеева /96/, что химическое (и тепловое) равновесие между кристаллами и расплавом достигается гораздо медленнее, чем механическое

равновесие в жидкой фазе, т.е. химическое равновесие достигается в процессе полного охлаждения магмы.

Исходя из приведенных в главе IV данных об ассоциациях и химизме порфировых вкрапленников вулканитов описываемой верхнемеловой серии ниже рассматривается распределение главных породообразующих элементов (Fe, Mg, Na, K, Ca, Ti, Al, Mn) между существующими минералами. Следует оговориться, что при этом учитываются в первую очередь петрографические критерии равновесности между минералами в ассоциации порфировых вкрапленников. Наблюдения показывают, что в разные этапы кристаллизации различных типов пород верхнемеловой серии в равновесии между собой (и с расплавом) находятся один из темноцветных минералов и плагиоклаз определенного состава. Это согласуется с основным законом кристаллизации изверженных пород или реакционным принципом по Н.Л.Боуэну. Равновесными принимаются пары плагиоклаз-оливин, гиперстен, клинопироксен, роговая обманка, биотит) в соответствующих типах пород, а также магнетит-ильменит, роговая обманка-клинопироксен, биотит - санидин. Пары оливин-клинопироксен (базальты и долериты), гиперстен-клинопироксен (андезито-базальты), плагиоклаз-санидин и кварц-плагиоклаз (липариты) являются разновременными и обнаруживают четкую последовательность образования. Вместе с тем принадлежность их к стадии интрателлурической кристаллизации и возможность противопоставлять эти пары парагенезисам основной массы позволяют считать, что конец кристаллизации одного минерала совпадает с началом кристаллизации другого, а порядок их выделения строго определяется общим химическим составом породы и тектоническими соотношениями. Поэтому для пар ортопироксен-клинопироксен и плагиоклаз-санидин мы использовали имеющиеся диаграммы фазового соответствия, полагая, что полученные значения отражают либо минимальную температуру, при которой происходила смена парагенезисов и установление нового равновесия между фазами, либо температуру субсолидусных превращений.

Для рассмотрения распределения компонентов между перечисленными парами сосуществующих фенокристаллов рассчитывались мольные (атомные) доли этих компонентов в соответствующих бинарных растворах, или в поликомпонентных твердых растворах с учетом преимущественного типа изоморфизма (по Л.Л.Перчуку). Мольная (атомная) или ионная доля компонента выражает отношение числа молей m_i компонента i к общему числу молей компонентов i и 2

$$\text{в бинарном растворе: } x_1 = \frac{m_1}{m_1 + m_2} \quad x_2 = \frac{m_2}{m_1 + m_2}$$

$$x_2 = 1 - x_1;$$

или отношение числа молей данного компонента к общему числу молей в К - компонентной смеси: $x_i = \frac{m_i}{\sum_k m_k}$.

Вычисление мольных долей компонентов в изученных нами минералах производилось по кристаллохимическим формулам; полученные величины соответствуют атомным долям.

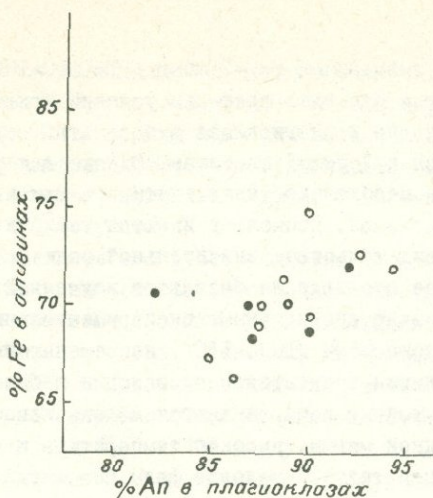
Оливин - плагиоклаз

Парагенезис оливина и плагиоклаза I генерации является самым ранним в группе оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтов и долеритов. Количественное соотношение вкрапленников этих минералов в данной группе пород указывает на резкое преобладание плагиоклаза над оливином и прямую зависимость между содержаниями тех и других фенокристаллов. Кроме того, долериты по сравнению с базальтами характеризуются более высоким суммарным содержанием вкрапленников оливина и плагиоклаза. В рассматриваемых породах оливин обычно является первой кристаллической фазой, чему способствует то известное обстоятельство, что его растворимость в присутствии пироксена, имеющего с ним общий ион (Fe, Mg) значительно уменьшается /104/. Плагиоклаз - I начинает кристаллизоваться почти одновременно с оливином и на значительном протяжении, до появления богатого кальцием авгита, они выделяются параллельно. В соответствии с этой последовательностью особенности данного парагенезиса могут условно рассматриваться в экспериментальной "сухой" системе диопсид-форстерит-анортит. Исходя из этой схемы следует считать, что кристаллизация оливина в рассматриваемых породах верхнемеловой серии начинается в поле форстерита у самой граничной линии DE, близко совпадающей с изотермой 1300°. По достижении этой линии начинается кристаллизация плагиоклаза и совместное выделение обоих минералов следует вдоль DE до тройной эвтектической точки E, в которой появляется клинопироксен. Количественные соотношения вкрапленников указанных минералов, по подсчетам средних содержаний их, приведенных к 100%, составляют в базальтах: оливин-16,4%, клинопироксен - 11,1%, плагиоклаз - 72,5%; в долеритах - оливин 18,9, клинопироксен - 13,9%, плагиоклаз - 67,2%. Нетрудно видеть, что эти цифры резко отличаются от та-

ковых в точке тройной эвтектики в безводной системе $\text{Di}-\text{Fo}-\text{An}$ и различия очевидно состоят в заметном увеличении роли оливина, но главное — в резком нарушении соотношений плагиоклаза и клинопироксена в сторону увеличения плагиоклаза.

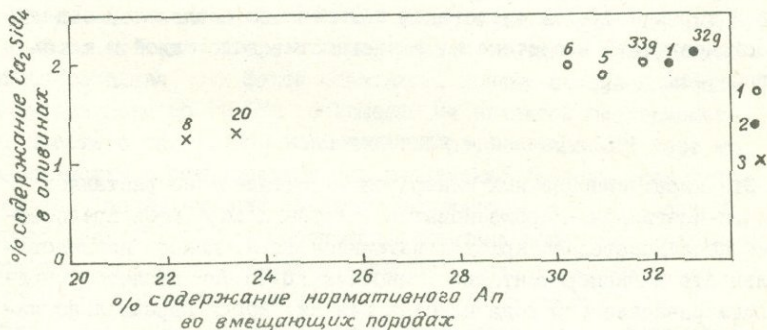
По А.Н.Заварицкому и В.С.Соболеву /84/ в четырехкомпонентной системе форстерит-фаялит-анортит-альбит плагиоклаз любого состава может быть в равновесии с любым оливином. В рассматриваемом нами случае интервалы составов совместно кристаллизующихся оливина и плагиоклаза приходится на 67–75% Fo и 80–95% An (фиг. 32). На приведенной диаграмме видна прямая зависимость между этими компонентами, однако пределы колебаний состава плагиоклазов шире, чем оливинов, т.е. последние более устойчивы. Нахождение фигуративных точек оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтов и долеритов в системе $\text{An}-\text{Fo}-\text{Di}$ вблизи анортитового поля и на граничной линии объясняет вхождение ларнитового компонента в состав вкрапленников оливина, т.е. проявление анортитового эффекта кристаллизации /31/. Возможность вхождения иона Ca в форстерит на том основании, что сторона $\text{Di}-\text{Fo}$ не бинарна, была показана И.Куширо и И.Шерером /105/. На графике, построенном нами для верхнемеловых базальтов и долеритов, отчетливо выделяется коррелируемость между содержанием нормативного анортита во вмещающих породах (следовательно, также и степенью основности вкрапленников плагиоклаза) и содержанием Ca_2SiO_4 в фенокристаллах оливина (фиг. 33). Совместной кристаллизацией вкрапленников оливина и плагиоклаза объясняется также различие в содержаниях Ca_2SiO_4 между двумя группами вкрапленников оливина, выделенными выше при описании оливина и отвечающими оливин-плагиоклаз-пироксеновым и оливиновым разностям. Последние характеризуются минимальным содержанием Ca_2SiO_4 в оливинах и это можно объяснить тем, что оливин в них был единственной интрателлурической фазой и кристаллизация плагиоклаза начиналась лишь в эффузивный этап.

Парагенезис основного плагиоклаза и магнезиального оливина, а также наблюдаемая последовательность выделения вкрапленников оливина, плагиоклаза и клинопироксена характерны по экспериментальным данным Д.Х.Грина и А.Е.Рингвуда /106, 107/ для щелочных оливиновых базальтов, кристаллизующихся на малых глубинах в условиях высоких температур. И.Куширо и Г.С.Йодер /108/ экспериментально установили, что для состава $1\text{An}+1\text{Fo}$ на $\text{P}-\text{T}$ диаграмме область устойчивости ассоциации $\text{An}+\text{Fo}$ занимает левый



Фиг. 32. Соотношение составов вкрапленников оливина и плагиоклаза в базальтах и долеритах верхнемеловой серии.

залитые кружки - % An по хим. анализам;
полые кружки - % An по опт. замерам.



Фиг. 33. Зависимость содержания ларнитового компонента в фенокристаллах оливина от содержания нормативного анортита в базальтах и долеритах верхнемеловой серии.

1. Вкрапленники оливина из потоков оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтов. 2. То же-пластовых залежей. 3. Вкрапленники оливина из оливиновых долеритов ("А").

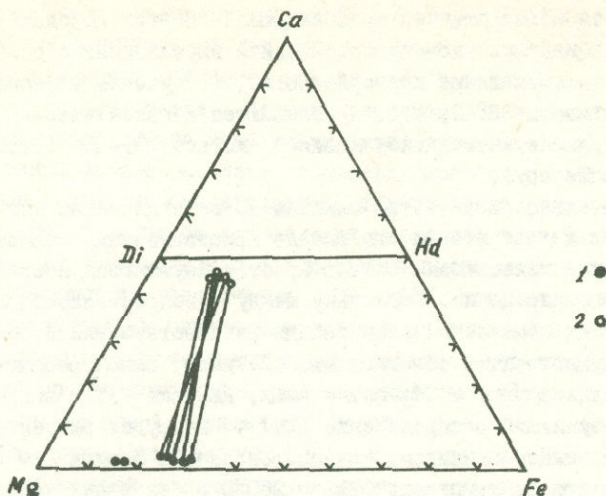
нижний угол и ограничена значениями $P=0-7$ кбар и $T=1000-1300^{\circ}$. Все эти данные, приведенные для интерпретации условий кристаллизации вкрапленников оливина и плагиоклаза в базальтах верхнемеловой серии, относятся к "сухим" системам. Однако для рассматриваемого нами случая необходимо также учитывать влияние газовой-жидкой фазы в расплаве, поскольку имеются геологические и петрографические свидетельства значительной роли летучих компонентов в процессе становления базальтов изученной серии (см. гл. I). Как показано специальными экспериментальными и петрологическими исследованиями [109, 110], неперенными условиями кристаллизации оливин-анортитовой ассоциации в базальтах малоглубинных промежуточных камер являются малокалиевый и недосыщенный состав исходной магмы, высокая температура и повышенное давление восстановительной газовой фазы. На этом основании можно высказать предположение, что выделение именно оливин-плагиоклазовой ассоциации на самых ранних этапах кристаллизации оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтов верхнемеловой серии является следствием повышенного давления газовой-восстановителей в системе и, в частности, водородной и метановой фазы.

Оливин - клинопироксен

Эта пара темноцветных минералов в составе фенокристаллов оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтов и долеритов представляет последовательно кристаллизующиеся фазы. Данная последовательность в экспериментальной системе $For-Di-An$ является выражением равновесного хода кристаллизации, когда параллельно изменяется состав плагиоклаза и жидкости. В изученных нами породах с появлением авгита прекращается кристаллизация оливина и одновременно состав вкрапленников плагиоклаза от 92-82% достигает 78-65% An . Количественное содержание вкрапленников оливина и клинопироксена от общей суммы вкрапленников ($Px+Ox+CP_x$) в базальтах составляет, как уже указывалось выше, 16.4% и 11% соответственно, т.е. ранняя интрателлурическая фаза преобладает в породах, испытавших быстрое охлаждение. В полностью раскристаллизованных разностях количество вкрапленников клинопироксена возрастает до 13.9%, хотя оливин продолжает количественно преобладать (18.0%). Если же учесть, что далее в эффузивный этап кристаллизация клинопироксена продолжается, то в валовом составе долеритов клинопироксеновая фаза безусловно

становится количественно преобладающей. В этих породах в пересчете на бинарную систему соотношения вкрапленников оливин:клинопироксен составляют примерно 60:40, а с учетом клинопироксена основной массы 18:82, т.е. приближаются к эвтектическим соотношениям в экспериментальной двойной системе $Fe-Di$ (11:89 по Куширо и Шереру).

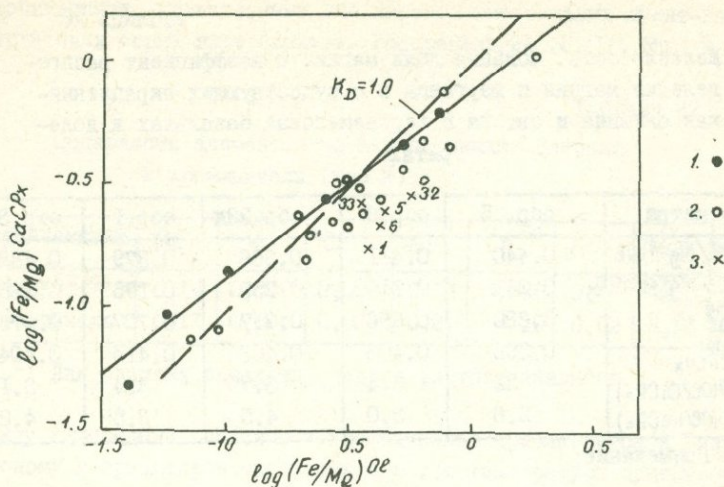
Значительное количество оливина во вкрапленниках изученных базальтов и долеритов и его ранняя кристаллизация определяет существенно известковый состав кристаллизующегося позднее монаклинного пироксена. Поскольку между фенокристаллами оливина и авгита не отмечается реакционных взаимоотношений и оба минерала сосуществуют с основной массой, имеет смысл рассмотреть распределение Fe и Mg между ними. Дж.Дюке /III/ экспериментально изучивший распределение Fe, Mg и других элементов группы железа между оливином, клинопироксеном и феррическим расплавом в интервале температур 1125–1250°C в безводных условиях и при 1 бар общего давления, показал, что разделение Fe и Mg по оливиновым и клинопироксеновым фазам в интервале этих 125° не зависит от температуры и определяется составом кристаллизующегося расплава. Эти факты объясняют, почему оливин-клинопироксеновая пара по Fe/Mg отношению не является геотермометром. Вместе с тем Fe/Mg отношение в рассматриваемой паре минералов может использоваться при разделении генетических типов базальтов, поскольку оно является индикатором железистости исходного расплава /II2/. Соотношения химизма совместно находящихся вкрапленников оливина и клинопироксена в верхнемеловых базальтах и долеритах приведены в табл. 26 и на фиг. 34. На тройной диаграмме $Mg-Fe-Ca$ отчетливо видно, что магнезиальность оливина постоянно значительно выше магнезиальности клинопироксена, причем составы этих пар варьируют сопряженно и ограниченный предел колебаний состава оливинов из различных дифференциатов параллелизуется с ограниченными колебаниями Fe/Mg отношения в клинопироксенах. Та же закономерность видна по сравнительно постоянной величине коэффициента распределения магния. Положение связующих линий на тройной диаграмме и фигуративных точек на диаграмме, заимствованной из работы Дюке (фиг. 35), указывает, что разделение Fe и Mg в данных парах близко к равновесному и является закономерным для надосыщенных SiO_2 базальтов, в которых преобладающая часть магния концентрируется в оливине. Подобный характер распреде-



Фиг. 34. Соотношение составов сосуществующих
вкрапленников оливина и клинопироксена в оли-
вин-плаггиоклаз-клинопироксеновых базальтах и
долеритах верхнемеловой серии. 1. Оливин;
2. Клинопироксен.

ления ионов Fe и Mg установлен экспериментально /106, III/
и эмпирически на природных образцах /87, II3, II4/. Он согла-
суется с общим принципом фазового соответствия, отвечая пра-
вой части обменной реакции: $Ol_{Fe} + CaPx_{Mg} = CaPx_{Fe} + Ol_{Mg}$, при-
веденной Л.Л.Перчуком и И.Д.Рябчиковым /103/. В этой связи
отметим, что прямо противоположные соотношения Fe/Mg и на-
клоны связующих линий составов сосуществующих оливина и клино-
пироксена установлены для траппов Сибирской платформы /II2,
II6/ и силла Garbh Eilean /II7/, имеющих насыщенный SiO_2 со-
став и высокую железистость.

Обратимся теперь к распределению Mn между изученными фено-
кристаллами оливина и клинопироксена. Как видно из табл. 26,
 K_D^{Mn} постоянно выше 1, что определяется преимущественной
концентрацией Mn во вкрапленниках оливина. Эксперименты Дюке
показали, что K_D^{Mn} (и Ni) в паре оливин-клинопироксен обнару-
живает закономерные вариации в связи с температурой, причем



Фиг. 35. Распределение Fe^{+2} и Mg между оливином и клинопироксеном по Дюке.

1. Составы по результатам экспериментов Дюке. 2. Составы по авторам /III/. 3. Составы сосуществующих пар из верхнемеловых базальтов и долеритов.

его значения уменьшаются с возрастанием температуры. Однако температурный интервал на графике Дюке составляет всего 1100° – 1300° и значения K_D^{Mn} для его экспериментальных образцов не превышают 2.5. Если с известной долей условности эти данные приложить к изученным в верхнемеловых базальтах парам, можно лишь отметить, что их кристаллизация шла при температурах ниже 1100° ($K_D^{\text{Mn}} = 3.0$ – 4.5).

Таким образом, для сосуществующих во вкрапленниках верхнемеловых базальтов и долеритов оливинов и клинопироксенов характерно устойчивое и равновесное соотношение Fe и Mg при K_D^{Mg} равном в среднем 3.4. Это можно объяснить устойчивостью состава самих плагиоклаз–оливин–пироксеновых базальтов и, что очень важно, длительностью периода кристаллизации магнетита (от интрателлурического этапа до эффузивного), которая контролировала на всем протяжении интрателлурического этапа вхождение Fe в темноцветные силикаты.

Таблица 26

Железистость, мольные доли магния и коэффициент распределения магния и марганца в сосуществующих вкрапленниках оливина и авгита в верхнемеловых базальтах и долеритах

Параметры	обр. 5	обр.6	обр.33д	обр. I	обр.32
$(Fe^{+2}/Mg^{+2})_{Ol}$	0.440	0.411	0.366	0.379	0.438
$(Fe^{+2}/Mg^{+2})_{CaCr_x}$	0.241	0.216	0.255	0.175	0.265
x_{Ol}^{Mg}	0.680	0.696	0.717	0.707	0.676
$x_{CaCr_x}^{Mg}$	0.396	0.403	0.403	0.415	0.404
$K_D^{Mg}(Ol/CaCr_x)$	32	3.4	3.7	3.4	3.1
$K_D^{Mn}(Ol/CaCr_x)$	2.6	3.0	4.5	3.5	4.2

Примечание:

$$x = \frac{Mg}{Mg + \Sigma Fe + Ca}$$

соответственно в оливине и в авгите

$$K_D^{Mg}(Ol/CaCr_x) = \frac{x_{Ol}^{Mg}}{1 - x_{Ol}^{Mg}} \cdot \frac{1 - x_{CaCr_x}^{Mg}}{x_{CaCr_x}^{Mg}}$$

$$K_D^{Mn}(Ol/CaCr_x)$$

рассчитывался по отношению весовых % в оливине и авгите.

Оливин-хромшпинель

Этот парагенезис отвечает интрателлурической стадии кристаллизации оливиновых долеритов верхнесанктонского комплекса. Распределение MgO , Al_2O_3 и микроэлементов группы железа между данными сосуществующими минералами (табл. 27) указывает на преимущественное обогащение хромшпинели относительно оливина титаном, ванадием и особенно резко-глиноземом. В то же время никель и марганец концентрируются в большей степени во вкрапленниках оливина. Малая степень окисленности, низкие титанистость и глиноземистость, высокая магнизиальность рассматриваемой ассоциации вкрапленников позволяют коррелировать ее с

ассоциациями, характерными для высокомагнезиальных дунит-гарцбургитовых серий гипербазитов. Распределение Ni, Ti, Mg и Al

Таблица 27

Содержание элементов во вкрапленниках оливина
и хромшпинели (вес %)

Вкрапленники	Mn	V	Co	Ni	Cr	TiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃
Оливин ^{х)}	0,14	0,002	0,026	0,55	0,088	0,47	42,0	0,80
Хромшпинель	0,11	0,054	0,027	0,21	< 10	0,62	8,84	4,91

х) Для оливина выведены средние из трех анализов.

между изученными оливином и хромшпинелью приближается к равно-весному и ориентировочно характеризует температуры существова-ния ультраосновных расплавов, т.е. отвечает высокотемператур-ной части обменной реакции.

Плаггиоклаз-клинопироксен

Парагенезис этих минералов, составляющих обычно второе поко-ление вкрапленников, является ведущим для целого ряда пород верхнемеловой вулканической серии. В табл. 28 помещены приве-денные к 100% количественные содержания этих фенокристаллов, молярные доли Ca в них^{х)}, $K_{\text{Fe}}^{\text{Ca}}$, а также общая железистость клинопироксенов.

Обращает внимание то, что во всех типах пород количествен-ные соотношения рассматриваемой пары вкрапленников по сравнению с эвтектическими в системе An-Di (58% An : 42% Di) резко сме-щены в сторону анортитового компонента. Преобладания плаггио-клаза над клинопироксеном сохраняется также в основной массе оливин-плаггиоклаз-пироксеновых долеритов и базальтов (65-70% Pl : 35-30% Cpx). Выше уже был случай указать, что такое сме-щение объясняется высоким давлением паров воды в расплаве и соответствующим понижением температуры эвтектики. Согласно экс-периментам Йодера в системе An-Di-H₂O при P_{H₂O} = 10 кбар

х) Молярная доля Ca в данных, существенно бесщелочных клино-пироксенах, рассчитывалась с учетом изоморфизма по схеме $\text{Ca}^{+2} \rightarrow \text{Mg}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+2}$.

расплав кристаллизуется при температуре 1000° и содержит анортитовый и диопсидовый компоненты примерно в отношении 77:23, а при $P_{H_2O}=5$ кбар и температуре $1100^{\circ} - 72:28$. Приведенные данные объясняют и те факты, что в изученном ряду пород верхнемерловской серии плагиоклаз, как избыточная против двойной эвтектики фаза, начинает кристаллизоваться раньше клинопироксена, и что затем следует их параллельная кристаллизация, отвечающая случаю несмешиваемости фаз в твердом состоянии. Эти соотношения, как и сам процесс роста крупных кристаллов клинопироксена (и магнетита) в оливин-плагиоклаз-клинопироксеновых базальтах и долеритах, позволяют предположить, что состав газовой-жидкой фазы на протяжении периода интрателлурической кристаллизации этих пород от вмещающих I генерации ко II изменялся в сторону возрастания степени окисленности и появления в системе паров воды, возможно за счет H_2 .

Рассмотрение данных (табл. 28) показывает далее, что составы сосуществующих плагиоклазов и клинопироксенов в ряду базальт-андезитов-базальт-андезит закономерно варьируют в сторону увеличения Ab компонента плагиоклазов и возрастания железистости клинопироксенов. При переходе к кварцевым дацитам прямая корреляция очевидно нарушается: содержание Ab в плагиоклазе продолжает возрастать, но параллельно железистость клинопироксена заметно уменьшается. Это объясняется присутствием железистого биотита, соотношения которого с клинопироксеном будут рассмотрены отдельно.

Распределение кальция между вмещающими плагиоклазом и клинопироксеном может быть объяснено на основе следующей обменной реакции, рассмотренной в работе Дж.Кармайкла с соавторами /38/:

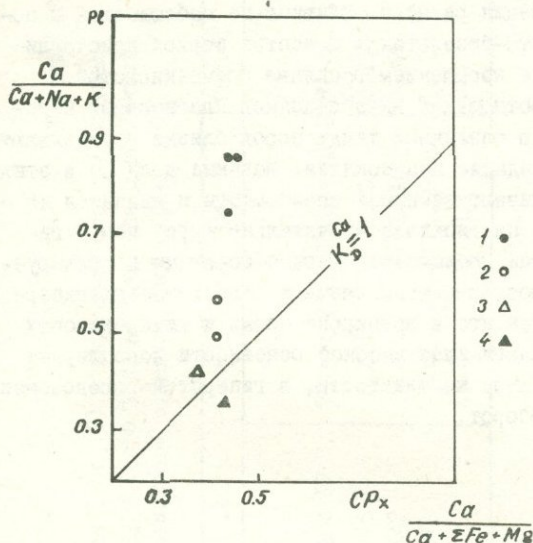
$$CaAl_2SiO_6 + SiO_2 = CaAl_2Si_2O_8.$$

Преобразуя это уравнение, названные авторы получили выражение

$$\frac{a_{CaAl_2Si_2O_8}}{a_{CaAl_2SiO_6} \cdot a_{SiO_2}^{жид.}} = K(T, p), \text{ или } \frac{a_{CaAl_2Si_2O_8}^{пр.}}{a_{CaAl_2SiO_6}^{ср.} \cdot a_{SiO_2}^{жид.}} = K(T, p).$$

Оно означает, что количество Ca компонента в рассматриваемой паре определяется активностью SiO_2 , с уменьшением которой кальциевость (и глиноземистость) клинопироксена растет. Из данных табл. 28 видно, что значения коэффициента распределения Ca в направлении от базальтов к дацитам уменьшаются, т.е. кальциевость плагиоклазов и клинопироксенов изменяется по-раз-

ному. Причем, как видно из фиг. 36, $X_{\text{pr}}^{\text{Ca}}$ варьирует в широких пределах при несравненно более узком диапазоне $X_{\text{срх}}^{\text{Ca}}$. Это объясняется более резким темпом возрастания альбитовой составляющей при возрастании активности SiO_2 и последовательном снижении температуры кристаллизации соответствующих расплавов.



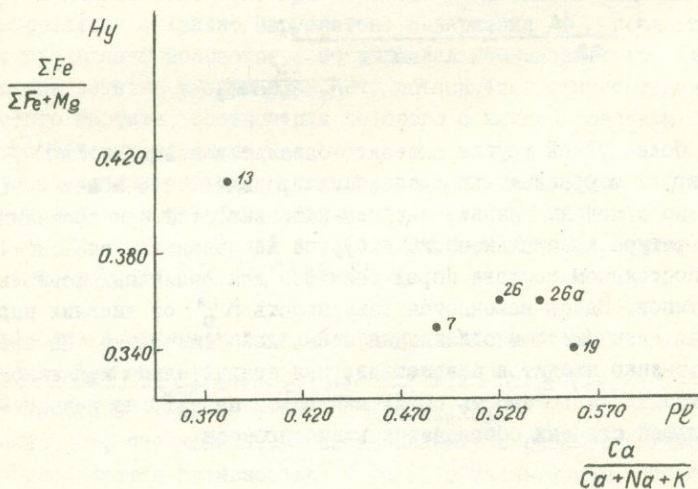
Фиг. 36. Распределение кальция между вкрапленниками сосуществующих плагиоклазов и авгитов в породах верхнемеловой серии.
1. Базальты и долериты; 2. Андезитобазальты; 3. Андезиты; 4. Дацинты.

В более узкой группе андезито-базальтов и андезитов K_{D}^{Ca} варьирует в сравнительно небольших пределах, что может быть связано с сопряженным изменением кальциевоствей при постоянной температуре кристаллизации. В группе же базальтов значения K_{D}^{Ca} при постоянном составе пород различны для различных фациальных типов. Здесь намечается зависимость K_{D}^{Ca} от внешних параметров: при быстром охлаждении и высокой температуре Ca преимущественно входит в плагиоклаз; при сравнительно медленном охлаждении кальциевоствей обоих минералов падает, но кальцием в большей степени обогащается клинопироксен.

Плагноклаз - гиперстен

Эта ассоциация, входящая в I структурную группу минералов, свойственна андезито-базальтам и гиперстен-роговообманковым перлитам, в которых содержание SiO_2 составляет 53-56% и 65-66% соответственно. Признаков образования гиперстена за счет реакционного растворения раннего оливина не наблюдается и появление его в андезито-базальтах в качестве первой кристаллической фазы связано с насыщением расплава кремнекислотой.

Количественные соотношения вкрапленников плагноклаза и гиперстена (табл. 29) в различных типах пород близки и указывают на постоянное преобладание плагноклаза. Мольные доли Са в этих минералах не обнаруживают взаимной зависимости и диапазон колебаний кальциевости плагноклаза значительно шире, чем у гиперстена. Вместе с тем наблюдается четкая обратная коррелируемость между кальциевостью плагноклазов и железистостью гиперстенов (фиг. 37), так что в двупироксеновых и гиперстенных андезито-базальтах плагноклаз высокой основности ассоциирует с гиперстеном пониженной железистости, в гиперстен-роговообманковых перлитах - наоборот.



Фиг. 37. Зависимость между кальциевостью плагноклазов и железистостью гиперстенов в сосуществующих вкрапленниках верхнемеловой серии.

Таблица 28

Количественные соотношения (вес, %) и параметры состава сосуществующих вкрапленников плагиоклаза и клинопироксена в различных типах пород верхнемеловой вулканической серии

	Обр.5	Обр.6	Обр.І	Обр.І9	Обр.7	Обр.4І	Обр.24
Вкрапленники рл: ср _x							
(в вес %)	84.6 : 15.4	78 : 22	82.3 : 17.7	70.4 : 29.6	69.0 : 31.0	87.3:12:7	61.9:19.1
$x_{рл}^{Ca}$	0.875	0.873	0.756	0.561	0.484	^{x)} 0.430	^{x)} 0.365
$x_{ср_x}^{Ca}$	0.457	0.456	0.442	0.416	0.418	9.379	0.427
$K_p^{Ca} (рл / ср_x)$	8.33	8.21	3.91	1.80	1.28	1.23	0.76
$\Sigma Fe / \Sigma Fe + Mg \text{ в } ср_x$	14.7	14.1	15.5	17.6	18.1	20.5	15.2

x) по оптике

Примечание: $x_{рл}^{Ca} = \frac{Ca}{Ca + Na + K}$; $x_{ср_x}^{Ca} = \frac{Ca}{Ca + \Sigma Fe + Mg}$; $K_p^{Ca} = \frac{x_{рл}^{Ca}}{1 - x_{рл}^{Ca}} \cdot \frac{1 - x_{ср_x}^{Ca}}{x_{ср_x}^{Ca}}$

Обр.5 - поток оливин-плагиоклаз-пироксеновых долеритов; обр.6 - поток оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтов; обр.І - дайкообразное тело оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтов; обр.І9 - поток двупироксеновых андезитов-базальтов; обр.7 - то же; обр.4І - дайка пироксен-роговообманковых андезитов; обр.24 - экструзия кварц-биотитовых дацитов.

Таблица 29

Количественные соотношения (вес, %) и параметры состава сосуществующих вкрапленников плагиоклаза и гиперстена в различных породах верхнемеловой вулканической серии

	Обр.26	Обр.26а	Обр.19	Обр.7	Обр.13
Вкрапленники					
Pl : Hy	66.5:33.5	66.3:33.7	72.2:27.8	73.1:26.9	65.9:34.1
x_{Pl}^{Ca}	0.520 ^{x)}	0.540 ^{x)}	0.560	0.484	0.379
x_{Hy}^{Ca}	0.045	0.055	0.039	0.040	0.044
$\Sigma Fe / \Sigma Fe + Mg$					
в гиперстене	0.36	0.36	0.34	0.35	0.41

x) по оптике

Примечание: $x_{Pl}^{Ca} = \frac{Ca}{Ca + Na + K}$; $x_{Hy}^{Ca} = \frac{Ca}{Ca + \Sigma Fe + Mg}$;

обр.26 и 26а - субвулканическое тело гиперстеновых андезитов-базальтов; обр.19 - поток двупироксеновых андезитов-базальтов; обр.7 - то же; обр.13 - дайка гиперстен-роговообманковых перлитов.

Гиперстен - клинопироксен

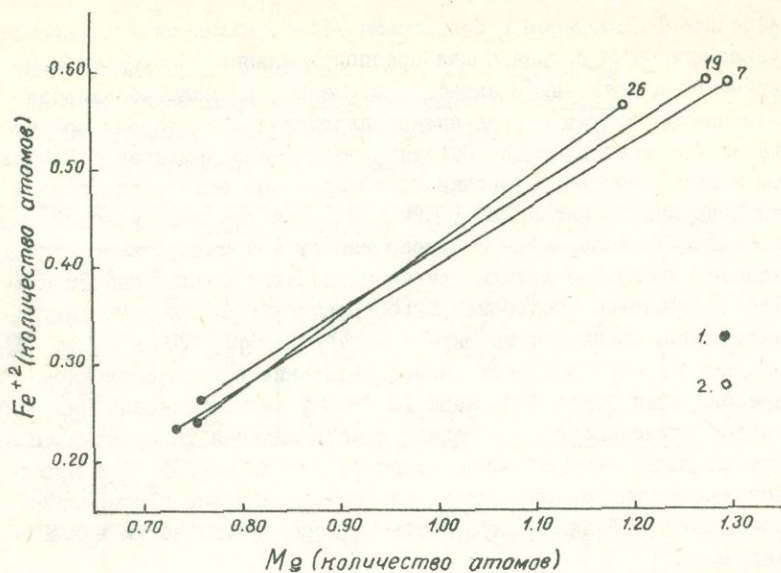
Эта пара составляет главный парагенезис темноцветных минералов в группе андезитов-базальтов. По их относительному содержанию выделяются собственно гиперстеновые и двупироксеновые разности. Гиперстен постоянно количественно преобладает над авгитом, причем в гиперстеновых разностях их соотношение приближается к 3:1, в двупироксеновых до 1.2 - 1.4:1 (табл. 30). В петрографическом разделе работы уже отмечалось, что рассматриваемые вкрапленники кристаллизуются в последовательности гиперстен-клинопироксен, о чем свидетельствует как ассоциация их соответственно с вкрапленниками плагиоклаза I и II генерации, так и образование каемок клинопироксена вокруг гиперстена. Последнее можно объяснить постепенным падением температуры в интрателлурических условиях, при котором растет содержание Fe и состав гиперстена выходит за пределы $En_{64}Fs_{36}$. При этом стабильной фазой становится клинопироксен. Такое объяснение, при-

веденное Г.С.Модером и соавторами /118/, является для рассматриваемого нами случая более предпочтительным, поскольку одновременно с появлением авгита в изученных андезито-базальтах изменяется состав вкрапленников плагиоклаза в сторону возрастания Ab составляющей. Отметим, что в экспериментах Г.С.Модера и его соавторов оторочки клинопироксена вокруг гиперстена наблюдались в смесях $OPx : CPx = 3:1$, но для этих условий (при постоянной температуре и фиксированном содержании железа) указанные авторы предложили другое объяснение возникновению каемок. Безусловно, подобные микроструктурные соотношения двух пироксенов связаны с высоким отношением $MgO : FeO$ в магме /84/, следствием чего является раннее выделение и количественное преобладание более тугоплавкого $Fe-Mg$ ортопироксена над кальциевым клинопироксеном. Ранняя кристаллизация гиперстена объясняется также высокой основностью (55-57 до 64-65% An в ядрах зональных кристаллов) выделяющегося параллельно плагиоклаза, связывающего значительную часть Ca , способного войти в клинопироксен.

Мы располагаем составами трех сосуществующих пар гиперстен-авгит. В табл. 30 приведены молярные доли Mg, Ca , содержания Fe^{+2} и значения коэффициента распределения Mg и Ca между ними. Данные таблицы графически отражены на диаграммах (фиг. 38 а, б).

На фиг. 38а видно, что в изученных парах гиперстен всегда выше по магнезиальности и железистости, чем авгит. Распределение ионов Fe и Mg между ними закономерно, о чем можно судить по направленности линий возрастания железистости и магнезиальности. Подобное распределение отвечает правой, высокотемпературной части обменной реакции $CPx_{Mg} + OPx_{Fe} = OPx_{Mg} + CPx_{Fe}$, которая по Р.Кретцу /94/ и Л.Л.Перцу /103/ лежит в основе равновесия между этими фазами. Значения K_D^{Mg} обнаруживают постоянство, причем по средней его величине, равной 0.69, изученные пары ложатся несколько выше кривой, очерченной Кретцем и Саксеной для магматических пород (фиг. 38б).

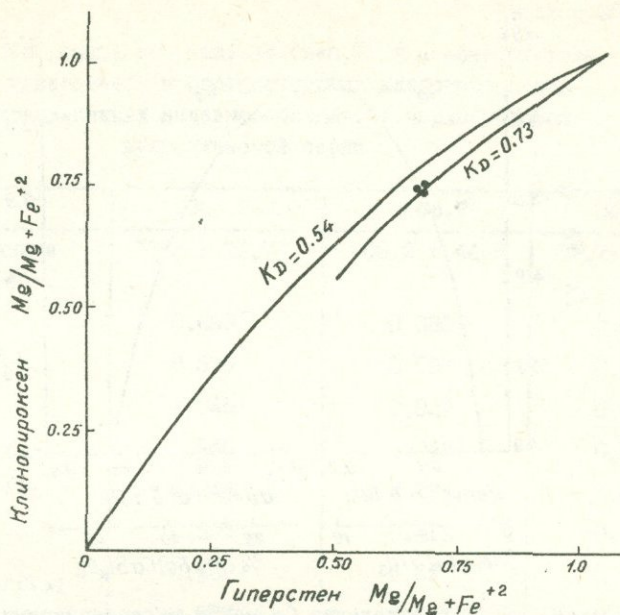
Для изучения распределения Ca в рассматриваемой паре вкрапленников мы воспользовались диаграммой Саксена /99/, на которой кривые вариации содержаний Ca имеют близкое сходство с кривыми сольвуса на экспериментальной диаграмме $MgSiO_3 - CaMgSi_2O_6$. По распределению Ca и ограниченным пределам колебаний K_D^{Ca} (фиг. 39) изученные пары также равновесны, причем



Фиг. 38а. Распределение Mg и Fe²⁺ между сосуществующими вкрапленниками клинопироксена и гиперстена в андезито-базальтах верхнемеловой серии. 1. Клинопироксен; 2. Гиперстен.

с увеличением $L_n K_{\text{Ca}}$ концентрации Ca в гиперстене несколько возрастают, в авгите — убывают.

Отвечающее идеальному распределению Fe и Mg в ассоциации ортопироксен-клинопироксен дало основание Л.Л.Перчуку /103/ разработать для метаморфических и магматических пород эмпирическую диаграмму — дупироксеновый термометр. Установлено, что при постоянстве средней магнезиальности в этой паре — $X_{\text{Mg}} = 0.5(X_{\text{Mg}}^{\text{Cpx}} + X_{\text{Mg}}^{\text{Opx}}) \approx 0.65$, связь между температурой и K_D линейна. Составы изученных в верхнемеловых андезито-базальтах гиперстенов и авгитов, имеющие $X_{\text{Mg}} = 0.69$, дают по диаграмме Л.Л.Перчука температуры кристаллизации в пределах 790–820°. Эти цифры скорее отвечают той минимальной температуре, при которой устанавливается равновесие данной пары фаз с остаточной жидкостью или температуре субсолидуса. Оценивая их, отметим также, что отсутствие в изученных породах пикролита является прямым следствием кристаллизации вкрапленников из относительно низкотемпературной магмы, в области

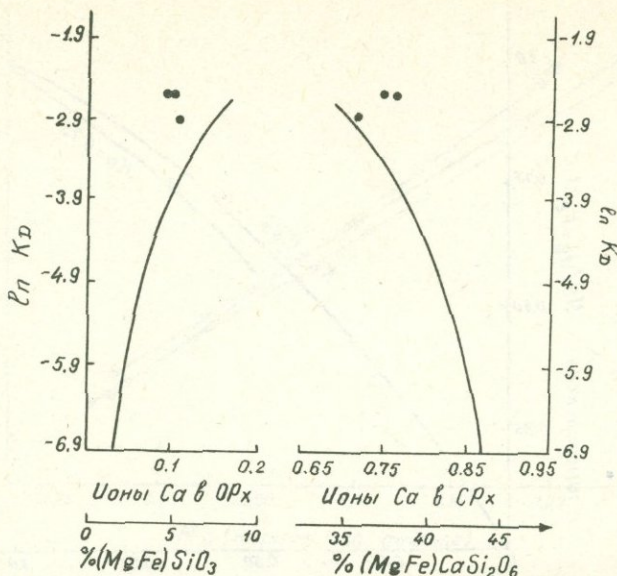


Фиг. 38 б. Распределение Mg и Fe^{+2} между сосуществующими вкрапленниками гиперстена и авгита в андезито-базальтах верхнемеловой серии. Кривые симметрии ($K_d = 0.54$ — метаморфические породы и $K_d = 0.73$ — магматические породы) приведены по Кретцу /94/ и Саксене /99/.

температур ниже точки инверсии пиксит-ромбический пироксен, равной 1100° .

Клинопироксен — роговая обманка

Эта ассоциация вкрапленников в породах верхнемеловой серии встречается редко и свойственна лишь плагиоклаз-пироксен-роговообманковым андезитами, залегающим в виде маломощной дайки на нижних горизонтах верхнеконьяк-нижесантонского комплекса у с. Ачаджур. Петрографические соотношения указывают на их одновременную кристаллизацию в интрателлурических условиях при значительном количественном преобладании роговой обманки над авгитом (4 : 1).



Фиг. 39. Распределение Са между вкрапленниками гиперстена и авгита в андезито-базальтах верхнемеловой серии на графике Саксены /99/.

В таблице 3I приведены мольные доли Mg и Са в данной сосуществующей паре. По Л.Л.Перчуку распределение магния и железа в ней описывается обменной реакцией $Am_{Mg} + Cpx_{Fe} = Cpx_{Mg} + Am_{Fe}$, которая с возрастанием температуры смещается вправо. Распределение Mg в изученной нами паре роговая обманка - клинопироксен соответствует правой, высокотемпературной части уравнения. По кальциевости авгит также выше сосуществующего амфибола. Мольные доли Mg в изученной нами паре наносились на построенную Л.Л.Перчуком диаграмму, где приведены изотермы распределения Mg между роговой обманкой и клинопироксеном из неэклогитовых пород. При этом учитывалось, что кристаллохимические формулы наших минералов не резко отличаются от выведенных названным автором средних. Температуры кристаллизации рассматриваемой пары, определенные по этой диаграмме, отвечают $790^{\circ} - 800^{\circ}$. Сходные цифры получаются по приближенной диаграмме с изотермами распределения Са между этими минералами. Более высокие цифры ($900-920^{\circ}$) получаются по

Таблица 30

Количественные соотношения (вес, %) и параметры состава гиперстенов и сосуществующих клинопироксенов во вкрапленниках андезито-базальтов верхнемеловой вулканической серии

	Обр.26	Обр.7	Обр.19
Вкрапленники Hy : Cpx	78.3 : 21.7	55.2 : 44.8	57.7 : 42.3
x_{Hy}^{Mg}	0.668	0.680	0.671
Fe ⁺² в Hy	0.579	0.587	0.596
x_{Hy}^{Ca}	0.045	0.039	0.040
x_{Cpx}^{Mg}	0.745	0.749	0.739
Fe ⁺² в Cpx	0.244	0.236	0.267
x_{Cpx}^{Ca}	0.395	0.418	0.418
$K_{Hy/Cpx}^{Mg}$	0.68	0.69	0.71
$K_{Hy/Cpx}^{Ca}$	0.072	0.057	0.059

Примечание:

$$x_{Hy}^{Mg} = \frac{Mg}{Mg + \Sigma Fe}$$

соответственно в гиперстене и клинопироксене

$$x_{Hy}^{Ca} = \frac{Ca}{Ca + \Sigma Fe + Mg}$$

соответственно в гиперстене и клинопироксене

$$K_{Hy/Cpx}^{Mg} = \frac{x_{Hy}^{Mg}}{1 - x_{Hy}^{Mg}} \cdot \frac{1 - x_{Cpx}^{Mg}}{x_{Cpx}^{Mg}} ;$$

$$K_{Hy/Cpx}^{Ca} = \frac{x_{Hy}^{Ca}}{1 - x_{Hy}^{Ca}} \cdot \frac{1 - x_{Cpx}^{Ca}}{x_{Cpx}^{Ca}} .$$

модифицированной диаграмме фазового соответствия данного парагенезиса для базальтовых пород, приведенной Г.С.Закариадзе и М.Б.Лордкипанидзе /97/.

Таблица 3I

Параметры состава клинопироксена и соответствующей роговой обманки (обр.4I)

	клинопироксен	роговая обманка
x_{Mg}	0.686	0.596
x_{Ca}	0.970	0.78I

Примечание:

$$x_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + \sum Fe + Mn}$$

соответственно в роговой обманке и клинопироксене.

$$x_{Ca} = \frac{Ca}{Ca + Na + K}$$

- " -

Плаггиоклаз - роговая обманка

Этот парагенезис вкрапленников отмечается в субвулканических андезитах, роговообманковых липаритах и перлитах, характеризующихся преобладанием Na_2O в сумме щелочей. В названных породах устанавливается параллельная кристаллизация этих минералов при значительном количественном преобладании плаггиоклаза над роговой обманкой (примерные соотношения 3:1).

По Л.Л.Перчуку равновесие между амфиболами и плаггиоклазом определяется обменной реакцией $HCa(Mg, Fe)_{2.25}Al_{1.5}Si_3O_{12} + NaAlSi_3O_8 = CaAl_2Si_2O_8 + HNa(Mg, Fe)_{2.25}Al_{0.5}Si_4O_{12}$, причем основность плаггиоклаза, равновесного с амфиболами, возрастает с увеличением температуры. Следовательно в высокотемпературных условиях с плаггиоклазом высокой основности будет ассоциировать менее кальциевый амфибол.

В табл. 32 приведены мольные доли кальция, Al в четверной координации (Q_4) и коэффициент распределения Ca между описываемыми минералами. По данным таблицы построен график зависимости кальциевостей роговой обманки и плаггиоклаза (фиг. 40). Полученные результаты показывают, что распределение каль-

Таблица 32

Параметры состава вкрапленников плагиоклаза
и сосуществующей роговой обманки в породах
верхнемеловой серии

	Обр. 4Ia	Обр. 30	Обр. 15д	Обр. 13
$x_{\text{pe}}^{\text{Ca}}$	0.450 ^{x)}	0.463	0.246	0.379
$x_{\text{Amf}}^{\text{Ca}}$	0.780	0.768	0.790	0.781
$K_{\text{D}}^{\text{Ca}}(\text{pe} / \text{Amf})$	0.23	0.26	0.10	0.17
$\alpha_{\text{Si}}^{\text{pe}}$	—	0.350	0.299	0.342
$\alpha_{\text{Si}}^{\text{Amf}}$	0.249	0.226	0.196	0.145

Примечание:

x) по оптике.

обр. 4Ia — плагиоклаз-пироксен-роговообманковый андезит;
обр. 30 — плагиоклаз-роговообманковый андезит; обр. 15д — рого-
вообманковый липарит; обр. 13 — гиперстен-роговообманковый перлит.

Параметры:

$$x_{\text{Ca}} = \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}}$$

соответственно в плагио-
клазе и роговой обманке.

$$\alpha_{\text{Si}} = \frac{\text{Al}^{\text{IV}}}{\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Si}}$$

— " —

$$K_{\text{D}}^{\text{Ca}} = \frac{x_{\text{pe}}^{\text{Ca}}}{1 - x_{\text{pe}}^{\text{Ca}}} \cdot \frac{1 - x_{\text{Amf}}^{\text{Ca}}}{x_{\text{Ca}}^{\text{Amf}}}$$

ция в изученных трех парах приближается к равновесному: с плагиоклазом наиболее высокой основности ассоциирует роговая обманка наиболее низкой кальциевости, что происходит за счет возрастания роли Na в последней. Однако интервалы колебания содержания Ca в плагиоклазе шире соответствующих колебаний в амфиболе. Так же закономерно варьирует K_{D}^{Ca} , заметно убывающий с возрастанием x_{Ca} в роговой обманке. Рассмотрение таблицы обнаруживает еще одну особенность составов совместно находящихся плагиоклаза и роговой обманки. Она состоит в парал-

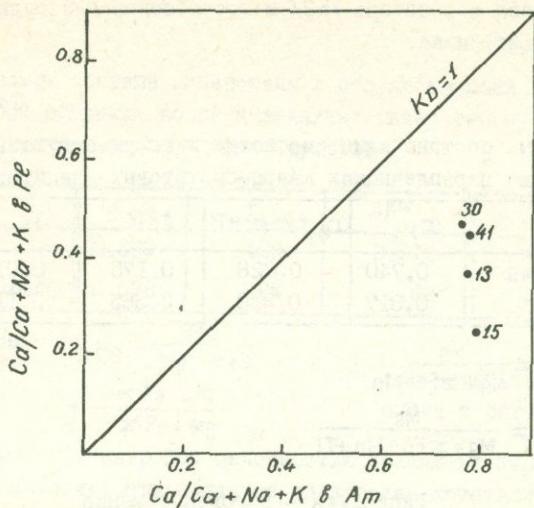
лельном убывании $Al^{IV} (a_{Si})$ в обоих минералах при переходе от андезитов к липаритам и перлитам, происходящем с возрастанием SiO_2 и щелочности. Только в плагиоклазе убывание Al^{IV} идет с уменьшением x_{Ca} , а в роговой обманке — с возрастанием x_{Ca} . Таким образом, отмеченная в главе IV особенность изменения состава роговой обманки, состоящая в возрастании степени насыщенности тетраэдрической позиции Si^{+4} и степени замещения $2(Na+K)$ на Ca^{+2} при переходе от андезитов к липаритам и перлитам, находит свое объяснение в плане отмеченных равновесных соотношений между вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки.

Поскольку приведенные нами составы роговых обманок по железистости, магнезиальности и $(Ca + Na + K)$ резко отличаются от статистически среднего состава амфибола, для которого Л.Л.Перчуком построена диаграмма фазового соответствия, использовать эту диаграмму для определения температуры совместной кристаллизации плагиоклаза и роговой обманки невозможно. Однако по приведенным параметрам и в частности, по убыванию K_{Ca} можно ориентировочно судить о том, что температура кристаллизации этих минералов в андезитах немного выше, чем в липаритах, причем по фазовой диаграмме названного автора составы рассматриваемой пары в андезитах и перлитах коррелируются с составами в гранулитах и низах амфиболитовой фации (680° – 950°), а составы в липаритах — с верхами амфиболитовой фации (400 – 680°).

Биотит — клинопироксен

Эта ассоциация также является редкой для верхнемеловых пород и отмечается лишь в кварц-биотитовых дацитах экструзива Кардан (правый берег р. Джогас). В количественном отношении вкрапленники биотита преобладают над клинопироксеном (примерно 3:1). Другие вкрапленники в этих породах представлены плагиоклазом (36–37% An), кварцем, а также окисленным магнетитом.

По Л.Л.Перчуку обменное равновесие между биотитом и клинопироксеном имеет вид: $Bi_{Mg} + CP_{Fe} = CP_{Mg} + Bi_{Fe}$. В табл. 33 приводятся молярные доли Mg во вкрапленниках биотита и клинопироксена, а также содержание Ti и Al^{IV} . Приведенные значения показывают, что по соотношению магнезиальностей изученная пара отвечает правой, высокотемпературной части данного уравнения. По исключительно высокой глиноземистости, а также по кальциевости обоих минералов, по магнезиальности и титанистости клинопи-



Фиг. 40. Распределение составов сосуществующих вкрапленников плагиоклаза и роговой обманки в зависимости от кальциевости в верхнемеловых вулканитах; обр.30 - плагиоклаз-роговообманковые андезиты; обр.41 - пироксен-роговообманковые андезиты; обр.15 - роговообманковые липариты; обр. 13 - гиперстен-роговообманковые перлиты.

роксена и высокой степени окисленности биотита описываемые вкрапленники существенно отличаются от "средних" составов Л.Л.Перчука и оценить примерную температуру их кристаллизации по его диаграмме невозможно даже с учетом титанистости. Судя по высокому значению K_D^{Mg} можно лишь предположить высокие температуры кристаллизации. Для примерной оценки приведем $T=795^{\circ}C$, определенную для вкрапленников клинопироксена и биотита из кварцевых латитов, изученных Ларсеном с соавторами [119]. Однако составы описанной нами пары отличаются от последних лишь пониженной магнезиальностью биотита при равном X_{Mg} для клинопироксена. Поэтому ориентировочно можно принять, что в верхнемеловых кварц-биотитовых дацитах температура должна быть несколько ниже приведенной цифры, но выше $740-750^{\circ}$. Этот вывод следует из экспериментальных

данных Д.Вонса и соавтора /52/ и его обоснование будет приведено несколько ниже.

Таблица 33

Параметры состава клинопироксена и сосуществующего биотита во вкрапленниках кварц-биотитовых дацитов (обр. 24д)

	x_{Mg}	$x_{Mg \text{ с учетом Ti}}$	Al^{IV}	Ti	$K_{D(Cr^{X}-Bi)}^{Mg}$
Клинопироксен	0.740	0.728	0.175	0.018	0.77
Биотит	0.317	0.310	2.365	0.113	

$$1) x_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + \Sigma Fe + Mn};$$

$$2) x_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + \Sigma Fe + Mn + Ti}.$$

Гиперстен - роговая обманка

Для пород верхнемеловой серии данный парагенезис довольно редок и отмечается лишь в дайке перлита, секущей вулканический купол Кер-оглы в левобережье р.Тауш. Известно, что ассоциация этих темноцветных минералов и плагиоклаза, характерная для высокотемпературных магматических и метаморфических пород, является также критерием глубинности образования и режима щелочности /101, 120/.

По Л.Л.Перчуку распределение Fe и Mg в ассоциации гиперстена и амфибола описывается обменной реакцией $Am_{Mg} + Opx_{Fe} = Opx_{Mg} + Am_{Fe}$, равновесие в которой сдвигается вправо при повышении температуры.

В изученных перлитах гиперстен количественно преобладает над роговой обманкой (2.3:1). Они ассоциируют с плагиоклазом повышенной основности (№55-56 в ядрах зональных кристаллов и №37-38 в краевых частях) и сами обладают высокой магнезиальностью (табл. 34). Однако мольная доля Mg в гиперстене сравнительно выше, чем в амфиболе, т.е. соотношения Fe и Mg в них отвечают правой части приведенной реакции. Кроме того, по кальциевости и глиноземистости роговая обманка значительно выше, чем гиперстен. На диаграмме И.А.Тарарина гиперстен по отношениям Si/Al и Mg+Fe/Al попадает в поле чарнокитов, рапакви и кислых стекловатых гранитоидов. Эти особенности состава гиперстена, т.е. пониженные известковость и глиноземистость, объяс-

Таблица 34

Параметры состава гиперстена и сосуществующей
роговой обманки во вкрапленниках гиперстен -
роговообманковых перлитов

	X_{Mg}	f	Al^{IV}	Ca^{+2}
Гиперстен	0.569	40%	0.070	0.086
Роговая обманка	0.578	42%	1.162	2.054

Примечание: $X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + \sum Fe}$

$$f = \frac{\sum Fe \cdot 100}{\sum Fe + Mg}$$

соответственно в гипер-
стене и роговой обманке

няются повышенной натровой щелочностью вмещающих перлитов, а пониженная железистость является следствием кристаллизации на значительных глубинах, в условиях сравнительно низкого давления паров H_2O .

Кристаллохимические формулы изученных вкрапленников гиперстена и амфибола не так резко отличаются от "средних" составов, для которых Л.Л.Перчуком выведены приближенные диаграммы фазового соответствия магнезиальностей. Оценка примерной температуры кристаллизации этой пары дает $780-800^\circ C$. Отметим, что магнезиальность пары гиперстен-роговая обманка в верхнемеловых перлитах заметно ниже, чем, например, в парах из дацитов, изученных Кармайклом [121], и для которых Л.Л.Перчук определил температуры $800-900^\circ C$.

Плаггиоклаз - санидин

Ассоциация вкрапленников двух полевых шпатов свойственна лишь биотит-санидиновым липарито-трахитам экструзива Кзыл-кая в левобережье р.Джогас, имеющим четко выраженный калиевый облик. В количественном отношении вкрапленники плаггиоклаза заметно преобладают над санидином. Кристаллизация плаггиоклаза также начинается раньше санидина. В этой последовательности сказывается влияние общего химического состава этих пород, кристаллизация которых начинается в плаггиоклазовом поле и в которых состав жидкой фазы смещается к границе двух полевых шпатов. По достижении этой границы к плаггиоклазу присоединяется санидин и обе фазы сосуществуют с остаточной жидкостью. Это позволяет рассматривать их как равновесную ассоциацию и

использовать двуполевошпатовый геотермометр /122, 101/ для оценки температуры установления равновесия между ними. Мольные доли $\text{Na} \left(\frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{Ca} + \text{K}} \right)$ в плагиоклазе и санидине равны соответственно 0.650 и 0.380, что по графику Л.Л.Перчука отвечает 730–740°C. При этом делается допущение, что валовый состав распавшегося твердого раствора калиполевошпатовой фазы, обнаруженного на стадии рентгеновской негомогенности (см. главу IY), отвечает первичномагматическому.

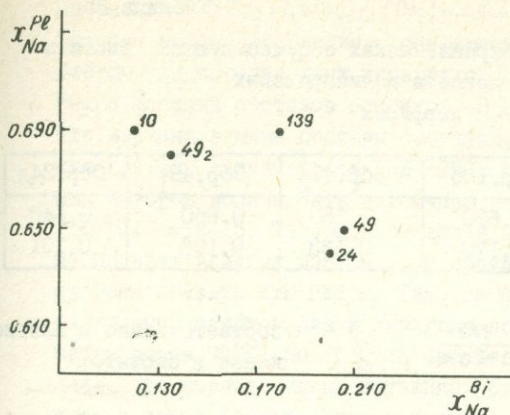
Плагиоклаз— биотит

Этот парагенезис вкрапленников является ведущим для биотитовых липаритов, биотит—санидиновых липарито—трахитов и вулканических стекол левобережья р.Джогас. В количественном отношении преобладающим является плагиоклаз; в интрателлурический этап оба минерала кристаллизуются параллельно. В табл. 35 приведены мольные доли Na в сосуществующей паре, причем поскольку во вкрапленниках плагиоклаза резко выражена зональность, использовались лишь данные оптических замеров и преимущественно составы центральных зон. По этим данным построен график (фиг. 4I), на котором в целом видна обратная коррелируемость между содержанием Na в плагиоклазе и биотите. Вместе с тем колебания натровости биотита более значительны, чем плагиоклаза, причем наиболее натровыми являются биотиты из биотит—санидиновых липарито—трахитов, ассоциирующие с наиболее основным плагиоклазом.

По данным Г.Б.Ферштатера и Н.С.Бородиной /123/ замещение калия натрием в биотитах усиливается с повышением температуры. В этом отношении пониженная в целом натриевость биотитов из липаритов и дацитов верхнесантонского комплекса свидетельствует о сравнительно низкой температуре их интрателлурической кристаллизации и определяется, кроме того, составом сосуществующего плагиоклаза.

Санидин — биотит

Эти вкрапленники представляют характерную ассоциацию для липарито—трахитов, в которых K_2O заметно преобладает над Na_2O . Соотношения этих минералов указывают на количественное преобладание биотита, кристаллизация которого начинается в интрателлурический этап несколько раньше санидина, однако на определенном



Фиг. 4I. Распределение натрия между сосуществующими вкрапленниками плагиоклаза и биотита в липаритах и липаритотрахитах: обр.10 и 139 - обсидианы; обр.24 - дациты; обр.49 и 49₂ - липаритотрахиты.

интервале и до конца интрателлурического этапа оба минерала кристаллизуются параллельно.

В табл. 36 приводятся параметры состава сосуществующих вкрапленников биотита и санидина. Высокое значение K_{Na}^{Na} , равное 2.4, свидетельствует о температуре равновесия этой пары выше 700° (по графику Г.Б.Ферштатера и Н.С.Бородиной). В этой связи отметим, что по сравнению с параметрами кислых эффузивов, приведенных в работе названных авторов, в описываемой нами паре биотит отличается резко пониженной натриевостью. Содержания K_2O и Rb_2O и коэффициент распределения рубидия между биотитом и санидином позволяет по графику Бесвика и Югстера /103/ примерно оценить температуру равновесия этой пары, равную 730-740°C.

Санидин - биотит - магнетит

Названная ассоциация крайне важна с петрологической точки зрения, поскольку позволяет при данном составе биотита оценивать температурный режим кристаллизации, величину парциального давления кислорода и летучести воды /52,121, 38,124,103/. Известно, что свободный кислород в эндогенных условиях составляет ничтожную долю в составе компонентов газовых смесей, поэтому летучесть кислорода регулируется буферными равновесиями, в которых участвуют элементы переменной валентности и, в первую очередь, Fe^{+2} и Fe^{+3} /124/.

Равновесие в ассоциации биотит-санидин-магнетит определяет-

Таблица 35

Содержание Na во вкрапленниках сосуществующих биотита
и плагиоклаза в липаритовых
порфирах

	обр.139	обр.106	обр.49 ₂	обр.49 _I	обр.24д
x_{Na}^{Pz}	0.690	0.690	0.680	0.650	0.640
x_{Na}^{Bi}	0.120	0.179	0.133	0.196	0.191

Примечание:

$$x_{Na} = \frac{Na}{Na+Ca+K}$$

соответственно в плагио-
клазе и биотите.

Таблица 36

Параметры состава сосуществующих вкрапленников биотита
и санидина в биотит-санидиновых липаритах

	H ₂ O (вес %)	Rb ₂ O (вес %)	$K_{D(Sn-Bi)}^{Rb}$	x_{Na}	$K_{D(Sn-Bi)}^{Na}$
Биотит	6.65	0.015		0.200	
Санидин	9.25	0.039	0.47	0.380	2.40

Примечание:

$$x_{Na} = \frac{Na}{Na+K+Ca}$$

соответственно в
биотите и санидине

$$K_{D(Sn/Bi)}^{Rb} = \left(\frac{K}{Rb} \right)^{Sn} \cdot \left(\frac{Rb}{K} \right)^{Bi}$$

$$K_{D(Sn/Bi)}^{Na} = \frac{x_{Sn}^{Na}}{1-x_{Sn}^{Na}} \cdot \frac{1-x_{Bi}^{Na}}{x_{Bi}^{Na}}$$

ся реакцией $KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = KAlSi_3O_8 + Fe_3O_4 + H_2$.

Пределы этого равновесия экспериментально изучены Вонсом и Югстером для определенных интервалов температуры, P_{O_2} и P_{H_2O} и фазовых составов биотитов. В главе IV уже было показано, что изученные нами составы биотитов, имеющие сравнительно узкие пределы железистости (55–67%), согласно диаграмме названных авторов должны быть устойчивы в условиях $t^\circ = 600\text{--}920^\circ$ и $-lgf_{O_2} = 12\text{--}15$. Теперь, используя полученные данные по равновесию двух полевых шпатов и по составу магнетита, мы можем скорректировать эти цифры. Так, температура равновесной кристаллизации плагиоклаза и санидина по двуполевошпатовому термометру равна 750° , по $K \frac{Rb}{D}$ в биотите и санидине – $730\text{--}740^\circ$. Далее, во вкрапленниках изученных биотитовых липаритов и стекол, а также биотит-санидиновых липарито-трахитов присутствует магнетит серии $Fe_3O_4 - \gamma-FeTiO_3$, которая образуется при более высоких значениях P_{O_2} , чем серия магнетит-ульвошпинель. Это позволяет принять значение P_{O_2} рассматриваемой ассоциации в максимальном пределе, равном 12. Для определения значения летучести H_2O можно использовать уравнение /52/:

$$\log f_{H_2O} = \frac{3428 - 4212(1-x)^2}{T} + \log x + \frac{1}{2} \log f_{O_2} + 8,23 - \log a_{KAlSi_3O_8} - \log a_{Fe_3O_4},$$

где x – мольная доля Fe^{+2} в октаэдрических слоях биотита, $a_{KAlSi_3O_8}$ – активность санидина, $a_{Fe_3O_4}$ – активность магнетита. Мольная фракция Fe^{+2} в образце биотита (49) составляет 0,273; активности санидина и магнетита принимаются равными мольным долям K (0,560) и Fe^{+3} (0,826) соответственно в санидине и магнетите, поскольку калиевый минерал в санидине и железистый минерал в магнетите образуют идеальные твердые растворы /121, 124/. Подставляя соответствующие значения в приведенное уравнение, получаем $\log f_{H_2O}$, равный 0,6008. Эта величина отвечает давлению водяного пара на стадии, когда начинает кристаллизоваться биотит, в 4,083 кбар. Принимая по В.С. Соболеву, что для эффузивов $P_{H_2O}/P_S = 0,1$, глубину, на которой кристаллизуются биотитовые фенокристаллы, можно ориентировочно считать равной 4–4,5 км.

Характерную для кварц-биотитовых дацитов ассоциацию железистого биотита, магнезиального клинопироксена и кварца можно объяснить, исходя из экспериментов Вонса и Югстера, частичным разложением биотита в системе биотит-кварц в условиях сравнительно высоких температур. В результате образуется

биотит нового состава и клинопироксен. Образование именно клинопироксена (вместо гиперстена) свидетельствует о повышенной активности CaO , при этом нижний предел летучести O_2 должен, сравнительно с ассоциацией биотит+гиперстен, повыситься /124/. Принимается, таким образом, что парагенезис биотита и клинопироксена возникает в условиях более высоких температур, сравнительно высокой активности CaO и при $P\text{O}_2$, соответствующем кварц-фаялит-магнетитовому буферу ($\log f\text{O}_2 = -13,6$).

В табл. 37 приведены величины отношений $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2}$ во вкрапленниках биотита и магнетита для группы биотитсодержащих кислых лав и экструзивов. Отмечается, что значения степени окисленности этих минералов и вмещающих пород коррелируются между собой. По наиболее высокой степени окисленности и вкрапленников и валовой породы выделяются кварц-биотитовые дациты, в которых вкрапленники $\text{Fe}-\text{Ti}$ окисного минерала преобразованы в гематит. Если учесть, что отношение $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2}$ составляет 0.25 для буферной смеси магнетит-гематит, а в исследованных породах оно заметно превышает эту цифру, то следует подчеркнуть значительную роль постмагматического высокотемпературного окисления ($550-500^\circ$) вкрапленников, проявленного в лавовых потоках, куполах и экструзивах с различной интенсивностью. С этими процессами связаны образование реакционных камер магнетита вокруг биотитовых фенокристаллов, преобразование низкотитанистого магнетита в маггемит или гематит и вторичная калишпатизация вкрапленников плагиоклаза.

Магнетит - ильменит

Ассоциация титаномagnetита и обособленного ильменита во вкрапленниках характерна для всех петрографических типов пород верхнемеловой серии /125/. Однако их количественные содержания резко колеблются и в целом связаны между собой обратной зависимостью. Так, максимальные концентрации титаномagnetита отмечаются в оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтах и долеритах, одновременно содержание дискретного ильменита в них исключительно мало. Наибольшие концентрации ильменита отмечаются в плагиоклаз-роговообманковых андезитах и роговообманковых липаритах, в которых содержание титаномagnetита заметно сокращено. В единичных знаках отмечается ильменит в биотитовых липаритах, биотит-санидиновых липарито-трахитах и биоти-

Таблица 37

Соотношения $Fe^{+3} / Fe^{+3} + Fe^{+2}$ в сосущество-
ющих вкрапленниках биотита, магнетита и вме-
щающих породах

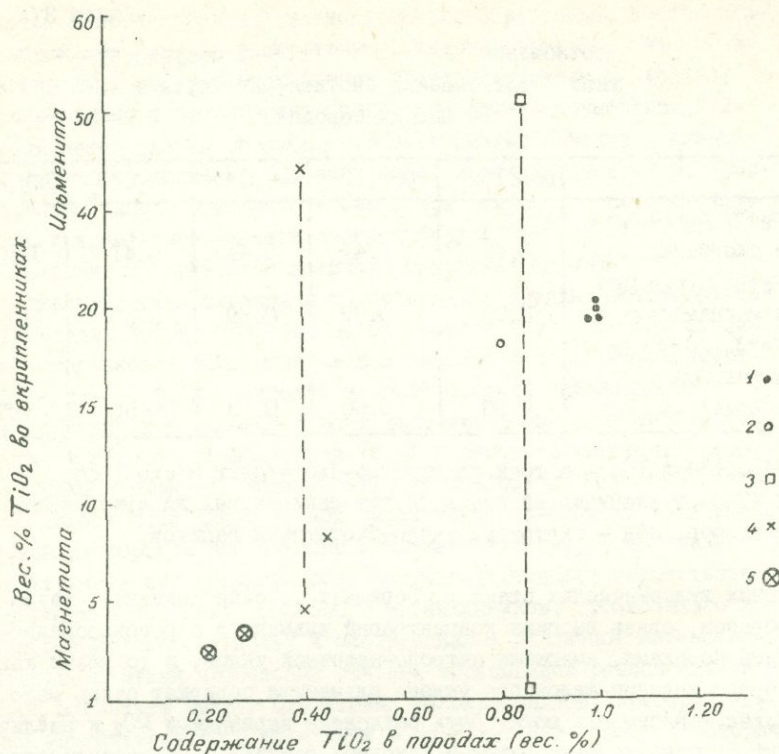
	Обр. 139	Обр. 106	Обр. 49 ₁	Обр. 49 ₂	Обр. 24д
$Fe^{+3} / Fe^{+3} + Fe^{+2}$ в биотитах	0.42	0.41	0.44	0.41	0.50
$Fe^{+3} / Fe^{+3} + Fe^{+2}$ в магнетитах	0.79	0.77	0.89	0.87	1.00
$Fe^{+3} / Fe^{+3} + Fe^{+2}$ в валовой породе	0.60	0.50	0.63	0.58	0.87

Обр. 139 и 106 – потоки плагиоклаз-биотитовых стекол; обр. 49₁ и 49₂ – вулканический купол биотит-санидиновых липарито-трахитов; обр. 24д – экструзив кварц-биотитовых дацитов.

товых вулканических стеклах. Обращает на себя внимание, таким образом, связь высоких концентраций ильменита с роговообманковыми породами, имеющими натрово-щелочной уклон, в то время как породы калиево-щелочного уклона ильменита содержат очень мало. Такая зависимость может быть объяснена вариациями PO_2 и различным флюидно-газовым режимом исходных расплавов, к рассмотрению которых мы обратимся ниже, в следующей главе.

Зависимость между содержаниями TiO_2 во вкрапленниках магнетита и ильменита от содержания TiO_2 во вмещающих породах приведена на диаграмме (фиг. 42). На ней отчетливо видно, что наиболее обогащенные TiO_2 породы – базальты и долериты – содержат вкрапленники наиболее титанистого магнетита. По мере убывания весовых процентов TiO_2 в породах заметно уменьшается содержание Ti во вкрапленниках магнетита, достигая минимальных значений в биотитовых липаритах и обсидианах. Одновременно, в проанализированных двух парах обособленных вкрапленников магнетита и ильменита содержания TiO_2 связаны обратной зависимостью.

Постоянное совместное нахождение магнетита и ильменита в фенокристаллах пород верхнемеловой серии указывает на то, что кристаллизация магнетита происходила в среде, насыщенной TiO_2 . Известно, что в таких условиях составы этих окисных минералов



Фиг. 42. Зависимость между содержаниями TiO_2 во вкрапленниках магнетита и ильменита от содержания TiO_2 в породах верхнемеловой серии. 1. Магнетиты из базальтов; 2. Магнетиты из андезитов-базальтов; 3. Магнетиты и ильмениты из андезитов; 4. Магнетиты и ильмениты из липаритов; 5. Маггемиты из липаритов.

служат при постоянном давлении показателями температуры и парциального давления кислорода /93, 121, 126, 103/. Как отмечает Л.Л.Перчук, положенное в основу этого геотермометра обменное равновесие $Fe_2O_3 + Fe_2TiO_4 = FeTiO_3 + Fe_3O_4$ определяется не только температурой, давлением и составом фаз, но и парциальным давлением кислорода, поскольку железо в магнетите и ильмените имеет переменную валентность. С ростом PO_2 в каждой из этих фаз будут происходить изотермические процессы изменения, т.е. окисление Fe^{+2} .

Приведенные в главе IV данные о составе проанализированных пар-вкрапленников магнетита и ильменита (обр. 30 и обр. 15) позволили на основе геотермометра Баддингтона-Линдсли, усовершенствованного Ю.А.Полтавцом, оценить примерные температуры их равновесной кристаллизации в интрателлурических условиях. На основе изучения структурного состояния вкрапленников титаномагнетита в базальтах и (долеритах) и андезито-базальтах сделана также попытка приближенно определить температуру установления внутрифазового равновесия в условиях охлаждения. Эти данные сведены в табл. 38. Полученные результаты свидетельствуют о том, что температура распада твердого раствора титаномагнетита из базальтовой группы охватывает интервал $840-700^{\circ}$, причем второй этап распада проявлен в субвулканических телах. В андезито-базальтах распад первичного титаномагнетита происходит при более низкой температуре (700°). Полученные для андезитов и липаритов температуры совместной кристаллизации магнетита и ильменита несколько ниже цифр, определенных по клинопироксен-амфиболовому геотермометру для андезитов и амфибол-гиперстеновому — для перлитов.

Распределение титана между вкрапленниками амфибола-магнетита и биотит-магнетита (маггемита) в породах липаритовой группы.

Для фемических минералов в кислых эффузивных и субвулканических породах верхнемеловой серии характерен постоянный парагенезис с магнетитом (и маггемитом), продолжительная кристаллизация которого на интрателлурическом этапе контролирует их титанистость. Следует отметить, что содержание Ti как во вкрапленниках рассматриваемых фемических силикатов, так и в магнетите, заметно понижено, что видно из сравнения с соответствующими минералами, описанными Кармайклом /I2I/ и Г.Б.Ферштатером с соавтором /I23/ из сходных по составу вулканитов.

Мольные доли титана в сосуществующих парах вкрапленников приведены в табл. 39. Рассчитанные коэффициенты распределения Ti между биотитом и магнетитом указывают на преимущественное вхождение Ti в биотит. В амфибол-магнетитовой паре, напротив, титан преобладает в магнетитовой фазе. Подобное распределение Ti зависит главным образом от температуры, поскольку принадлежность рассматриваемых минеральных пар к буферным ассоциациям позволяет предполагать, что на интрателлурическом этапе

Таблица 38

Температуры равновесий сосуществующих вкрапленников магнетитов и ильменитов из пород верхнемеловой серии по геотермометру Баддингтона-Линдсли, усовершенствованному Ю.А.Полтавцом

№№ пп	Образец	Состав твердых растворов маг- нетита и иль- менита	Т°С	-lgP ₀₂
I	среднее из 3 анализов (обр. 5, 33, 32)	Mgt ₅₃ Usp ₄₇ - J ₁₀₀	830-840	15
2	обр. I	Mgt ₆₅ Usp ₃₅ - J ₁₀₀	700	18
3	обр. I9	Mgt ₆₅ Usp ₃₅ - J ₉₇ Hem ₃	700	18
4	обр. 30	Mgt ₉₅ Usp ₅ - J ₆₉ Hem ₃₁	760	13.5
5	обр. I5	Mgt ₉₀ Usp ₁₀ - J ₈₄ Hem ₁₆	740-750	15.5

Примечание: 1. Вкрапленники титаномagnetита из оливин-плагноклаз-пироксеновых базальтов и долеритов с решетчатой структурой распада твердого раствора (I этап распада). 2. Вкрапленники титаномagnetита из субвулканических оливин-плагноклаз-пироксеновых базальтов с двумя этапами распада твердых растворов (II этап распада). 3. Вкрапленники титаномagnetита из двупироксеновых андезитов-базальтов с решетчатой структурой распада твердого раствора (I этап распада). 4. Вкрапленники гомогенного магнетита и дискретного гомогенного ильменита в плагноклаз-роговообманковых андезитах. 5. Вкрапленники гомогенного магнетита и дискретного гомогенного ильменита в роговообманковых липаритах.

кристаллизации PbO_2 в соответствующих магматических камерах поддерживалось примерно на одном уровне. При оценке вероятных температур совместной кристаллизации этих вкрапленников нами использовались графики, приведенные Г.Б. Ферштатером и Н.С. Бородиной. Положение точек относительно шкалы температуры устанавливалось этими авторами по двуполевошпатовому термометру; в высокотемпературной области кривых использовались установленные по магнетит-ильменитовому термометру данные Кармайкла для кислых эффузивов и субвулканических пород. Полученные нами цифры указывают, что изученные ассоциации роговой обманки и магнетита находятся в равновесии при более высоких температурах, чем биотита и магнетита. Кроме того, в каждой группе относительно более высокотемпературными оказываются вулканические стекла.

Таблица 39

Мольные доли титана во вкрапленниках биотита, амфибола и сосуществующего магнетита (и магнетита) в липаритах верхнемеловой серии

Обр.	$x_{\text{Bi}}^{\text{Ti}}$	$x_{\text{Mgt}}^{\text{Ti}}$	$K_{\text{Bi/Mgt}}^{\text{Ti}}$	$T^{\circ}\text{C}$ по графику Г.Б. Ферштатера и др.
106	0.08	0.03	2.67	740-750
49	0.12	0.04	3.00	700-710
обр.	$x_{\text{Amf}}^{\text{Ti}}$	$x_{\text{Mgt}}^{\text{Ti}}$	$K_{\text{Amf/Mgt}}^{\text{Ti}}$	$T^{\circ}\text{C}$ по графику Г.Б. Ферштатера и др.
15	0.07	0.05	1.43	730-740
13	0.07	0.11	0.67	820-830

Примечание: обр.106 - поток биотит-плагиоклазовых стекол; обр.49 - вулканический купол биотит-санидиновых липарито-трахитов; обр.15 - вулканический купол роговообманковых липаритов; обр.13 - дайка гиперстен-роговообманковых обсидианов.

$$x_{\text{Ti}} = \frac{\text{Ti}}{\text{Ti} + \Sigma \text{Fe}}$$

соответственно в биотите, амфиболе и магнетите.

$$K_{\text{Bi, Amf/Mgt}}^{\text{Ti}} = x_{\text{Bi, Amf}}^{\text{Ti}} : x_{\text{Mgt}}^{\text{Ti}} \quad [135].$$

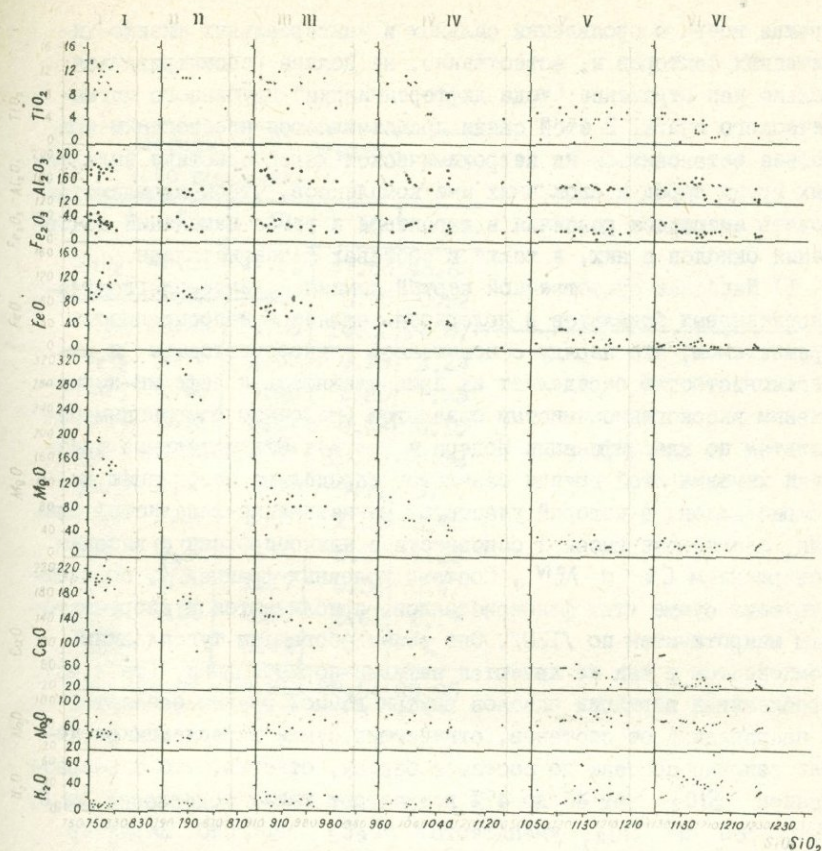
ГЛАВА VI.

ХИМИЗМ ПОРОД ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ И ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ АССОЦИАЦИЙ ФЕНОКРИСТАЛЛОВ

Проведенные ранее исследования показали, что верхнемеловая вулканическая серия описываемого региона отвечает в целом известково-щелочному ("среднему тихоокеанскому") петрохимическому типу ассоциаций /7/. Целый ряд новых химических анализов, выполненных по материалам автора и заимствованных из работ других авторов, существенно дополняет эти исследования. В таблицах 40-51 приведены химические составы и ряд петрохимических параметров преимущественно свежих, неизмененных или слабо-измененных разновидностей пород верхнемеловой серии. Особенности химизма описываются ниже на основе 90 анализов, в том числе и анализов основных масс (базиса) различных типов пород (табл. 25 и 50).

Рассмотрение этой совокупности анализов указывает прежде всего на ее неоднородность. По петрографо-минералогическому и петрохимическому признакам четко выделяются 14 групп пород, одновременно отвечающих разновозрастным комплексам или - как для кислых эффузивов - пространственно разобщенным рядам и различным геологическим телам. Рассчитанные для этих групп средние составы приведены в табл. 51.

Распределение породообразующих окислов в рядах валовые составы пород - составы базиса для отдельных комплексов пород приводятся на серии бинарных диаграмм (фиг. 43). Эти графики позволяют качественно наметить характер связи кремнезема и других окислов. Для более строгой оценки этих связей рассчитывались коэффициенты парной корреляции в общей выборке; значения коэффициентов графически отражены на фиг. 44. Рассмотрение этого графика указывает на четко скоррелированное поведение окислов в изученном ряду, при этом содержания Na_2O , K_2O прямо пропорционально увеличиваются относительно SiO_2 , а содержания



Фиг. 43. Бинарная диаграмма вариаций породообразующих окислов (мол. кол.) в группах пород верхнемеловой серии.

I — оливин-плаггиоклаз-пироксеновые базальты и долериты; II — оливиновые долериты ("А"); III — андезитов-базальты; IV — андезиты; V — роговообманковые кислые эффузивы; VI — биотитовые и кварцевые кислые эффузивы.

Al_2O_3 , MgO , CaO , FeO , Fe_2O_3 обнаруживают обратную связь с SiO_2 . Однако, как справедливо отмечают А.Ф. Белоусов, В.А. Кутаплин [128, 129] и другие исследователи, подобная сопряженность между содержаниями окислов в таком широком ряду составов (от оливиновых базальтов до липаритов) свидетельствует

прежде всего о проявлении сильных и универсальных физико-химических факторов и, естественно, не должна рассматриваться только как отражение "хода дифференциации" глубинного магматического очага. В этой связи представляется необходимым подробнее остановиться на петрохимической характеристике выделенных групп пород и сложенных ими комплексов, чтобы проиллюстрировать имеющиеся различия в характере и темпе изменений содержания окислов в них, а также в составах фенокристаллов.

1) Наиболее существенной чертой химизма оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов и долеритов является недосыщенность кремнеземом, что наряду с повышенной глиноземистостью и известковистостью определяет их принадлежность к нефелин-нормативным высокоглиноземистым базальтам (щелочным оливиновым базальтам по классификации Йодера и Тилли). Отличительные признаки химизма этой группы базальтов определяют ассоциацию фенокристаллов, в которой участвуют магнезиально-железистый оливин, плаггиоклаз высокой основности и клинопироксен с высоким содержанием Са и Al^{IV} . Составы условных фракций^{х)}, соответствующих сумме этих фенокристаллов, приближаются к анортозитовым микротинитам по /I30/. Они резко обогащены тугоплавким компонентом и так же являются нефелин-нормативными (табл.42). Проследивая вариации окислов внутри данной группы базальтов в направлении от составов, отвечающих сумме вкрапленников, через валовые составы до составов базиса, отметим, что с возрастанием SiO_2 от 43 до 47% возрастают также содержания Na_2O , K_2O , FeO и TiO_2 , уменьшаются Al_2O_3 , MgO , CaO . Характер связей и коэффициенты парной корреляции окислов в данной группе базальтов полнее отражены на графике (фиг. 45). Выявляется существенно известково-щелочная (боуэнская) тенденция изменения составов от твердых фракционатов к базису, в котором сохраняется недосыщенность кремнеземом. Эта тенденция является признаком кристаллизационной дифференциации, проявляющейся также в эволюции расплава от ранних порций (потоки) к более поздним (пластовые залежи, дайки). В том же направлении отмечается последовательное изменение химизма вкрапленников — несколько возрастает железистость оливина и клинопироксена,

х) Здесь и далее составы условных фракций, отвечающих сумме фенокристаллов, рассчитаны на основе химических анализов этих минералов с учетом их количественных соотношений.

Химический состав, числовые характеристики и нормативный
состав базальтовой группы пород верхнемеловой вулканичес-
кой серии Саварной Армении

	Оливин-платиоклаз-пироксеновые базальты и долериты верхнеконьяк-нижнесантонского комплекса													Оливин. долериты ("А") верхне-сантонского комплекса					
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	45.25	45.27	45.58	45.80	45.94	46.00	46.00	46.07	46.50	46.66	47.08	47.19	47.80	45.50	46.44	46.95	47.55	47.63	48.63
TiO ₂	1.12	1.00	0.72	0.60	1.00	0.80	1.03	0.95	0.98	0.60	1.00	1.02	0.94	0.99	0.95	0.92	1.66	0.85	0.92
Al ₂ O ₃	18.05	17.02	19.12	20.71	16.26	18.40	17.35	16.62	17.29	18.34	19.12	18.37	19.35	14.63	12.24	13.25	14.89	14.00	14.87
Fe ₂ O ₃	5.16	8.84	5.57	2.06	8.53	3.29	5.35	6.05	4.59	4.99	3.40	3.59	2.76	3.61	6.21	4.75	3.09	4.25	2.23
FeO	6.92	6.16	4.88	6.39	7.84	7.63	6.78	8.26	9.21	3.96	8.11	8.38	7.61	5.76	6.30	6.30	6.46	6.00	7.33
MnO	0.22	0.19	0.18	0.14	0.21	0.19	0.17	0.16	0.16	0.22	0.17	0.22	0.15	0.20	0.14	0.15	0.37	0.09	0.15
MgO	7.57	5.58	5.74	4.61	5.32	7.88	7.64	7.64	6.44	3.39	6.00	6.15	5.95	12.80	13.28	12.32	12.87	10.43	10.32
CaO	11.58	11.07	9.64	8.89	10.86	11.70	11.45	11.94	11.41	13.60	11.45	11.31	10.37	10.50	9.11	9.45	9.31	9.79	8.84
Na ₂ O	2.75	2.90	3.44	4.70	2.80	2.30	2.92	2.60	2.16	3.21	3.07	2.85	2.45	1.80	1.90	2.27	2.07	2.88	2.75
H ₂ O	0.49	0.77	0.78	0.62	0.60	0.65	0.58	0.50	0.98	0.11	0.89	0.92	1.20	1.00	0.76	0.79	0.38	0.77	1.25
H ₂ O ⁻	0.73	0.43	0.90	0.43	0.26	0.50	0.55	0.05	0.50	1.10	0.18	0.27	0.43	0.60	0.36	0.40	1.17	0.34	0.47
n.n.n.	0.30	1.47	3.48	4.99	0.50	-	0.64	-	0.74	2.52	-	0.35	0.90	2.60	3.01	2.50	0.65	2.61	2.19
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.16	0.30	-	-	0.44	-	-
Σ	100.14	100.70	100.03	99.94	100.12	99.34	99.46	100.74	100.96	99.27	100.47	100.62	100.07	100.29	100.70	100.84	100.91	99.64	99.95

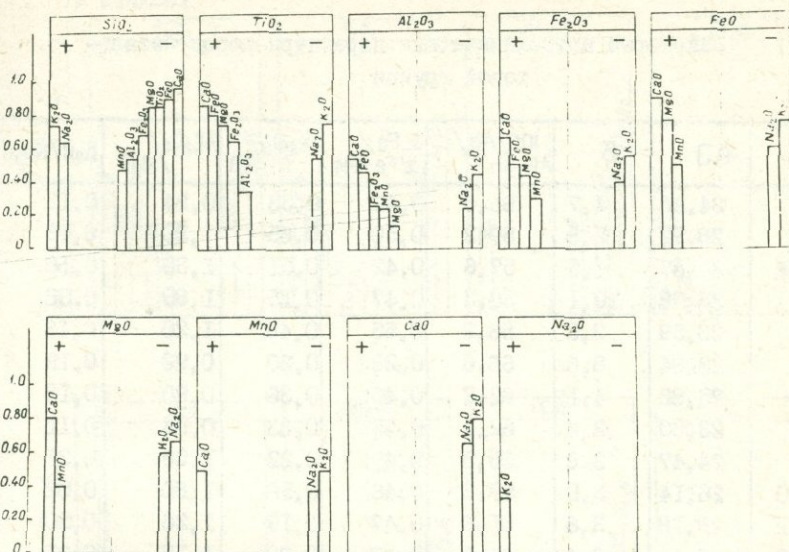
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

a	7.0	7.9	9.5	12.0	7.2	6.2	7.3	6.4	6.4	7.8	8.3	7.8	7.7	5.5	5.3	6.1	5.1	7.5	8.1
c	9.0	7.8	9.1	9.1	7.7	9.5	8.2	11.1	8.6	9.3	8.8	8.7	9.9	6.9	5.2	5.6	7.2	5.4	5.9
b	30.2	30.1	24.5	20.3	30.5	29.5	30.6	29.5	30.0	24.8	26.9	27.6	24.3	35.7	38.1	35.4	33.9	32.2	30.9
s	53.8	54.2	56.9	58.2	54.6	54.8	53.9	53.0	50.0	58.1	56.0	55.9	58.1	51.9	51.4	52.9	53.8	54.9	55.2
f'	37.9	47.0	42.6	43.6	50.1	35.9	37.5	44.6	44.5	36.0	40.3	41.5	42.2	24.3	29.1	28.4	26.2	27.9	28.8
m'	43.8	32.6	42.9	42.3	19.5	46.6	42.9	43.9	37.1	29.1	38.7	39.0	43.6	59.7	56.8	57.4	62.5	52.6	55.8
c'	18.3	20.4	14.5	14.1	30.3	17.5	19.6	11.5	18.4	34.9	21.0	19.5	14.2	16.0	14.1	14.2	11.3	19.5	15.4
n	90.0	84.0	85.9	92.7	88.2	64.0	88.6	89.4	76.1	98.5	83.2	82.0	75.5	70.7	77.5	80.5	89.5	83.8	76.3
t	1.8	1.7	1.2	1.0	1.7	1.3	1.7	1.5	1.6	1.0	1.6	1.6	1.5	1.7	1.5	1.4	2.4	1.3	1.3
g	14.8	26.5	21.1	9.7	24.4	10.0	15.3	17.5	13.6	18.4	10.9	11.6	10.1	8.7	13.4	11.3	7.4	11.0	6.1
q	-15.4	-15.2	-14.3	-7.5	-12.9	-12.3	-15.0	-17.9	-11.4	-8.7	-13.4	-12.5	-5.1	-14.1	-12.8	-12.0	-9.8	-10.6	-11.5
a/c	0.8	1.0	1.0	1.4	0.9	0.7	0.9	0.5	0.7	0.8	0.9	0.9	0.8	0.8	1.0	1.1	0.7	1.4	1.3

Нормативный состав по методу CJRW

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
il	2.12	1.97	1.37	1.21	1.97	1.52	1.97	1.82	1.82	1.21	1.97	1.97	1.82	1.97	1.82	1.67	3.04	1.67	1.67
mg	7.41	12.97	8.10	3.01	12.27	4.86	7.87	8.80	6.71	7.18	4.86	5.33	3.94	5.33	9.03	6.55	4.40	6.25	3.24
ap	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.34	0.67	-	-	1.01	-	-
or	2.78	5.0	5.0	3.34	3.34	3.90	3.34	2.78	6.12	0.56	5.57	5.57	7.24	6.68	5.00	5.00	2.23	5.00	7.79
ab	18.35	23.07	25.27	24.12	23.59	17.30	19.92	19.40	18.35	23.59	18.35	21.50	20.97	15.20	16.25	19.40	17.83	24.12	23.59
an	35.60	30.87	34.21	33.66	30.32	37.83	32.82	32.26	34.49	35.05	35.32	34.49	38.11	28.37	22.25	23.40	30.04	22.61	24.20
ne	3.13	0.85	1.70	8.52	-	1.14	2.56	1.42	-	1.99	4.26	1.42	-	-	-	-	-	-	-
wo	9.18	10.10	5.58	4.41	9.87	8.48	10.10	11.27	9.18	13.59	9.06	8.94	5.23	9.06	9.52	9.99	6.74	10.80	8.25
di	en	6.22	7.63	4.02	2.51	6.32	5.12	6.83	7.23	5.12	5.12	5.02	3.21	6.93	7.33	7.43	4.92	7.93	5.72
fs	1.72	1.45	1.06	1.72	2.90	2.90	2.51	3.30	3.69	2.64	3.56	3.56	1.72	1.19	1.19	1.58	1.06	1.85	1.85
fo	8.86	4.36	7.18	6.19	1.97	10.13	8.58	8.30	6.47	0.14	6.89	7.32	5.63	16.88	9.57	12.10	9.85	11.96	13.37
fa	3.87	0.61	1.63	5.71	1.02	5.60	2.85	4.08	5.30	-	5.30	5.30	5.50	2.85	1.63	2.85	2.45	3.06	6.11
en ₁	-	-	-	-	3.81	-	-	-	1.31	-	-	-	3.51	0.80	11.85	5.72	12.75	1.10	0.90
hy	fs ₁	-	-	-	1.85	-	-	-	0.92	-	-	-	1.58	1.32	1.98	1.20	3.03	0.26	0.66
Σ	99.24	98.88	95.02	94.40	99.23	99.78	99.35	100.66	99.48	95.69	100.26	100.42	98.80	97.25	97.42	97.29	99.35	96.81	97.35

I - обр. 32д, с.Шаваршаван; 2 - обр. 5, ср.из 2 ан., с.Хаштарак; 3 - обр. 606, с.Паравакар; 4 - обр. 1571, СВ г.Эльяк (автор Г.А.Туманян); 5 - обр. 6, с.Ачаджур; 6 - с.Хаштарак (данные П.Г.Продайвода); 7 - обр. 281, с.Ачаджур; 8 - обр. 1, ср. из 3 ан., с.Хаштарак; 9 - обр. 110, с.Ачаджур (автор М.А.Сатян); 10 - обр. 573, с.Неркин Кармирахобур; 11 - обр. 370, ср. из 2 ан., с.Хаштарак; 12 - обр. 33д, ср. из 2 ан., с.Шаваршаван; 13 - обр. 2040, с.Кохб (автор Г.А.Туманян); 14 - обр. 89/72, с.Баганис; 15 - обр. 8, ср.из 2 ан., г.Сатылмыш; 16 - обр. 20, ср. из 2 ан., там же; 17 - обр. 85/72, с.Баганис; 18 - обр.203, г.Сатылмыш; 19 - обр.103, зимовка Цакагехи (автор Г.А.Туманян)



Фиг.44. Коэффициенты парной корреляции, рассчитанные для общей выборки пород верхнемеловой серии (90 анализов).

уменьшается доля Ap в плагиоклазе.

Отсутствие реакционных отношений между оливином и клинопироксеном, порядок кристаллизации фенокристаллов в рассматриваемых базальтах и определяемые этим порядком особенности химизма остаточной жидкости отвечают по экспериментальным данным Д.Х.Грина и А.Э.Рингвуда /106/ пути дифференциации щелочного оливинового базальта в условиях низкого давления (до 15 км).

2) Оливиновые долериты также являются недосыщенными кремнеземом породами, но по содержанию в норме оливина и гиперстена должны быть отнесены к оливиновым толейитам. От базальтов первой группы они резко отличаются высокой магнезиальностью, пониженной глиноземистостью и известковистостью, более низкими значениями величины D_2 , что позволяет сравнивать их с коматитами по /131/. Единственной интрателлурической фазой в этих породах является оливин, обогащенный форстеритовым компонентом. Отделение и аккумуляция его фенокристаллов приводит к резкому обеднению базиса магнезией и обогащению кремнеземом, а также заметному возрастанию глинозема и щелочей.

Таблица 4I

Некоторые петрохимические параметры пород базаль-
товой группы

	ΣJ	δ	$100 \cdot An / (Ab + An)$	$\Sigma Fe / \Sigma Fe + Mg$	Fe_2O_3 / FeO	Al_2O_3 / MgO	K_2O / Na_2O
I	24,26	4,7	66,0	0,40	0,33	0,94	0,11
2	28,92	5,8	57,2	0,50	0,65	1,20	0,19
3	31,87	6,9	57,6	0,42	0,51	1,30	0,16
4	38,98	10,1	58,3	0,47	0,15	1,80	0,08
5	23,59	3,9	56,2	0,55	0,48	1,20	0,13
6	23,04	8,6	68,6	0,28	0,20	0,92	0,19
7	25,82	4,1	62,2	0,40	0,36	0,90	0,13
8	23,60	3,2	62,4	0,45	0,33	0,86	0,11
9	24,47	2,8	65,3	0,49	0,22	1,06	0,31
10	26,14	3,0	59,8	0,46	0,56	1,80	0,02
11	28,18	3,8	65,8	0,47	0,19	1,26	0,20
12	28,49	3,4	61,6	0,47	0,20	1,17	0,21
13	28,21	2,8	64,5	0,46	0,16	1,29	0,33
ср.	28,89	4,2	59,2	0,48	0,31	1,26	0,17
состав							
14	21,88	5,4	65,4	0,25	0,29	0,46	0,61
15	21,25	2,1	57,7	0,28	0,44	0,36	0,29
16	24,40	2,4	54,7	0,28	0,34	0,43	0,23
17	20,06	1,3	62,8	0,25	0,21	0,46	0,12
18	29,19	2,9	48,5	0,30	0,33	0,53	0,20
19	31,38	2,8	50,06	0,31	0,14	0,57	0,31
ср.	24,40	2,3	56,6	0,28	0,28	0,46	0,24
состав							

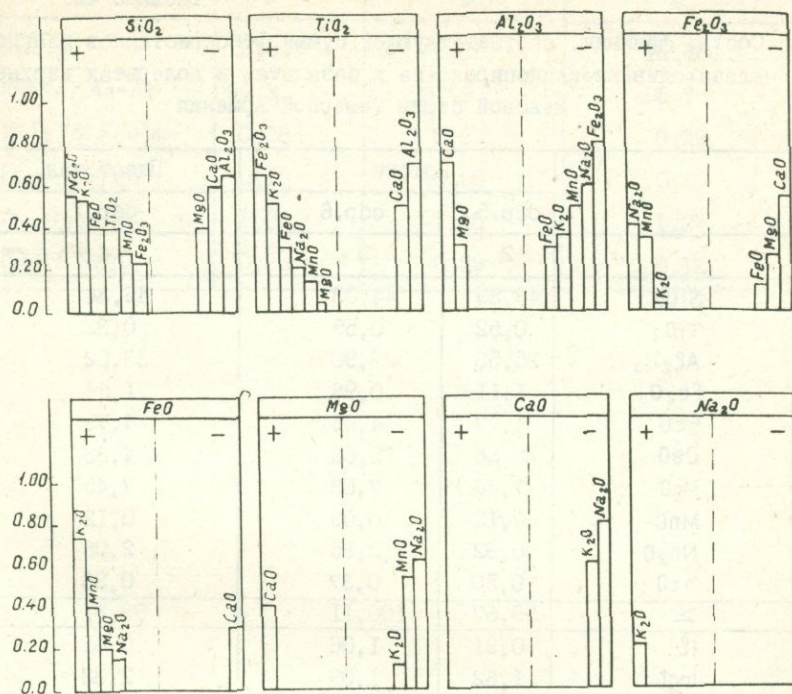
Примечание: $\Sigma J = \Sigma Ab + An + Ne$

$$\delta = \frac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 - 43}$$

(вес % нормат. минералов) по Торнтону и Таттлу, /127/.

по А. Ритману

Остальные отношения рассчитывались по молекулярным количествам окислов.



Фиг. 45. Коэффициенты парной корреляции породообразующих окислов в группе плагиоклаз-оливин-пироксеновых базальтов (29 анализов). Выборка включает составы фракции вкрапленников, валовых пород и основной массы.

При этом состав базиса остается недосыщенным SiO_2 . Таким образом, тот факт, что в описываемых долеритах на ранних стадиях интрателлурической кристаллизации не появляются плагиоклаз (или клинопироксен) не изменяет в целом известково-щелочной тенденции дифференциации, но объясняет наблюдаемый резкий характер разделения тугоплавких и легкоплавких компонентов и, в частности, резкое возрастание параметра D . Существенно плагиоклаз-клинопироксеновый состав базиса данных долеритов отвечает установленной Д.Х.Грином и А.Э.Рингвудом для оливиновых толейитов последовательности появления фаз в условиях низкого давления, однако дифференциация в рассматриваемом нами случае не доходит до появления кварц-норматитовых составов.

Таблица 42

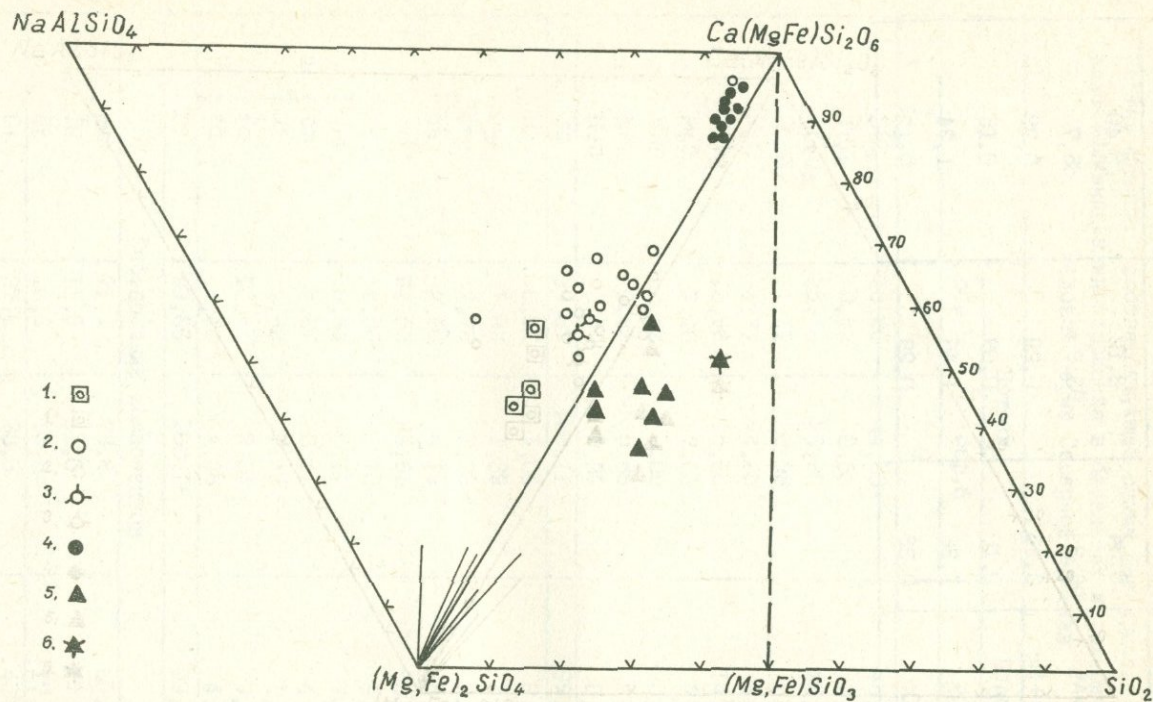
Состав фракции, соответствующей сумме фенокристаллов плагио-
клаза+оливина+клинопироксена в базальтах и долеритах верхне-
меловой серии Северной Армении

	Потоки		Пласт.зал.
	обр.5	обр.6	обр.1
I	2	3	4
SiO ₂	43,29	44,03	45,34
TiO ₂	0,52	0,55	0,32
Al ₂ O ₃	25,53	25,90	23,52
Fe ₂ O ₃	I,II	0,98	I,56
FeO	4,77	4,65	4,79
CaO	15,56	15,66	14,33
MgO	7,46	7,03	7,45
MnO	0,12	0,09	0,12
Na ₂ O	0,82	0,85	2,05
K ₂ O	0,50	0,37	0,36
Σ	99,67	100,11	99,81
il	0,91	1,06	0,61
mgf	1,62	1,39	2,32
or	2,78	2,23	2,23
ab	2,10	4,19	8,91
an	64,53	65,64	53,68
ne	2,56	1,70	4,26
di {	wo	5,11	7,20
	en	3,61	4,82
	fs	1,32	1,85
ol {	fo	10,41	9,85
	fa	4,48	4,08
Σ	99,66	100,18	99,81

Соотношение компонентов

An	71,9	73,2	65,9
Di	11,5	11,0	17,0
Ol	16,6	15,8	17,1
Di	37,0	38,3	43,3
Ol	53,7	55,0	43,4
Ne	9,3	6,7	13,3

I	2	3	4
DJ	5,34	8,12	15,40
100·An / An+Ab	96,8	93,9	85,7
$\Sigma \text{Fe} / \Sigma \text{Fe} + \text{Mg}$	0,28	0,29	0,29
$\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$	0,10	0,09	0,15
$\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{MgO}$	1,36	1,45	1,24
$\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$	0,38	0,29	0,12

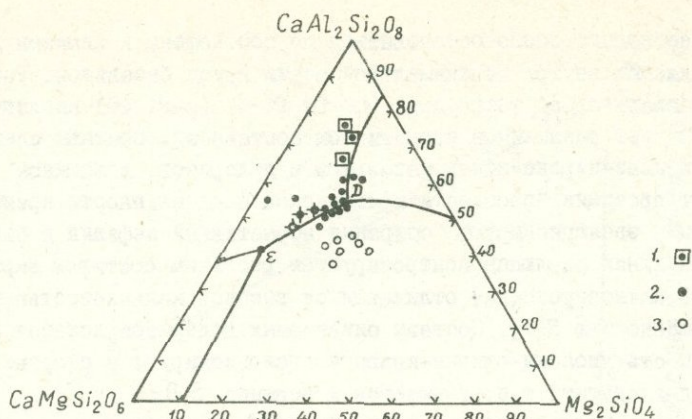


Фиг. 46. Нормативные составы равновозрастных базальтов верхнемеловой серии и их соотношения с составами фенокристаллов клинопироксена на диаграмме — развертке тетраэдра нефелин-диопсид-оливин-кварц. 1. Фракции, отвечающие сумме фенокристаллов; 2. Оливин-плагноклаз-пироксеновые базальты и долериты; 3. Их базис; 4. Вкрапленники клинопироксена в них; 5. Оливиновые долериты; 6. Их базис.

Необходимо особо остановиться на соотношениях химизма двух выделяемых внутри верхнемеловой серии групп базальтов. Развертка "базальтового тетраэдра" $\text{Ne}-\text{Di}-\text{Or}-\text{G}$ (фиг. 46) наглядно иллюстрирует различия в нормативном составе их. Составы оливин-плагноклаз-пироксеновых базальтов и долеритов, лежащие влево от проекции "плоскости критической недосыщенности кремнеземом", эволюционируют, сохраняя нормативный нефелин в базисе. Такая линия эволюции контролируется реальным составом вкрапленников клинопироксена; отличающихся высокой кальциево-железистой недосыщенностью SiO_2 . Составы оливиновых долеритов ложатся на плоскость диопсид-оливин-кварц и эволюционируют к стороне диопсид-энстатит, т.е. смещаются к вершине SiO_2 .

Проанализируем теперь особенности кристаллизации описываемых базальтов, сравнивая их с ходом кристаллизации в экспериментально изученных искусственных системах. На разрезе форстерит-диопсид-анортит системы $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2$ (фиг. 47) фигуративные точки валовых составов оливиновых долеритов отчетливо располагаются в поле надэвтектической кристаллизации форстерита, а состав их базиса за счет одновременного возрастания анортитового и диопсидового компонентов смещается к кривой, разделяющей поля анортита и форстерита. Начальные точки оливин-плагноклаз-пироксеновых базальтов и долеритов, как и точки их базиса, располагаются вдоль этой кривой, что объясняет кристаллизацию вкрапленников плагноклаза на ранних этапах. Относительно валовых составов составы базиса этих базальтов смещаются вдоль DE к тройной эвтектической точке, при этом возрастает диопсидовый компонент и убывает анортитовый. Составы, отвечающие сумме твердых фракционатов, располагаются в поле анортита и отчетливо смещены к полю шпинели.

На диаграмме диопсид-альбит-анортит (фиг. 48) фигуративные точки обеих групп базальтов верхнемеловой серии располагаются в плагноклазовом поле. Отмечается, что валовые составы оливин-плагноклаз-пироксеновых базальтов образуют сгущение вокруг изобары, соответствующей условиям кристаллизации при $P_{\text{H}_2\text{O}} \sim 5$ кбар. Составы базиса этих пород отчетливо смещены к стороне $\text{Ab}-\text{Di}$; фракции, отвечающие сумме фенокристаллов, резко сдвинуты к анортитовому углу диаграммы. Одновременно точки составов оливиновых долеритов, отвечая в целом кристаллизации в более "сухих" условиях, располагаются ближе к линии E_1E_2 . Состав базиса этих пород отклоняется к альбитовому углу диаграммы.



Фиг. 47. Составы разновозрастных базальтов верхнемеловой серии на диаграмме форстерит-анортит-диопсид. 1. Фракция вкрапленников; 2. Оливин-плаггиоклаз-пироксеновые базальты и долериты; 3. Оливиновые долериты. Крестики соответствуют составам базиса.

Рассмотрение приведенных диаграмм позволяет подчеркнуть следующие особенности, имеющие важное значение для обсуждения петрогенезиса рассмотренных двух групп базальтов:

а) От исходных различий в составе породообразующих, а также флюидных компонентов кристаллизующегося расплава зависит направление последующего фракционирования. Кристаллизация обогащенных водородно-водной флюидной фазой оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов начинается с выделения $Mg-Fe$ оливина и расплав достигает граничной кривой между полями анортита и форстерита уже в интрателлурическую стадию. Кристаллизация более "сухих" оливиновых долеритов также начинается с выделения оливина, но существенно магниального, и расплав достигает упомянутой граничной кривой лишь в эффузивную стадию;

б) Дальнейшее фракционирование идет в обоих случаях с убыванием форстеритового компонента. Оно приводит к появлению остаточных жидкостей, в разной степени недосыщенных кремнеземом;

в) Состав этих жидкостей приближается к котектике пироксен-плаггиоклаз.

Химический состав, числовые характеристики и нормативный состав андезитово-базальтовой и андезитовой группы пород верхнемеловой вулканической серии Северной Армении

	Гиперстеновые андезитово-базальты				Двушпиксеновые андезитово-базальты					Плаггиоклазовые андезиты					Плаггиоклаз-роговообманковые и шпиксен-роговообманковые андезиты				
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	53.09	55.24	56.60	57.93	52.59	53.16	53.47	54.10	54.48	58.37	58.49	59.75	60.48	62.05	62.07	59.85	63.60	63.72	63.97
TiO ₂	0.60	0.52	0.78	1.03	0.92	0.72	0.78	0.80	0.95	0.81	0.54	0.90	0.83	0.42	0.42	0.75	0.58	0.60	0.63
Al ₂ O ₃	20.15	19.97	17.02	16.40	17.87	18.11	16.90	15.94	13.15	15.60	16.23	16.93	15.53	17.71	14.65	16.42	18.18	15.60	14.67
Fe ₂ O ₃	2.33	3.77	3.70	3.58	4.64	3.88	2.90	5.24	5.78	5.70	2.48	3.80	4.39	2.61	3.95	4.05	2.49	3.75	2.05
FeO	5.06	3.84	5.56	3.66	4.67	4.96	4.13	4.52	6.58	2.87	3.36	3.78	4.29	2.52	3.30	2.98	3.00	3.29	2.88
MnO	0.14	0.24	0.15	0.16	0.19	0.12	0.06	0.16	0.11	0.29	0.08	0.15	0.16	0.07	0.08	0.33	0.08	0.12	0.60
MgO	4.45	3.67	3.16	4.29	4.81	1.30	2.70	3.62	5.15	2.29	3.88	2.72	1.95	2.47	1.31	4.37	1.35	1.98	1.72
CaO	9.50	8.10	6.95	4.81	8.17	7.76	7.60	7.71	7.76	6.06	6.48	6.51	4.20	3.02	6.54	5.57	5.41	5.72	5.62
Na ₂ O	2.66	2.92	2.54	4.50	2.12	2.62	3.55	2.61	3.50	4.46	4.48	2.87	4.71	5.50	3.75	3.01	3.01	3.27	3.43
H ₂ O	0.46	1.03	1.48	0.27	1.84	2.76	1.90	2.04	1.30	0.95	1.71	0.41	1.10	0.32	1.19	0.97	1.59	1.72	1.57
H ₂ O ⁻	0.40	-	0.12	0.48	0.42	-	0.76	0.28	0.43	0.44	0.66	0.59	0.64	0.57	0.81	0.86	-	0.38	0.98
п. н. п.	1.40	1.48	1.50	3.43	2.18	5.50	4.95	2.12	0.26	1.24	1.05	0.86	0.94	2.41	1.68	0.77	0.92	0.25	1.27
P ₂ O ₅	-	-	-	0.17	-	-	-	-	-	-	-	0.23	-	0.52	-	-	-	0.42	-
Σ	100.24	100.78	99.54	100.71	100.42	100.89	99.70	99.14	99.47	99.08	99.74	99.50	99.94	100.19	99.75	99.93	100.21	100.82	99.49

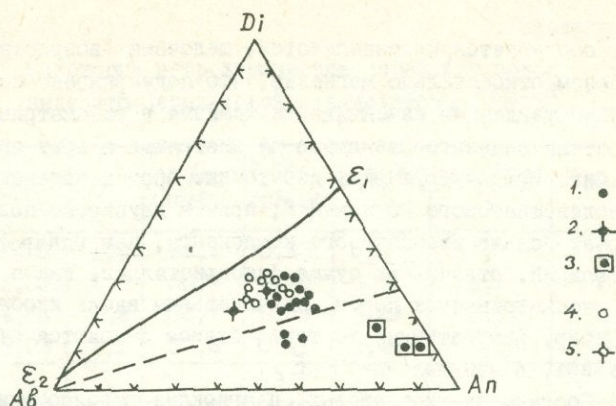
Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)

a	7.0	8.4	8.2	10.7	17.6	10.9	13.9	19.0	9.4	11.6	12.5	7.2	12.3	12.5	10.3	8.2	9.2	9.7	10.2
c	11.0	10.0	7.9	6.0	8.9	8.0	5.0	6.8	4.0	4.9	4.7	8.4	4.5	3.7	4.9	6.9	6.8	5.6	4.9
b	16.8	14.5	15.8	14.5	19.5	13.7	16.4	19.1	25.0	14.8	15.3	12.2	12.3	12.8	12.3	14.8	8.9	11.3	10.2
s	65.2	67.1	68.1	68.8	64.0	67.4	64.7	65.1	61.6	68.7	67.5	72.2	70.9	71.0	72.5	70.1	75.1	73.4	74.7
f'	43.9	52.0	57.3	47.8	47.4	65.0	41.2	49.4	44.3	54.7	35.7	60.4	67.2	36.2	55.1	46.5	59.5	57.6	51.7
m'	47.8	45.0	36.4	51.7	44.1	17.5	29.4	34.1	34.4	26.9	42.9	39.6	27.2	31.9	18.2	50.7	27.0	30.3	28.6
c'	8.3	3.0	6.3	0.5	8.5	17.51	29.4	16.5	21.3	18.4	21.4	-	5.6	-	26.7	-	-	12.1	19.7
a'	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	31.9	-	2.8	13.5	-	-
n	89.6	81.0	72.0	96.0	64.1	58.3	58.7	66.6	80.0	86.7	80.2	92.0	88.6	96.7	82.4	81.4	73.8	74.6	74.0
t	0.9	0.6	1.1	1.3	1.2	1.0	1.1	1.1	1.3	1.0	0.7	1.1	0.9	0.5	0.9	0.9	0.7	0.7	0.7
y	12.2	27.9	20.9	22.2	21.5	26.3	15.8	24.7	19.4	34.0	14.3	28.4	31.6	17.0	28.4	24.0	25.4	29.1	17.6
q	+ 5.4	+ 7.4	+11.9	+10.2	+ 3.9	+ 5.0	+ 6.6	+ 5.4	+ 0.4	+ 9.3	+5.3	+28.6	+12.7	+13.3	+19.5	+19.6	+25.0	+21.8	+24.1
a/c	0.6	0.8	1.0	1.8	0.9	1.4	2.8	1.3	2.4	2.4	2.7	0.9	2.7	3.4	2.1	1.2	1.4	1.7	2.08

Нормативный состав по методу CJRW

	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
il	1.21	0.91	1.52	1.97	1.67	1.37	1.52	1.52	1.82	1.52	1.06	1.67	1.52	0.76	0.76	1.52	1.21	1.21	1.21
mgf	3.24	0.56	5.33	5.33	6.71	5.56	4.17	7.64	8.34	6.71	3.70	5.56	6.48	3.70	5.79	6.02	3.70	5.56	3.01
ap	-	-	-	0.34	-	-	-	-	-	-	-	0.34	-	1.35	-	-	-	1.01	-
or	2.78	6.12	8.90	1.67	10.57	16.70	11.13	11.69	7.79	6.12	10.02	2.23	6.68	1.67	7.24	6.12	9.46	10.02	10.57
ab	22.50	24.64	21.50	38.27	17.83	22.02	29.89	22.02	29.36	37.75	38.27	24.12	39.85	46.66	31.98	25.17	25.17	27.79	28.31
an	41.72	38.38	30.60	23.09	34.21	29.48	24.76	25.87	16.41	19.47	18.91	31.43	18.08	11.40	19.47	27.54	26.40	22.81	19.75
cor	-	-	-	0.20	-	-	-	-	-	-	-	0.31	-	4.38	-	0.31	1.73	-	-
wo	2.21	0.70	1.63	-	2.67	3.72	5.46	5.11	9.18	4.53	5.58	-	1.16	-	5.46	-	-	2.21	3.37
en	1.31	0.40	0.90	-	1.81	2.21	3.31	3.51	5.82	2.81	3.81	-	0.60	-	3.11	-	-	1.41	1.71
fs	0.79	0.26	0.66	-	0.66	1.32	1.85	1.19	2.77	1.45	1.32	-	0.53	-	2.11	-	-	0.66	1.58
jen	9.74	8.63	7.03	10.74	10.14	1.00	3.41	5.62	7.03	2.91	5.82	6.73	4.22	6.02	0.20	10.84	3.41	3.61	2.51
fs ₁	5.67	2.77	5.28	2.24	2.90	3.56	1.98	4.22	3.03	1.06	1.85	2.24	2.37	1.85	0.13	0.79	2.51	1.19	0.92
q	6.49	10.27	14.24	13.09	8.59	8.41	6.61	9.67	7.09	13.15	9.43	23.13	16.15	19.35	21.21	19.82	25.45	23.18	23.72
Σ	97.71	98.64	97.89	96.94	97.76	95.35	94.09	98.06	98.64	97.48	99.77	97.76	97.64	97.32	97.46	98.13	99.34	100.66	99.66

20 - обр. 26д, с.Кохб (автор Э.Г.Малхасян); 21 - обр. 26, с.Кохб; 22 - обр. 571, с.Кохб (автор М.А.Сатян); 23 - обр. 1597, с.Кохб (автор Г.А.Туманян); 24 - обр.479, с.Саригух (автор М.А.Сатян); 25 - обр. 474, с.Саригух (автор Г.А.Туманян); 26 - обр. 19д, с.Саригух; 27 - обр. 199, с.Саригух; 28 - обр. 7, ср. из 2 ан., с.Саригух; 29 - обр. 561, с.Товуз; 30 - обр. 148, с.Куши-Айрум; 31 - обр. 51/72, с.Кожкотан; 32 - обр. 553, с.Товуз; 33 - обр. 142/72, г.Эльдаг; 34 - обр. 752, с.Мазамлы; 35 - обр. 41а, с.Ачаджур; 36 - обр. 46, г.Шим-тапа; 37 - обр.30, г.Шор-Ахюр; 38 - обр. 79, ср. из 2 ан., г.Шим-Тапа.



Фиг. 48. Составы разновозрастных базальтов верхнемеловой серии на диаграмме альбит-анортит-диопсид. E_1E_2 — линия эвтектики при $P_{H_2O} = 1$ кбар; пунктирная линия — изобара при $P_{H_2O} = 25$ кбар по I23/. 1. Оливин-плаггиоклаз-пироксеновые базальты; 2. Их базис; 3. Фракции вкрапленников в них; 4. Оливиновые долериты; 5. Их базис.

3) Группы пород, отвечающие гиперстеновым и двупироксеновым андезито-базальтам, характеризуются насыщенностью SiO_2 , высокой известковистостью и глиноземистостью. При невысокой щелочности эти особенности их химизма находят отражение в парагенезисе фенокристаллов, представленном плаггиоклазом повышенной основности, альмогитиперстеном и собственно авгитом. Вариации окислов в рассматриваемых андезито-базальтах сравнительно невелики и определяются различиями между гиперстеновыми и двупироксеновыми разностями, которые сохраняются также в составах их базиса. Гиперстеновые разности имеют более высокую кремнекислотность и магнезиальность и это обстоятельство определяет количественное преобладание вкрапленников гиперстена над клинопироксеном. Кроме того, при равных значениях железистости фенокристаллы гиперстена и клинопироксена в гиперстеновых разностях имеют более высокую степень насыщенности SiO_2 .

Составы фракций, отвечающих сумме фенокристаллов плаггиоклаза, гиперстена и авгита (табл. 45) недосыщены кремнеземом и особенно обогащены анортитовым и энстатитовым компонентами. После выделения твердых фракционатов остаточный состав

резко обогащается кремнекислотой, щелочами (возрастание ΔJ) и железом относительно магнезии, что подчеркивает известково-щелочную тенденцию изменчивости химизма в рассматриваемом ряду.

Составы андезито-базальтов на диаграмме альбит-анортит-диопсид (фиг. 49) обнаруживают избыточные против эвтектики содержания полевошпатового компонента, причем двупироксеновые разности содержат больше диопсидового компонента, чем гиперстеновые. Состав фракций, отвечающих сумме фенокристаллов, как и валовые составы рассматриваемых пород, локализованы вдоль изобары с $P_{H_2O} \sim 5$ кбар, фигуративные же точки базиса смещаются от этой линии вверх, в направлении $E_1 E_2$.

4) Составы плаггиоклазовых, плаггиоклаз-роговообманковых и пироксен-роговообманковых андезитов обнаруживают резкое возрастание кремнекислотности, отношения Fe/Mg и щелочности, особенно натриевой. Следствием этого является кристаллизация более кислого плаггиоклаза во вкрашленниках, ассоциирующего с кальциевым амфиболом. Вариации в содержании окислов в рассматриваемой группе связаны с возрастанием SiO_2 , K_2O , убыванием магнезии в направлении от плаггиоклазовых к плаггиоклаз-роговообманковым разностям (фиг. 43). Соответствующая сумме фенокристаллов плаггиоклаза и роговой обманки фракция (табл. 45), хотя и недосыщена кремнеземом, но характеризуется резким сокращением количества нормативных оливина и гиперстена. Кроме того, в ней резко возрастает содержание альбитового и ортоклазового компонентов (параметр ΔJ). В результате выделения этих твердых фракционатов в составе основной массы происходит резкое увеличение щелочей, особенно K_2O , и глиноземистости, вызывающее появление в норме корунда.

На диаграмме $Ab-An-Di$ (фиг. 49) начальные точки описываемых пород также располагаются в поле плаггиоклаза, вблизи изобары с $P_{H_2O} \sim 5$ кбар, но резко смещены к альбитовому углу. Состав базиса, не отраженный на данной диаграмме, отчетливо сдвинут уже в сторону тройной кварц-полевошпатовая эвтектики.

Химизм кислых эффузивов верхнемеловой серии варьирует в широких пределах, особенно по щелочности и кремнекислотности. Рассмотрим эти вариации для различных комплексов в отдельности.

5) Группы пород, отвечающие плаггиоклаз-роговообманковым липарито-дацитам, липаритам и гиперстен-роговообманковым перлитам (дацитам) формировались в указанной, т.е. антидромной возрастной последовательности, что уже было показано в главе I.

Таблица 44

Некоторые петрохимические параметры пород
андезито-базальтовой и андезитовой групп^x

	ЩЖ	б	100·An / An+Ab	$\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe+Mg}$	Fe ₂ O ₃ /FeO	Al ₂ O ₃ /MgO	K ₂ O/Na ₂ O
20	31,82	1,0	64,9	0,43	0,19	1,80	0,12
21	41,03	1,3	60,9	0,46	0,45	2,17	0,23
22	44,64	1,2	58,7	0,56	0,29	2,11	0,39
23	53,03	1,5	37,6	0,41	0,45	1,50	0,04
Сред. состав	43,43	1,2	54,8	0,46	0,33	1,86	0,17
24	36,99	1,6	65,7	0,45	0,43	1,48	0,56
25	47,13	2,9	57,2	0,74	0,35	5,56	0,71
26	47,63	2,8	45,3	0,53	0,32	2,50	0,35
27	43,38	1,9	54,0	0,51	0,52	1,71	0,50
28	44,24	2,0	35,9	0,50	0,39	1,10	0,25
Средн. состав	44,92	2,2	51,5	0,53	0,41	1,85	0,45
29	57,02	1,9	34,0	0,57	0,90	2,68	0,15
30	57,72	2,4	33,1	0,40	0,34	1,66	0,25
31	49,48	0,6	56,6	0,53	0,46	2,47	0,10
32	62,68	1,9	31,2	0,65	0,47	3,19	0,16
33	67,66	1,7	19,6	0,46	0,46	2,90	0,05
34	60,43	1,3	37,8	0,69	0,54	4,5	0,21
Средн. состав	59,05	1,5	37,8	0,55	0,51	2,67	0,14
35	51,11	0,9	52,2	0,39	0,61	1,49	0,23
36	60,08	1,0	51,5	0,63	0,38	5,20	0,35
37	60,98	1,2	45,1	0,58	0,52	3,06	0,34
38	62,60	1,2	41,1	0,56	0,33	3,42	0,35
Средн. состав	60,76	1,2	48,1	0,58	0,40	3,86	0,35

Примечание: ^x ЩЖ = Ab + Or + Q (вес.% норм.минералов).

Таблица 45

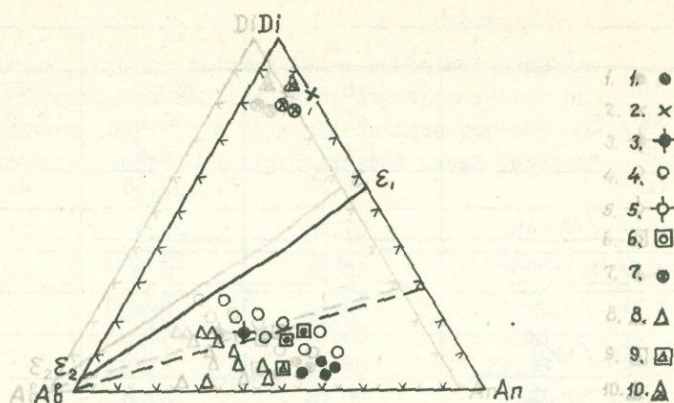
Состав фракции, соответствующей сумме фенокристаллов плагиоклаза+гиперстена+клинопироксена в двухпироксеновых андезито-базальтах (обр. 19 и 7) и плагиоклаза+роговой обманки в андезитах (обр. 30) верхнемеловой серии Северной Армении

	Обр.19	Обр.7	Обр.30
SiO ₂	52,63	53,48	53,55
TiO ₂	0,27	0,20	0,43
Al ₂ O ₃	19,23	19,08	22,86
Fe ₂ O ₃	1,12	0,99	2,43
FeO	5,33	5,21	2,88
CaO	10,76	9,72	10,01
MgO	7,38	7,23	3,50
MnO	0,18	0,22	0,05
Na ₂ O	3,21	3,76	4,60
K ₂ O	0,22	0,34	0,42
Σ	100,33	100,23	100,71
il	0,76	0,46	0,76
mg _l	1,62	1,39	3,47
or	1,11	1,67	2,23
ab	27,26	31,98	38,80
an	37,27	34,49	40,89
di {	wo	6,74	5,69
	en	4,22	3,51
	fs	2,11	1,85
ol {	fo	3,24	0,99
	fa	1,02	1,83
hy {	en ₁	10,84	9,44
	fs ₁	5,28	4,62
Σ	100,34	100,17	100,62

Соотношение компонентов

An	48,0	44,5	47,2
Ab	35,1	41,2	44,8
Di	16,9	14,3	8,0

I	2	3	4
An	56,8	50,6	49,9
Ab	41,5	46,9	47,4
Or	1,7	2,5	2,7
Σ	28,37	33,65	41,3
$100 \cdot \text{An} / (\text{An} + \text{Ab})$	57,8	51,9	51,3
$\Sigma \text{Fe} / \Sigma \text{Fe} + \text{Mg}$	0,31	0,30	0,39
$\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$	0,09	0,08	0,38
$\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{MgO}$	1,03	1,04	2,59
$\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$	0,04	0,05	0,05



Фиг. 49. Составы андезито-базальтов и андезитов в верхнемеловой серии на диаграмме альбит-анортит-диопсид: 1) гиперстеновые андезито-базальты; 2) состав вкрапленников клинопироксена в них; 3) их базис; 4) двупироксеновые андезито-базальты; 5) их базис; 6) фракции вкрапленников в них; 7) нормативный состав вкрапленников клинопироксена в них; 8) андезиты; 9) фракции вкрапленников в них; 10) нормативный состав вкрапленников клинопироксена в них.

Их составы обнаруживают резко выраженный натровый характер с вариациями SiO_2 в пределах 72–64%. Это пересыщенные кремнезёмом породы со сравнительно высокой известковистостью и пониженным содержанием глинозёма, что в липарито-дацитах выражается в появлении нормативного диопсида. Парагенезис фенокристаллов этих групп представлен плагиоклазом и кальциевой роговой обманкой; в перлитах поздних даек к ним присоединяется гиперстен. Составы порфировых вкрапленников обнаруживают резкие изменения в связи с изменением химизма вмещающих пород. От липарито-дацитов и липаритов к перлитам уменьшаются индекс лейкократовости, глинозёмистость и отношение Fe/Mg , возрастает кальциевость. В том же направлении содержание An в плагиоклазе возрастает от 25 до 40%. Во вкрапленниках магнетита заметно возрастает содержание ульвошиннелевого компонента. Изменение же состава фенокристаллов роговой обманки имеет сложный характер, поскольку в крайних дифференциатах во

Химический состав, числовые характеристики и нормативный состав группы кислых пород: верхнемеловой вулканической серии Северной Армении

Роговообманковые дациты, липарито-дациты, липариты и гипарстен-роговообманковые вулканические стекла														Биотитовые дациты, липариты, вулканические стекла и биотит-санидиновые липарито-трахиты										Кварцевые липариты		Трахито-липариты	
	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	
SiO ₂	63,70	65,89	66,40	67,18	67,26	68,90	69,22	69,27	70,47	70,80	71,79	72,40	65,99	66,42	68,03	68,16	69,17	69,45	69,50	70,14	70,28	70,47	72,50	75,36	75,59	67,46	
TiO ₂	0,36	0,45	0,42	0,11	0,45	0,37	0,25	0,59	0,22	0,45	0,42	0,38	0,36	0,43	сл.	0,27	0,29	0,06	0,15	0,26	0,20	0,31	0,15	0,17	0,13	0,31	
Al ₂ O ₃	15,74	15,05	14,85	15,39	13,61	15,40	14,38	14,83	14,37	14,62	14,78	13,69	14,08	15,02	15,72	14,03	15,85	16,75	15,50	16,74	13,67	13,13	14,50	12,89	12,35	14,56	
Fe ₂ O ₃	2,09	2,67	2,42	1,45	3,12	2,68	1,67	0,19	2,96	2,29	1,58	2,05	4,38	4,55	2,61	2,19	2,05	1,73	0,65	0,58	2,28	2,08	0,80	0,95	0,90	3,65	
FeO	0,73	2,24	2,20	1,22	3,64	0,83	1,35	2,44	0,57	0,56	0,21	1,20	0,21	0,35	0,42	0,71	0,56	0,86	0,36	1,42	0,98	0,44	0,36	0,20	0,12	0,33	
MnO	0,05	0,11	0,12	0,05	сл.	0,07	0,05	0,16	0,07	0,07	0,03	0,05	0,07	0,05	сл.	0,02	0,02	0,19	0,03	0,04	0,05	0,04	0,02	-	0,07	0,01	
MgO	1,23	0,90	0,96	1,04	0,71	0,83	1,37	0,50	0,63	0,45	0,27	0,46	0,82	1,20	0,62	0,61	0,76	1,00	0,32	0,90	0,60	0,38	0,40	0,60	0,80	0,71	
CaO	3,66	3,10	3,00	2,20	3,51	0,89	2,36	2,45	2,25	2,29	1,68	2,63	4,20	4,37	1,74	1,26	1,37	2,13	1,62	2,17	1,41	1,29	2,08	1,54	1,31	2,13	
Na ₂ O	3,70	4,10	4,32	4,54	4,60	4,98	4,67	4,40	4,62	3,70	4,88	4,04	4,21	4,11	4,35	4,16	3,96	3,30	3,30	3,60	3,30	3,93	4,76	3,50	3,58	2,47	
H ₂ O	3,63	1,15	1,75	4,24	2,30	4,32	2,96	3,20	2,68	2,80	2,38	2,08	2,32	2,45	4,90	5,60	5,12	4,40	4,52	4,20	3,80	4,11	2,94	2,81	3,44	6,10	
H ₂ O ⁻	1,00	0,72	1,02	0,83	0,13	0,29	0,79	0,70	0,48	0,49	0,17	0,35	0,35	0,43	0,35	0,23	0,75	-	4,40	-	0,36	4,12	1,50	0,10	0,17	0,34	
n.n.n.	4,62	4,47	3,50	1,59	1,14	0,95	1,03	2,14	0,47	2,28	1,25	1,27	1,53	1,27	0,37	1,88	0,60	0,28	-	0,20	3,84	-	1,26	1,22	1,82	-	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	0,10	-	-	0,16	-	0,77	-	0,23	-	-	0,10	-	0,10	-	-	-	-	-	-	
Σ	100,51	100,85	100,96	99,64	100,47	100,51	100,70	100,97	99,79	100,80	100,50	100,60	99,29	100,65	99,34	99,12	100,50	100,25	100,35	100,35	100,77	100,20	100,11	99,38	99,68	99,89	
Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)																											
a	14,0	11,0	12,2	16,2	13,2	16,9	14,5	14,3	13,8	12,2	14,0	11,8	12,8	12,7	16,7	17,3	15,8	13,2	14,1	13,6	12,6	14,8	14,5	11,5	12,4	14,5	
c	4,0	3,8	3,8	2,3	2,4	1,1	2,7	2,7	2,6	2,8	2,0	3,1	3,2	3,6	2,1	0,7	1,7	2,5	2,0	2,6	1,7	1,3	2,3	1,9	1,5	2,6	
b	5,6	8,1	6,5	4,7	8,9	5,0	5,3	3,8	4,4	4,9	3,5	3,8	7,6	6,1	3,8	4,5	5,3	7,7	3,1	6,2	6,1	3,2	2,1	2,8	2,9	4,7	
s	76,4	77,1	77,5	76,8	75,5	77,0	77,5	79,2	79,2	80,1	80,5	81,3	76,4	75,6	77,4	77,5	77,2	76,6	80,8	77,6	79,6	80,7	81,1	83,9	83,2	78,2	
f'	47,5	56,9	66,7	52,9	66,6	61,3	53,2	69,0	72,3	52,0	46,1	77,2	55,4	54,6	69,1	58,2	44,3	31,9	34,1	29,6	47,7	71,8	54,8	35,7	31,8	75,0	
m'	39,7	19,0	24,7	38,3	12,9	26,7	44,3	21,9	23,1	15,1	11,5	19,3	18,2	20,4	27,3	20,9	22,8	21,6	15,9	23,4	16,7	21,7	32,3	35,7	45,5	25,0	
c'	12,8	-	-	8,8	20,5	-	2,5	9,1	4,6	-	-	-	26,4	16,3	-	20,9	-	-	-	-	-	6,5	12,9	-	-	-	
a'	-	24,1	8,6	-	-	12,0	-	-	-	32,9	42,4	3,5	-	-	3,6	-	32,9	46,5	50,0	47,0	35,6	-	-	28,6	22,7	-	
n	61,2	83,5	78,5	61,9	75,5	63,5	70,4	67,5	71,8	66,6	76,0	76,0	73,9	71,0	57,3	53,5	54,2	57,9	52,5	56,2	57,0	59,3	66,7	65,1	61,7	38,1	
t	0,5	0,5	0,5	0,1	0,5	0,4	0,3	0,4	0,3	0,5	0,4	0,4	0,3	0,5	-	0,4	0,3	0,1	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	
y	33,3	29,3	32,2	26,5	28,8	45,3	27,8	3,6	58,5	38,3	38,4	45,6	25,5	48,7	58,1	20,9	32,9	19,0	18,2	8,5	31,1	56,5	32,3	28,6	27,3	67,6	
Q	+20,8	+28,4	+16,8	+18,9	+22,2	+19,1	+23,3	+27,1	+28,2	+33,0	+21,0	+35,9	+24,0	+22,2	19,3	+19,7	+21,1	+24,3	+31,4	+25,4	+32,3	+50,5	+30,9	+42,8	+40,1	+24,8	
a/c	3,5	2,9	3,2	7,0	5,5	15,4	5,4	5,3	5,3	4,3	7,0	3,8	4,0	3,4	7,9	24,7	9,3	5,3	7,0	5,2	7,4	11,1	6,3	6,2	8,3	5,6	
Нормативный состав по методу CIPW																											
	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	
il	0,76	0,91	0,76	0,15	0,91	0,76	0,61	1,21	0,46	0,91	0,61	0,76	0,61	0,76	-	0,61	0,61	0,15	0,30	0,61	0,46	0,46	0,30	0,46	0,15	0,61	
mgf	1,39	3,94	3,47	2,08	4,40	1,62	2,55	0,23	1,39	0,93	1,60	3,01	0,23	0,23	1,39	1,39	0,93	2,55	0,93	0,93	2,78	0,93	1,16	-	0,23	0,23	
ap	-	-	-	-	-	-	-	0,34	-	-	0,34	-	2,02	-	0,34	-	-	0,34	-	0,34	-	-	-	-	-	-	
or	21,15	7,24	10,57	25,04	13,36	25,60	17,81	18,92	16,14	16,70	13,91	12,24	13,36	15,03	28,94	32,83	30,05	26,16	26,71	25,04	22,26	24,49	17,25	16,70	20,03	36,17	
ab	31,46	34,60	36,18	38,27	38,80	41,94	39,85	37,23	38,80	31,46	41,42	34,60	35,65	34,60	36,70	35,65	33,56	27,79	27,79	30,41	27,79	33,56	40,37	29,36	30,41	20,97	
an	15,02	15,30	15,02	9,18	9,74	4,45	11,40	11,13	10,57	11,13	8,34	12,79	12,79	15,02	7,79	2,78	6,95	10,57	8,07	10,51	6,95	5,57	9,45	7,79	6,40	10,57	
cor	-	1,43	0,41	-	-	0,92	-	-	-	1,22	1,12	0,10	-	-	0,41	-	1,33	2,75	2,24	2,24	1,63	-	-	1,22	0,51	-	
wo	1,39	-	-	0,70	3,14	-	0,23	0,58	0,35	-	-	-	3,14	2,79	-	1,63	-	-	-	-	-	0,35	0,47	-	-	-	
di	1,21	-	-	0,50	1,10	-	0,10	0,20	0,30	-	-	-	2,01	2,41	-	1,41	-	-	-	-	-	0,30	0,40	-	-	-	
fs	-	-	-	0,13	2,11	-	0,13	0,40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
en	1,91	2,21	2,31	2,11	0,60	2,01	3,41	1,00	1,21	1,10	0,60	1,10	-	0,60	1,51	-	1,81	2,51	0,70	2,21	1,51	0,70	0,60	1,51	2,01	1,71	
hy	-	1,19	1,72	0,92	1,19	-	0,40	2,77	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,40	0,13	1,58	-	-	-	-	-	-	
q	19,37	28,95	26,12	18,32	23,66	20,36	22,94	24,14	27,74	32,91	30,28	34,47	24,62	23,18	19,77	19,52	22,82	27,21	29,25	26,40	32,91	28,40	28,65	40,11	37,29	24,08	
hem	1,12	-	-	-	-	1,60	-	-	2,08	1,60	1,60	-	4,31	4,47	1,60	1,28	1,44	-	-	-	0,32	1,44	-	0,96	0,80	3,51	
Σ	94,78	95,77																									

39 - обр. 334, с. Лалигях; 40 - обр. 13, обсидиан, дайка, секущая купол Кар-огли; 41 - обр. 728 - то же; 42 - обр. 696, купол Кыл-кая, р. Тауш; 43 - обр. 2044, купол Саккал, р. Тауш; 44 - обр. 623, с. Паравакар; 45 - обр. 15д, купол Кыл-кая, р. Тауш; 46 - обр. 2050, купол М. Кар-огли; 47 - обр. 588, купол Кар-огли, среднее из 2 анал.; 48 - обр. 14, купол М. Кар-огли; 49 - обр. 634, купол Саккал; 50 - обр. 17д - то же; 51 - обр. 732, уч. Кардан; 52 - обр. 24д - то же; 53 - обр. 1681, г. Резачал (автор Г. А. Туманян); 54 - обр. 63, купол Сурп-Саркис; 55 - обр. 49д, то же; 56 - обр. 2042, г. Мровул, ср. из 2 анал.; 57 - обр. 139а, обсидиан-перлит, г. Мровул; 58 - обр. 134, купол Глазан, ср. из 2 анал.; 59 - обр. 10, обсидиан-перлит, г. Мровул; 60 - обр. 139, то же; 61 - обр. 139б, то же; 62 - обр. 74, г. Карачал; 63 - обр. 50д, ср. из 2 анал.; г. Карачал; 64 - обр. среднее из 3 анализов, г. Кыл-кая, с. Кохб (авторы М. А. Сатян, А. Х. Мнацаканян).

вкрапленниках появляется более тугоплавкая фаза — гиперстен. В соответствии с этим в роговой обманке возрастают степень насыщенности SiO_2 и щелочность, убывает магнезиальность.

Состав фракции, соответствующей сумме фенокристаллов плагиоклаза и роговой обманки в липарито-дацитах, и плагиоклаза, роговой обманки и гиперстена в перлитах (табл. 49), характеризуется появлением нормативного кварца, высоким содержанием энстатитового и альбитового компонентов. Кристаллизация этих твердых фракционатов приводит к закономерному обогащению остаточного состава легкоплавким компонентом (D_1), слабому возрастанию Fe/Mg отношения и увеличению роли K_2O в сумме щелочей. Та же направленность дифференциации прослеживается при рассмотрении зависимости между породообразующими окислами в ряду от состава твердых фракционатов через валовые составы до составов базиса (фиг. 50). Приведенные данные указывают, что сильную положительную связь SiO_2 обнаруживает только с K_2O ; связи между кремнеземом и Al_2O_3 , FeO , CaO , MgO , а также с Na_2O — сильные отрицательные. Кроме того, обращает на себя внимание отсутствие корреляции между Na_2O и K_2O , а также положительные связи Na_2O с Al_2O_3 , CaO и MgO .

6) Группы пород, входящие в комплекс биотитсодержащих кислых эффузивов, формировались в возрастной последовательности биотит-плагиоклазовые обсидианы → липариты → биотит — санидиновые липарито-трахиты (и кварц-биотитовые дациты). Этот ряд имеет калиевый характер и характеризуется убыванием SiO_2 (от 70 до 60%). Породы относятся к пересыщенным кремнеземом и глиноземом разностям со сравнительно низкой известковистостью. Ассоциация порфировых вкрапленников в них представлена кислым плагиоклазом и биотитом промежуточного типа между изоморфными рядами истонит-сидерофиллит и флогопит-аннит. В крайних дифференциатах появляются санидин (липарито-трахиты) или кварц с высокомагнезиальным клинопироксеном (дациты). В составе вкрапленников плагиоклаза с изменением химизма от липаритов и обсидианов к липарито-трахитам несколько убывает содержание An . Составы же биотита варьируют с возрастанием железистости и глиноземистости, что определяется возрастанием калиевой щелочности пород в конце данного ряда. Более сложные изменения устанавливаются для биотита из кварц-биотитовых дацитов, в которых щелочность, напротив, убывает, но появляется тугоплавкая магнезиальная фаза-клинопироксен. В связи с этим

Таблица 47

Некоторые петрохимические параметры пород группы рогово-обманковых дацитов, липарито-дацитов, перлитов и липаритов

	ΣSi	G	$100 \cdot \text{An} / (\text{An} + \text{Ab})$	$\Sigma \text{Fe} / \Sigma \text{Fe} + \text{Mg}$	$\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$	$\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{MgO}$	$\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$
39	71,98	2,6	32,3	0,43	1,30	4,97	0,63
40	70,79	1,2	30,7	0,69	0,52	6,72	0,20
41	72,87	1,6	29,3	0,67	0,48	6,34	0,28
Средн. состав	72,00	1,4	30,0	0,67	0,52	6,50	0,24
42	81,63	3,2	19,3	0,50	0,53	5,80	0,93
43	75,82	2,0	20,1	0,80	0,38	7,82	0,32
44	87,90	3,3	9,6	0,58	1,54	7,55	0,57
Средн. состав	76,84	1,9	25,9	0,63	0,58	5,96	0,35
45	80,60	2,2	22,2	0,46	0,58	4,20	0,42
46	80,29	2,2	23,0	0,76	0,15	12,68	0,48
47	82,68	1,9	21,4	0,64	2,40	9,40	0,39
48	81,07	1,5	26,1	0,67	1,75	13,00	0,50
49	85,61	1,8	16,7	0,68	3,30	24,20	0,32
50	81,31	1,3	27,0	0,73	0,76	12,30	0,33
Средн. состав	83,84	1,9	20,4	0,63	0,73	9,60	0,40

Таблица 48

Некоторые петрохимические параметры пород группы биотитовых дацитов, липарито-дацитов, липаритов, биотит-сапидиновых липаритов, кварцевых липаритов и трахилипаритов

	дЖ	б	100·An / An+Ab	$\Sigma Fe /$ $\Sigma Fe+Mg$	$Fe_2O_3 /$ FeO	Al_2O_3 / MgO	K_2O / Na_2O
51	73,63	1,9	26,4	0,62	7,00	6,90	0,35
52	72,81	1,8	30,3	0,54	4,83	4,90	0,41
Средн. состав	73,03	1,8	28,1	0,55	6,75	5,72	0,37
53	85,41	3,4	17,5	0,68	2,70	10,30	0,74
54	88,00	3,8	7,4	0,63	1,40	9,78	0,86
55	86,43	3,2	17,2	0,53	1,60	8,66	0,84
Средн. состав	86,87	3,4	15,2	0,56	1,75	8,94	0,81
56	81,16	2,2	27,5	0,51	0,92	6,60	0,87
57	83,75	2,3	22,5	0,59	0,67	21,7	0,91
58	81,85	2,2	26,3	0,52	0,22	7,45	0,78
59	82,96	1,8	20,0	0,65	1,00	8,90	0,75
60	86,45	2,3	14,2	0,66	2,10	12,80	0,69
61	86,27	2,0	19,0	0,52	0,83	14,20	0,40
Средн. состав	83,90	2,3	21,5	0,55	0,91	9,06	0,81
62	86,17	1,2	21,0	0,38	2,00	8,40	0,54
63	87,78	1,5	17,4	0,26	6,00	6,10	0,62
Средн. состав	87,31	1,4	18,7	0,35	2,00	7,29	0,58
64	81,22	3,00	33,5	0,62	6,40	8,41	1,63

Таблица 49

Состав фракции, соответствующей сумме фенокристаллов в
группе кислых вулканических пород верхнемеловой серии
Северной Армении

	Обр.15	Обр.13	Обр.10	Обр.49
I	2	3	4	5
SiO ₂	57,55	55,69	53,70	55,46
TiO ₂	0,23	0,23	0,67	0,64
Al ₂ O ₃	19,91	19,56	22,44	21,47
Fe ₂ O ₃	2,01	1,30	3,32	3,43
FeO	2,46	5,68	3,43	3,67
CaO	7,97	6,73	4,76	4,64
MgO	4,05	5,51	2,82	2,56
MnO	0,10	0,11	0,24	0,20
Na ₂ O	5,69	4,63	5,46	4,61
K ₂ O	0,40	0,58	2,88	3,30
Σ	100,37	100,02	99,72	99,98
il	0,46	0,46	1,37	1,21
mgt	2,78	2,08	4,86	4,86
op	2,23	3,34	17,25	19,48
ab	48,24	39,32	41,94	38,80
an	27,54	30,87	23,64	23,09
di {	wo	1,05	-	-
	en	3,61	-	-
	fs	0,92	-	-
hy {	en ₁	6,42	-	6,32
	fs ₁	1,85	-	3,30
	q	1,32	-	0,96
cor	-	-	1,73	1,94
ol {	fo	-	4,93	-
	fa	-	1,63	-
	ne	-	2,27	-
Σ	100,36	100,10	99,62	99,96

Соотношения компонентов

An	35,3	42,0	28,5	28,4
Ab	61,8	53,5	50,6	47,7
Op	2,9	4,5	20,9	23,9

I	2	3	4	5
Ab	93,0	91,3	-	65,5
Or	4,3	7,8	-	32,9
Q	2,7	0,9	-	1,6
Ab	-	-	68,2	-
Or	-	-	28,1	-
Ne	-	-	3,7	-
Si	51,79	43,02	61,46	59,24
100·An/An+Ab	36,3	44,0	36,0	37,3
$\Sigma Fe / \Sigma Fe + Mg$	0,32	0,39	0,50	0,54
Fe_2O_3 / FeO	0,35	0,10	0,45	0,39
Al_2O_3 / MgO	1,95	1,40	3,19	3,34
K_2O / Na_2O	0,04	0,08	0,35	0,47

Примечание: обр.15 - роговообманковый липарит, плагиоклаз+роговая обманка; обр.13 - гиперстен-роговообманковый перлит, плагиоклаз+гиперстен+роговая обманка; обр.10 - биотитовый обсидиан-перлит, плагиоклаз+биотит; обр.49 - биотит-санидиновый липарит, биотит-санидин с учетом плагиоклаза (обр. 2042).

Таблица 50

Некоторые петрохимические параметры основных масс /базиса/
верхнемеловых вулканических пород Северной Армении

	ΔJ	δ	$100 \cdot An / An+Ab$	$\Sigma Fe / \Sigma Fe+Mg$	Fe_2O_3 / FeO	Al_2O_3 / MgO	K_2O / Na_2O
5	28,44	4,2	57,0	0,57	0,20	1,18	0,19
I	37,40	5,5	43,2	0,51	0,25	1,12	0,13
8	31,88	1,7	49,9	0,29	0,05	0,65	0,28
I9д	53,68	2,6	36,9	0,55	0,27	2,08	0,39
7	55,59	2,4	35,1	0,48	0,22	1,90	0,35
26д	55,98	2,1	39,1	0,54	0,33	2,69	0,35
30д	78,94	1,8	29,2	0,43	4,00	5,53	0,59
I3	78,52	1,6	24,0	0,51	3,25	8,06	0,22
I5д	92,37	3,7	2,9	0,59	-	8,40	0,55
I0	87,54	2,3	10,7	0,43	-	7,18	0,74
49	91,70	3,7	14,8	0,60	-	18,75	1,13
2042	89,25	2,7	10,2	0,43	-	7,64	0,78
50д	82,14	2,0	25,2	0,62	1,1	14,5	0,85

Таблица 5I

Средние химические составы индивидуальных групп эффузивов верхнемеловой
вулканической серии Северной Армении

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	46.24	47.28	55.71	53.56	60.20	63.76	66.15	67.78	70.66	66.21	68.45	69.93	75.45	67.46
TiO ₂	0.90	1.04	0.73	0.83	0.65	0.60	0.27	0.31	0.38	0.39	0.28	0.20	0.15	0.31
Al ₂ O ₃	18.15	13.98	18.38	16.39	16.10	16.50	15.12	14.58	14.84	14.55	15.47	15.67	12.62	14.56
Fe ₂ O ₃	4.93	4.02	3.35	4.49	3.82	2.76	2.54	2.41	1.79	4.28	2.26	1.56	0.92	3.65
FeO	7.09	6.35	4.53	4.97	3.35	3.05	2.22	1.90	1.05	0.28	0.56	0.77	0.16	0.33
MnO	0.18	0.18	0.17	0.13	0.13	0.26	0.12	0.06	0.07	0.06	0.02	0.06	0.30	0.01
MgO	5.73	12.00	3.89	3.52	2.43	1.68	0.95	0.97	0.62	1.01	0.66	0.66	0.70	0.71
CaO	11.17	9.50	7.37	7.80	5.46	5.58	3.05	2.78	2.08	4.29	1.34	1.66	1.42	2.13
Na ₂ O	2.93	2.27	3.16	2.88	4.29	3.24	4.21	4.38	4.52	4.16	4.16	3.57	3.54	2.47
K ₂ O	0.75	0.84	0.80	1.96	0.94	1.66	1.45	2.42	2.68	2.39	5.21	4.36	3.13	6.10
H ₂ O ⁻	0.47	0.55	0.33	0.45	0.62	0.68	0.87	0.42	0.49	0.39	0.44	0.76	0.13	0.34
П.п.п.	1.22	2.26	1.95	3.02	1.36	0.81	3.99	1.22	1.39	1.40	0.95	-	1.24	1.82
Σ	99.76	100.24	100.37	100.00	99.35	100.58	100.92	99.23	100.57	99.42	99.82	99.20	99.76	99.89

Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)

a	7.9	6.1	8.8	9.8	11.1	9.8	11.7	13.2	13.6	12.8	16.6	14.1	11.8	14.5
c	8.8	6.1	8.5	6.7	5.5	6.4	3.8	3.2	2.0	3.5	1.6	2.0	1.7	2.6
b	27.4	34.5	15.6	18.6	12.2	9.1	7.5	5.8	5.5	7.6	4.5	5.8	3.6	4.7
s	55.9	53.3	67.1	64.9	71.2	74.7	77.0	77.8	78.9	76.1	77.3	78.1	82.9	78.2
f'	43.2	27.4	49.5	48.7	55.2	61.5	59.8	67.9	47.6	53.2	56.1	36.8	35.2	75.0
m'	36.7	57.5	44.5	33.6	33.9	32.3	21.5	28.6	18.3	22.5	25.8	19.5	31.5	25.0
c'	20.1	15.1	6.0	17.8	10.9	6.2	-	3.6	-	24.3	-	-	-	-
a'	-	-	-	-	-	-	18.7	-	34.1	-	18.1	43.7	33.3	-
n	85.5	80.4	85.2	69.1	87.3	74.3	81.0	74.0	71.6	73.1	55.3	55.2	63.3	38.1
t	1.4	1.6	1.0	1.1	0.9	0.7	36.2	0.4	0.3	0.4	0.3	0.3	0.2	0.4
J	16.7	9.7	19.3	21.6	27.6	26.1	29.9	35.7	26.8	48.6	42.4	23.0	22.2	67.6
Q	-12.8	-11.7	+ 8.1	+ 3.5	+14.7	+23.4	+26.8	+26.0	+28.6	+23.1	+19.8	+26.0	+40.5	+24.8
a/c	0.89	1.0	1.0	1.5	2.0	1.5	3.1	4.1	6.8	3.7	10.4	7.0	6.9	5.6

Нормативный состав по системе CJRW

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
il	1.67	1.97	1.37	1.52	1.37	1.21	0.61	0.61	0.61	0.76	0.61	0.46	0.30	0.61
mgf	7.18	5.79	4.86	6.48	5.56	3.94	3.70	3.47	2.55	0.23	1.16	1.86	0.23	0.23
hem	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.15	1.44	0.32	0.80	3.51
or	4.45	5.00	5.00	11.69	5.57	10.02	8.90	13.91	16.44	13.91	30.61	26.16	18.37	36.17
ab	23.59	19.40	27.26	24.64	36.18	27.26	35.65	37.23	38.27	35.65	35.65	30.41	29.89	20.97
an	34.85	25.31	33.10	26.15	21.97	25.29	15.30	13.07	8.07	13.91	6.40	8.34	6.95	10.57
ne	0.85	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
cor	-	-	-	-	-	-	1.02	-	1.43	-	0.61	1.94	0.92	-
di { wo	8.94	9.06	1.51	5.34	2.21	0.93	-	0.35	-	3.14	-	-	-	-
en	5.42	6.63	0.90	3.41	1.51	0.50	-	0.20	-	2.51	-	-	-	-
fs	3.03	1.58	0.53	1.58	0.53	0.40	-	0.13	-	-	-	-	-	-
ol { fo	6.19	10.41	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fa	3.67	2.45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
en ₁	-	8.55	8.83	5.32	4.42	3.71	2.31	2.21	1.15	-	1.71	1.71	1.71	1.71
hy { fs ₁	-	1.98	4.22	2.64	1.45	1.85	1.58	0.92	0.13	-	-	-	-	-
q	-	-	11.17	8.59	17.30	23.48	27.45	25.70	29.43	23.84	20.61	27.33	39.05	24.08
Σ	99.20	98.11	98.65	97.36	98.07	98.59	96.52	97.80	98.14	98.11	98.80	98.53	98.22	97.85

1. Оливин-плагиоклаз-пироксеновые базальты и долериты. 2. Оливиновые долериты ("А"). 3. Гиперстеновые андезито-базальты. 4. Двупироксеновые андезито-базальты. 5. Плагиоклазовые андезиты. 6. Плагиоклаз-роговообманковые андезиты. 7. Гиперстен-роговообманковые липарито-дациты /перлиты/. 8. Плагиоклаз-роговообманковые липарито-дациты. 9. Роговообманковые липариты. 10. Кварц-биотитовые дациты. 11. Биотит-санидиновые липарито-трахиты. 12. Биотит-плагиоклазовые липариты и стекла. 13. Кварцевые липариты. 14. Плагиоклазовые трахилипариты.

фенокристаллы этого минерала обнаруживают в данных породах самую высокую железистость при сравнительно низкой глиноземистости.

Характерными особенностями состава обладают фракции, отвечающие сумме фенокристаллов плагиоклаза и биотита и плагиоклаза, биотита и санидина (табл. 49). Они заметно пересыщены глиноземом, содержат значительные количества альбитового и ортоклазового компонента, вследствие этого недосыщены или слабо насыщены SiO_2 и обнаруживают нормативные оливин или энстатит. Составы базиса по сравнению с составами этих фракций резко обогащены легкоплавкими компонентами, характеризуются возрастанием Fe/Mg отношения и резким увеличением K_2O в сумме щелочей.

Рассмотрение зависимости между пороодообразующими окислами в ряду от твердых фракционатов через валовые составы до состава базиса (фиг. 50б) обнаруживает слабую положительную связь SiO_2 с K_2O и сильные отрицательные связи — с Al_2O_3 , MgO , FeO , CaO и Na_2O . Na_2O положительно коррелируется с MgO и CaO .

7) Кварцевые липариты по содержанию SiO_2 относятся к предельным, лейкократовым разностям и характеризуются пересыщенностью глиноземом, пониженной известковистостью и невысоким содержанием щелочей с преобладанием Na_2O . Ассоциация фенокристаллов в них отвечает кварцу и олигоклазу, играющему резко подчиненную роль. Кристаллизация этих фенокристаллов приводит к иному результату — остаточный состав обедняется кремнеземом и глиноземом, но обогащается щелочами, особенно калием.

8) Плагиоклазовые трахилипариты — пересыщенные SiO_2 породы лейкократового облика и содержат лишь фенокристаллы альбитизированного плагиоклаза. Характеризуются наиболее высоким $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношением.

Из приведенного описания химизма кислых эффузивов верхнемерловской серии можно заключить, что большая часть их относится по содержанию SiO_2 к непредельным типам. Изменения содержаний кремнезема, окиси кальция, глинозема и, особенно, щелочей в пространственно разобщенных комплексах подчиняются различным закономерностям.

В комплексе роговообманковых лав и вулканических куполов от ранних излияний к наиболее поздним дайкам происходит убывание SiO_2 и K_2O , возрастание CaO , Al_2O_3 при постоянном содержании Na_2O .

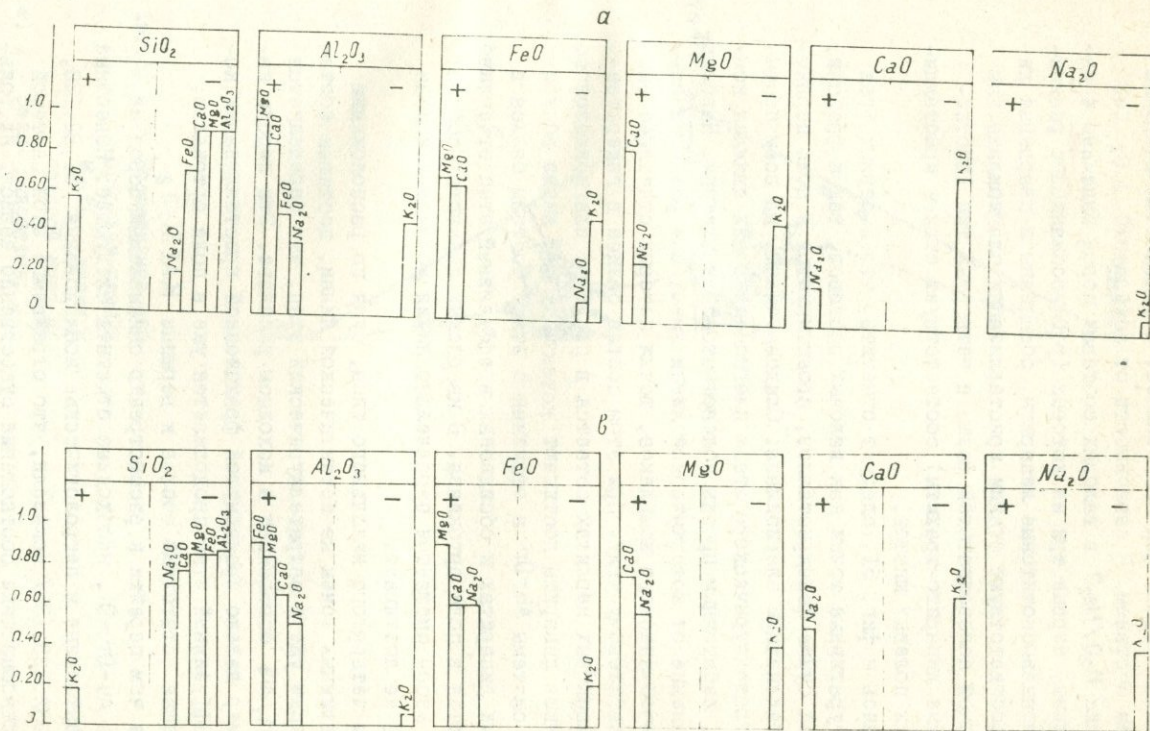
В комплексе биотитовых и кварцевых лав и экструзивов общий уровень кремнекислотности и глиноземистости заметно выше, появляются предельные типы липаритов. От ранних излияний к поздним этапам, связанным с формированием вулканических куполов и экструзивов, происходит нерегулярная смена составов в следующих направлениях: а) с резким возрастанием SiO_2 и убыванием Al_2O_3 и щелочей — переход к предельным типам (экструзив Карачал); б) с убыванием SiO_2 и резким возрастанием щелочей, особенно K_2O — трахитовый уклон (купол Кыл-Кая); в) с убыванием $\text{SiO}_2, \text{K}_2\text{O}$ при неизменном содержании Na_2O и с возрастанием CaO — дацитовый уклон (экструзив Кардан).

Подчеркнем также, что комплекс роговообманковых эффузивов отличается от комплекса биотитовых и кварцевых эффузивов более высокой титанистостью, меланократовостью и более низкой степенью окисленности железа.

Общей особенностью для непредельных кислых эффузивов рассматриваемых комплексов является положительная корреляция SiO_2 с K_2O и отрицательная — с Na_2O , причем с возрастанием активностей K_2O или Na_2O эти связи, судя по уменьшению коэффициентов корреляции, слабеют, т.е. поведение щелочей становится все более независимым. Иначе говоря, в роговообманковом (натровом) комплексе связи между K_2O и SiO_2 сильнее, а между Na_2O и SiO_2 слабее, в биотитовом комплексе — наоборот. Отрицательные корреляционные связи между Na_2O и SiO_2 объясняются свойственным кислым магмам /128/ вхождением Na совместно с Ca во фракцию сравнительно тугоплавких ранних кристаллических фаз (плаггиоклаза и темноцветного минерала типа роговой обманки или биотита).

Рассмотрим теперь главные особенности кристаллизации кислых эффузивов верхнемеловой серии в рамках упрощенных, экспериментально изученных систем альбит-ортоклаз и альбит-ортоклаз-кварц (фиг. 51).

Первая диаграмма уже частично была рассмотрена в главе IV в связи с особенностями кристаллизации полевых шпатов в кислых эффузивах описываемой серии. Было показано, что порядок кристаллизации вкрапленников полевого шпата и, в частности, появ-



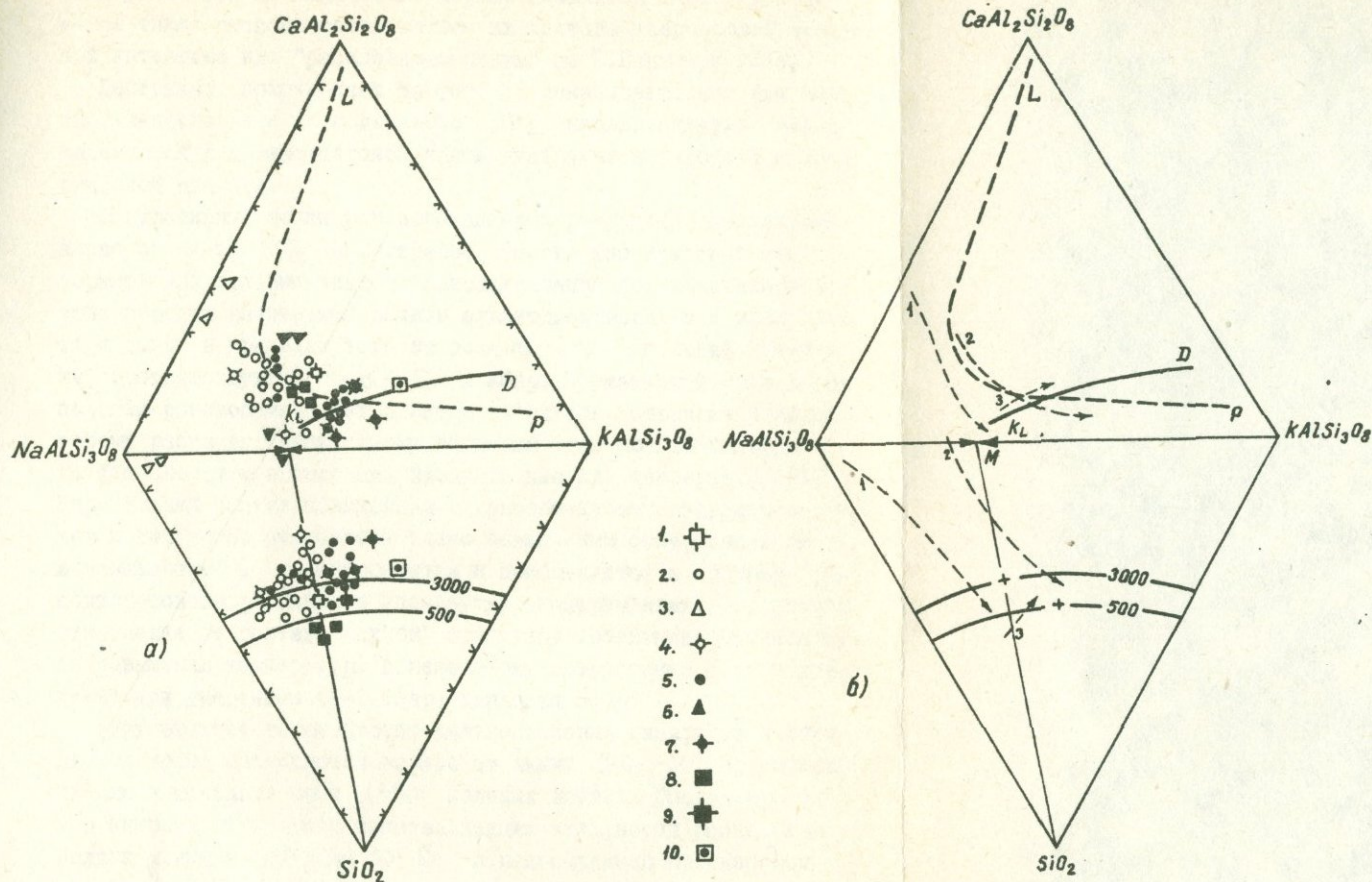
Фиг. 50. Коэффициенты парной корреляции породообразующих окислов в группе кислых эффузивов; а – роговообманковая группа пород (19 анализов); б – биотитовая группа пород (24 анализа).

ление в числе первых фаз плагиоклаза, определяются исходным химическим составом. В зависимости от содержаний SiO_2 , CaO и отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в валовых составах пород выделено 4 начальных типа, первые три из которых (роговообманковые разности, плагиоклаз-биотитовые липариты, обсидианы и кварцевые липариты) соответствуют стадии кристаллизации плагиоклаза как единственной полевошпатовой фазы, а четвертый тип (биотит-сангидиновые липарито-трахиты) соответствует стадии кристаллизации двух полевых шпатов.

Обращаясь к фиг. 5I, следует отметить, что в первых трех типах фигуративные точки как валовых составов, так и фракции, отвечающей сумме фенокристаллов, проектируются в поле первичной кристаллизации плагиоклаза. Следовательно, на всем протяжении интрателлурического этапа плагиоклаз в них являлся компонентом, избыточным против полевошпатовой котектики. Наибольшее отклонение от котектической линии имеют все разности пород роговообманкового комплекса, точки которых отчетливо смещены к альбитовому углу. При этом состав базиса в гиперстено-роговообманковых перлитах остается в пределах плагиоклазового поля, и лишь липариты достигают котектической линии вблизи минимума системы $\text{Ab}-\text{Or}$ в эффузивный этап. Составы базиса в биотитовых липаритах и обсидианах в эффузивный этап отчетливо перемещаются в поле ортоклаза. В кварцевых липаритах состав основной массы смещается параллельно линии котектики и поля ортоклаза не достигает.

Породы четвертого начального типа, судя по расположению их фигуративных точек на котектической линии, достигли состава котектики уже в интрателлурический этап, что определяется высоким K/Na отношением в исходном расплаве. Эти породы являют пример далеко продвинутой фракционной кристаллизации, которая в эффузивный этап продолжается уже в поле ортоклаза, резко смещая остаточный состав к вершине KAlSi_3O_8 .

Прежде чем перейти к рассмотрению описываемых пород на диаграмме $\text{Ab}-\text{Or}-\text{Q}$, необходимо отметить следующее. Известные экспериментальные и петрологические исследования [81, 82, 123, 128, 130, 132, 133, 135] показали, что отражаемые этой системой кварц-полевошпатовые соотношения существенно зависят не только от исходного состава и, в частности, от отношения нормативных An и Ab , но и от внешних параметров — температуры, общего давления, давления паров воды. Проанализируем под



Фиг. 51 а, б. Нормативные составы кислых эффузивов верхнемеловой серии на диаграмме альбит-анортит-ортоклаз-кремнезем (вода). Линия LP - граница непрерывной серии твердых растворов; KL - линия котектики двух полевых шпатов. Нанесены котектические линии кремнезем - полевой шпат при различных H_2O .

а) 1 - базис андезитов; 2 - валовые составы роговообманковой группы; 3 - фракция фенокристаллов в них; 4 - их базис; 5 - валовые составы биотитовой группы; 6 - фракция фенокристаллов; 7 - их базис; 8 - валовые составы кварцевых липаритов; 9 - их базис; 10 - валовые составы трахилипаритов.

б) Линии эволюции: 1 - роговообманковых разностей; 2 - биотитовых разностей; 3 - кварцевых разностей.

этим углом зрения выделяемые четыре начальных типа пород, оценивая также степень соответствия их состава кварц-полевошпатовой эвтектике или "расплавам-минимум" по Г.Винклеру /132/.

Диаграмма, приведенная на фиг. 51 показывает, что все изученные, неопределенные по содержанию SiO_2 кислые эффузивы четко локализируются в полевошпатовой части диаграммы и тяготеют к котектической области.

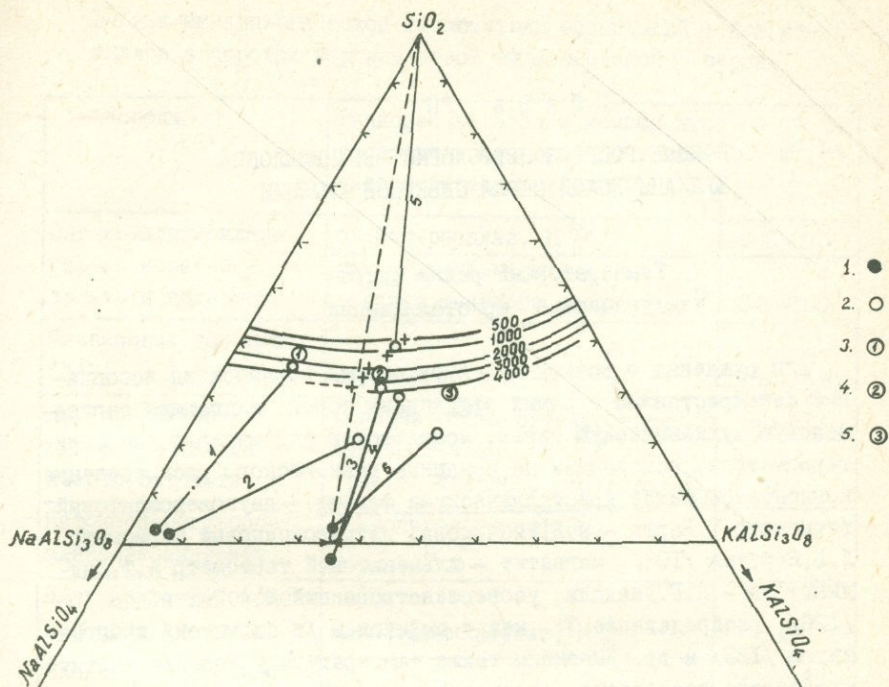
Фигуративные точки роговообманковых разновидностей располагаются влево от линии SiO_2 -М, отражая существенно натровый состав нормативных полевых шпатов. Кристаллизация фенокристаллов в этих породах начинается вблизи альбитовой вершины и продолжается далее в пределах того же поля Ab-Q-M до линий котектики, соответствующих $P_{\text{H}_2\text{O}} \sim 2 - 3$ кбар. Нормативный состав гиперстен-роговообманковых дацитов (перлитов) отвечает тоналитовому расплаву, полученному экспериментально Г.Винклером и Г. фон Платеном в условиях наиболее высоких температур (810°). Нормативный состав плагиоклаз-роговообманковых липарито-дацитов и липаритов отличается резко повышенным содержанием Ab и пониженным Q - компонентов и приближается к составу гранодиоритового расплава в упомянутых экспериментах. Это резкое отклонение от состава "сухой" гранитной эвтектики соответствует повышению температуры и некоторому возрастанию общего давления при умеренном ($1-2$ кбар) давлении $P_{\text{H}_2\text{O}}$.

Фигуративные точки биотит-плагиоклазовых липаритов и обсидианов четко размещаются вправо от линии SiO_2 -М, преимущественно в пределах поля K-Na полевых шпатов. Состав продуктов интрателлурической кристаллизации этих пород расположен вблизи минимума системы Ab-Or в недосыщенной кремнеземом части поля щелочных полевых шпатов. Кристаллизация этих пород продолжается в поле Or-Q-M , смещая остаточный расплав к области котектики. Составы базиса достигают точки минимума на котектических линиях с $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 3 - 4$ кбар. Нормативный состав этих пород отклоняется от "сухой" безанортитовой гранитной эвтектики в сторону возрастания Ab и уменьшения Or компонентов и тем приближается к гранитному расплаву - минимум, полученному Г.Винклером и соавтором при температуре 655° , $P_{\text{H}_2\text{O}} \sim 7$ кбар и $\text{Ab}/\text{An} = 2,9$. От последнего, однако, он отличается несколько более высокой ролью Or , что определенно указывает на относительное возрастание анортита и, следовательно, более высокие температуры формирования.

Составы предельных кварцевых липаритов располагаются в надэвтектическом кварцевом поле. Кристаллизация фенокристаллов в этих породах, начинаясь в вершине SiO_2 , смещает остаточный состав к котектической линии с минимальным давлением водяного пара. Нормативный валовый состав близок соответственно к гранитной эвтектике при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$ кбар; состав базиса отвечает расплаву-минимум при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$ кбар, $\text{Ab}/\text{An} = 0$ и температуре 770° .

Фигуративные точки биотит-санидиновых липарито-трахитов также расположены вправо от линии SiO_2 -М. Подобно биотит-плагноклазовым липаритам рассматриваемые породы начинают кристаллизоваться вблизи минимума двойной системы $\text{Ab}-\text{Or}$. Кристаллизация продолжается в поле $\text{Or}-\text{Q}-\text{M}$ по направлению к котектической линии, однако состав базиса оказывается резко смещенным к ортоклазовому углу диаграммы. Нормативный состав этих пород резко отличается от гранитного расплава-минимум в сторону возрастания Or и уменьшения Q компонентов, что должно быть связано с уменьшением $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и некоторым возрастанием общего давления.

Разнообразие петрохимических типов верхнемеловых кислых эффузивов и приведенные сопоставления позволяют высказать предположение об анатектическом происхождении исходных расплавов. При этом ряд биотит-плагноклазовые липариты (и липарито-трахиты) $\rightarrow$ плагноклаз-роговообманковые липариты (и липарито-дациты) $\rightarrow$ гиперстен-роговообманковые дациты, смещающийся вдоль котектических линий от $\text{Or}-\text{Q}$ стороны к $\text{Ab}-\text{Q}$ стороне, отражает повышение температур этих расплавов (фиг.52). Общей особенностью их является исходное низкое отношение Ab/An , т.е. значительное участие анортитового компонента, вызывающее повышение температур начала плавления. Различия в степени водонасыщенности расплавов к началу интрателлурической кристаллизации обусловили тот факт, что избыточными против эвтектики становились или фазы плагноклаз+темноцветный минерал (непредельные типы) или кварц+плагноклаз (предельный тип). Кристаллизация порфировых вкрапленников различного состава определила в конечном счете различные пути изменения состава остаточной жидкости, но основной тенденцией фракционирования являлось приближение к области котектики, т.е. обогащение легкоплавкими компонентами. Повышение отношения K/Na определило интенсивность фракционирования и достижение котектической поверхности уже в интрателлурический этап.



Фиг. 52. Составы фенокристаллов и основных масс кислых эффузивов верхнемеловой серии на диаграмме кварц-альбит-ортоклаз (вода). 1. состав фракций фенокристаллов; 2. состав базиса; линии: 1 - гиперстен-роговообманковые перлиты; 2. плагиоклаз-роговообманковые липарито-дациты; 3. биотитовые липариты; 4. биотитовые обсидианы; 5. кварцевые липариты; 6. биотит-санидиновые липарито-трахиты. Круги соответствуют расплавам - минимум по Винклеру: 1. тоналиты; 2. биотитовые гранодиориты; 3. известково-щелочные граниты.

Г Л А В А У П

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

Температурный режим интра- теллурической кристаллизации

Для суждения о возможных температурах образования ассоциаций фенокристаллов и самих эффузивных пород, составляющих верхнемеловую вулканическую серию, использован ряд минералогических термометров, основанных на принципе равновесного распределения компонентов между кристаллическими фазами — двуполевошатовый термометр Т.Барта — И.Д.Рябчикова, двупироксеновый термометр Л.Л.Перчука /103/, магнетит — ильменитовый термометр А.Ф.Баддингтона — Д.Г.Линдсли, усовершенствованный Ю.А.Полтавцом /126/, распределение Ti между амфиболом /и биотитом/ и магнетитом /123/ и др. Выяснены также температуры установления внутрифазового равновесия при распаде магнетитовых твердых растворов. Все эти данные, уже изложенные при рассмотрении составов сосуществующих фенокристаллов, суммированы в табл. 52. Подчеркнем, что приведенные цифры фиксируют минимальные температуры разделения компонентов, т.е. отвечают температурам солидуса и субсолидусных превращений.

Для определения температур солидуса изученных оливинсодержащих базальтов и долеритов применялся другой метод, основанный на зависимости типа кристалл-расплав, поскольку установлено, что концентрации MgO и FeO в базальтовых расплавах определяют температуры начала кристаллизации оливина /136/. Этот метод, детально описанный В.И.Вагановым и соавтором /137/, учитывает зависимость железистости кристаллов оливина от состава равновесного с ним расплава. Применение его для оценки начальных температур кристаллизации вкрапленников оливина в изученных верхнемеловых базальтах оправдано двумя обстоятельствами: 1) составы обеих разностей отличаются высоким отношением

Таблица 52

Данные минералогической термометрии ассоциаций фенокристаллов в породах верхнемеловой вулканической серии

Породы	Равновесные фазы и компонент, распределение которого учитывается геотермометром	$T^{\circ}(C)$
Оливин-плагиоклаз-пироксеновые базальты и долериты	оливин-расплав, K_D^{Mg}	900-950
	магнетит-ильменит (распад твердого раствора), K_D^{Ti}	840-700
Оливиновые долериты ("А")	оливин-расплав, K_D^{Mg}	1150-1170
Двупироксеновые и гиперстеновые андезиты-базальты	клинопироксен-ортопироксен, K_D^{Mg}	790-820
	магнетит-ильменит (распад твердого раствора), K_D^{Ti}	700
Пироксен-роговообманковые андезиты	клинопироксен-амфибол, K_D^{Mg} , K_D^{Ca}	790-800
Плагиоклаз-роговообманковые андезиты	магнетит-ильменит, K_D^{Ti}	760
Плагиоклаз-биотитовые обсидианы (липариты)	биотит-магнетит, K_D^{Ti}	740-750
Биотит-санидиновые липарито-трахиты	биотит-санидин, K_D^K , K_D^{Ab}	730-740
	санидин-плагиоклаз, K_D^{Na}	730-740
	биотит-магнетит, K_D^{Ti}	700-710
Плагиоклаз-роговообманковые липариты и липарито-дациты	магнетит-ильменит, K_D^{Ti}	740-750
	амфибол-магнетит, K_D^{Ti}	730-740
Гиперстен-роговообманковые перлиты (дациты)	гиперстен-амфибол, K_D^{Mg}	780-800
	амфибол-магнетит, K_D^{Ti}	820-830

$Mg / Mg+Fe$, следовательно, к ним более обоснованно можно при-
 ложить допущение, что они близко соответствуют составам рас-
 плавов на глубине. Такое ограничение введено Д.Х.Грином и А.Э.
 Рингвудом на основании вывода, что при температуре ликвидуса
 железо-магнезиальные силикаты обогащаются магнием /106/;2) в
 изученных верхнемеловых базальтах соотношения между фенокрис-
 таллами и основной массой близки к равновесным (серийно-пор-
 финовые структуры, полнокристаллическая основная масса, сла-
 бое проявление резорбции и отсутствие реакционных отношений
 между минералами). Вместе с тем, как следует из табл. 53,
 коэффициент распределения магния между оливином и жидкостью
 (K_{Oe}^{Mg}) в изученных образцах несколько ниже величины
 1.33, эмпирически выведенной Д.Х.Грином и А.Э.Рингвудом. Это
 дает основание считать, что в результате накопления вкраплен-
 ников оливина равновесие жидкость+кристаллы в рассматриваемых
 базальтах устанавливается при температурах более низких, чем
 температуры ликвидуса. Чтобы оценить начальные температуры
 кристаллизации оливина в этих породах, сначала по результатам
 химических анализов рассчитывались условные молярные доли по-
 тенциального форстерита в растворе (x_{Oe}^{Mg}) по выведенной
 В.И.Вагановым и соавтором формуле. Затем по графику названных
 авторов, отражающему солидусные взаимоотношения величин желе-
 зистости оливина, x_{Oe}^{Fe} и температуры, определялись темпе-
 ратурные условия выделения порфировых вкрапленников оливина.
 Рассмотрение данных табл. 53 показывает, что температура соли-
 дуса оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов закономерно ни-
 же, чем температура солидуса оливиновых долеритов. Принимая,
 что составы первичных расплавов соответствуют составам изучен-
 ных разностей базальтов, можно по данным Ваганова и соавтора
 ориентировочно оценить также температуру их ликвидуса. Она при-
 мерно на 130-170° выше приведенных цифр и составляет около
 1100-1150° для оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов и 1320-
 1350° для оливиновых долеритов ("А"). Поскольку распад твер-
 дого раствора титаномagnetита в оливин-плаггиоклаз-пироксеновых
 базальтах происходит при температуре ниже 840°, можно также
 предположить, что в этих породах кристаллизация вкрапленников
 в последовательности оливин-плаггиоклаз-клинопироксен (и магне-
 тит) происходит в интервале 60-110°. Этот интервал оказывается
 несколько более растянутым по сравнению с установленным экспе-
 риментально /88,117/.

Таблица 53

Параметры состава и данные минералогической термометрии базальтовой группы пород верхнемеловой вулканической серии

Состав пород	Залега- ние	Обр.	$\frac{100 \cdot \text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}}$ в породе	$K_{\text{Oe/Elq}}^{\text{Mg}}$	$- \ln x_{\text{Oe}}^{\text{Elq}}$	$\frac{100 \cdot \text{Fe}^{+2}}{\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}}$ в оливине	$T^{\circ}(\text{C})$
Оливин- плагноклаз- пироксено- вые базаль- ты и доле- риты	потоки	5	66,0	I, II	0,5258	31,0	920
		6	62,0	I, 29	0,5072	29,0	910
		33д	55,0	I, 33	0,5735	31,0	900
	пл. зале- жи и дайки	I	62,0	I, 18	0,4935	27,0	950
		32д	57,0	I, 10	0,5171	27,0	910
Оливино- вые доле- риты "А"	пл. за- лежи	8	70,0	I, 10	0,3819	17,1	1150
		20	78,0	I, 10	0,3757	16,4	1170

Примечание: $K_{\text{Oe/Elq}}^{\text{Mg}} = \frac{100 \cdot \text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}} \text{Oe} / \frac{100 \cdot \text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}} \text{Elq} [117]$

$x_{\text{Oe}}^{\text{Elq}}$ соответствует условной мольной доле потенциального оливина в расплаве и определяется выражением:

$$x_{\text{Oe}}^{\text{Elq}} = \frac{3,5 [\text{Mg} + \text{Fe} + 0,6 (\text{Na} + \text{K})]}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Al} + \text{Si} + \text{O}}$$

Температуры определялись по графику, отражающему солидусные взаимоотношения железистости оливина и величины условной мольной доли потенциального оливина в расплаве /137/.

О начальных температурах кристаллизации вкрапленников в двупироксеновых андезито-базальтах можно ориентировочно судить по температуре установления равновесия между выделившимися фазами ортопироксена и клинопироксена (табл. 52). При этом собственно температура образования первых вкрапленников гиперстена, магнетита и плагиоклаза в этих породах должна быть несколько выше. О нижнем температурном пределе кристаллизации вкрапленников в этих породах можно судить по температуре распада магнетитового твердого раствора (ниже 700°). Таким образом, интервал кристаллизации вкрапленников плагиоклаза, гиперстена и клинопироксена в двупироксеновых андезито-базальтах отвечает примерно $90-120^{\circ}$.

Для пироксен-роговообманковых и плагиоклаз-роговообманковых андезитов определяется порядок температур солидуса в пределах $760-800^{\circ}$.

В кислых эффузивах равновесие пар минералов-вкрапленников в различных группах пород фиксируется при различных температурах (табл. 52). Это позволяет сделать вывод о различных температурных условиях кристаллизации ассоциаций вкрапленников, при этом наиболее высокие температуры солидуса свойственны гиперстен-роговообманковым перлитам ($780-830^{\circ}$), наиболее низкие - биотит-плагиоклазовым липаритам и биотит-санидиновым липарито-трахитам ($700-750^{\circ}$). В соответствии с тем, что в экспериментальных условиях интервал кристаллизации плагиоклаза и темноцветного минерала в дацитовом расплаве равен 225° , а в гранитных расплавах - $225-250^{\circ}$ /135,138/, можно принять, что температуры ликвидуса в соответствующих изученным эффузивам расплавах должны отвечать примерно $1000-1050^{\circ}$ и $925-950^{\circ}$.

В заключение отметим, что полученные температуры равновесия минеральных фаз на этапе их начальной кристаллизации и примерные температуры ликвидуса в изученном ряду от базальтов до липаритов ниже, чем в соответствующих экспериментальных "сухих" системах. Они также существенно ниже температур кристаллизации, установленных по данным гомогенизации включений расплавов в минералах-вкрапленниках соответствующих типов вулканических пород /139/.

Режим кислорода и водного флюида

Режим кислорода, под которым следует понимать не свобод-

ный кислород флюидных смесей, а кислород, участвующий в реакциях восстановления — окисления, регулирует многие минеральные равновесия с участием воды и других летучих /I24, I40/. В этой связи оценки летучести O_2 на магматической стадии формирования пород необходимы для выяснения состава флюидов. Установлено, что степень окисленности последних обнаруживает прямую коррелируемость с содержанием воды в магматическом расплаве. Принимая вслед за многими исследователями модель о преимущественно восстановительном, углеводородном характере флюидов, мигрирующих из верхней мантии в земную кору, Ф.А. Летников с соавторами показал, что природа этой связи состоит в образовании воды на базе водорода, основным носителем которого являются углеводороды /I40/. В эндогенных условиях валентности летучести O_2 регулируются буферными равновесиями с участием элементов переменной валентности и в первую очередь — двух- и трехвалентного железа. Поэтому об активности O_2 на этапе интрателлурической кристаллизации можно судить по таким индикаторам, как отношение окисного и закисного железа в валовом составе пород и во вкрапленниках минералов, время появления магнетитовой фазы фенокристаллов и ее состав. Поскольку вода оказывает существенное влияние на соотношения силикатных компонентов в эвтектических расплавах различных систем, создается возможность оценить содержания воды в начальные этапы кристаллизации магматических расплавов по соотношению нормативных минералов и последовательности выделения кристаллических фаз /I34, I4I/.

В данном разделе мы попытались на основании известных экспериментальных и петрологических данных оценить примерные величины парциального давления O_2 и особенности водно-флюидного режима в процессе формирования вулканических пород описываемой серии. Эти вопросы частично уже были рассмотрены в других главах работы при описании химизма минералов. Здесь необходимо суммировать полученные данные, рассматривая в отдельности выделенные комплексы пород и петрографические типы. Основные петрологические показатели, позволяющие судить о режиме O_2 и H_2O в интрателлурических условиях становления пород верхнемагматической серии, сведены в табл. 54, 56, 58; нормативные составы и индикаторные отношения в них приведены для средних типов.

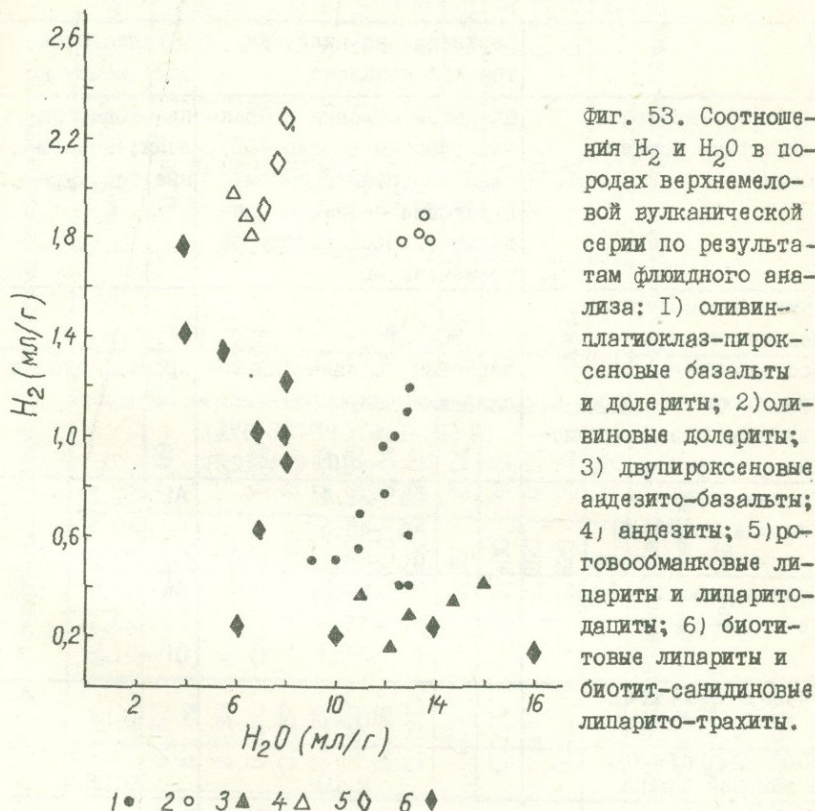
Мы располагаем, кроме того, результатами аналитического определения содержаний воды и газов (CO_2 , CO , CH_4 , H_2 , N_2)

в главных петрографических типах пород изученной серии, произведенного в лаборатории экспериментальной и теоретической петрологии Института Земной коры СО АН СССР. Анализы выполнены методом высокотемпературной газовой хроматографии, который в значительной мере разработан и применяется в качестве основного метода исследования флюидного состава горных пород Ф.А. Летниковым с сотрудниками /140/. Содержание флюидных компонентов (в миллилитрах газа на 1 грамм породы) в образцах верхнемеловых эффузивов приведено в таблицах 55, 57, 59 (аналитик Н.В.Забоева). Относительно полученных нами результатов флюидного анализа пород необходимо сделать следующее общее замечание. Преобладающим компонентом в составе флюидов всех проанализированных пород является вода, содержание которой колеблется в определенных, сравнительно узких пределах для каждого петрографического типа. Однако вулканические стекла кислого состава и породы со стекловатой основной массой обнаруживают аномально высокое количество воды, которую можно рассматривать не только как продукт окисления первичного водорода, но и следует связывать с процессом резко проявленной вторичной гидратации. Соответственно, в этих образцах коэффициент восстановления и отношения H_2 / H_2O и CO / CO_2 не рассчитывались. Затем в составе флюидов в порядке уменьшения содержаний устанавливаются такие компоненты, как H_2 , CO_2 , CO ; содержания N_2 и особенно метана очень низки. Поскольку нами анализировались породы сравнительно молодого возраста и преимущественно их свежие, малоизмененные разности, можно вслед за Ф.А.Летниковым сделать допущение, что полученные содержания восстановленных флюидов CO , H_2 и N_2 характеризуют реликтовую часть первичномантийных флюидов, которая с их окисленной частью, как будет показано ниже, связана по-разному в различных типах пород.

Вернемся к рассмотрению особенностей флюидного режима эффузивов изученной верхнемеловой серии.

Базальты разновозрастных комплексов, как это следует из таблиц 54 и 55, четко различаются между собой по степени окисленности валового состава пород и вкрапленников оливина, составу окисных фаз-фенокристаллов, а также по содержанию флюидных компонентов, величинам индикаторных отношений CO / CO_2 , H_2 / H_2O , и по коэффициенту восстановления. Оливин-плагноклаз-пироксеновые базальты и долериты обладают особенностями, свидетельствующими о сравнительно высоком парциальном давлении

ний кислорода и паров воды уже на интрателлурическом этапе их кристаллизации. Выявляемая по диаграмме (фиг. 53) прямая зависимость между H_2 и H_2O для этой группы пород позволяет фиксировать высокую степень окисленности H_2 .



В рассматриваемой группе базальтов H_2 постоянно преобладает над CO ; между содержаниями CO_2 и H_2O устанавливается прямая корреляция, что также свидетельствует о высоком уровне окисленности флюидов. Интересно, кроме того, отметить, что между CO и CO_2 отсутствует взаимосвязь. Оценка величины парциального давления кислорода, проведенная на диаграмме Р.Ф.Фудали и соавторов [142], отражающей соотношения железистости пород и степени окисленности Fe , дает для данной группы базальтов значения $-lg fO_2 = 7.5-8.2$. Соответственно высокому окислитель-

Таблица 54

Петрологические показатели режима O_2 и H_2O в процессе интрателлурической кристаллизации разновозрастных базальтов верхнемеловой серии

	Верхнеконьяк-нижнесантонский комплекс	Верхнесантонский комплекс
Характер залегания, текстурные особенности	шлаковые обломки в брекчиях (объем пор до 40%), лавовые потоки, дайки, пластовые залежи с мандельштейновой текстурой по контактам	пластовые залежи; массивные текстуры.
Суммарное содержание фенокристаллов	30-50%	15-20%
Последовательность кристаллизации и количественное соотношение фенокристаллов	магнетит, оливин-плаггиоклаз-клинопироксен Ol (19-16%): Pl (72-67%): Cpx (14-12%)	хромит, оливин
Состав породы в системе An-Ab-di	Ab -31.4 An -45.5 di -23.1	Ab -31.3 An -40.8 di -27.9
Состав породы в системе An-Fo-di	An -55.7 Fo -16.0 di -28.3	An -45.7 Fo -23.1 di -31.2
$Fe_2O_3 / Fe_2O_3 + FeO$ в валовой породе	0.41	0.36
$TiO_2 / FeO + Fe_2O_3$ в валовой породе	0.10	0.08
Нормативный состав вкрапленников магнетита	Mgt 47-54 Usp 28-46 Pl 7-17	-
Fe^{+3} / Fe^{+2} во вкрапленниках оливина	0.06-0.09	0.03
Fe^{+3} / Fe^{+2} во вкрапленниках клинопироксена	0.55-0.62	-
Температура солидуса	900-950°	1150-1170°
$- \lg fO_2$	7.5 - 8.2	< 8.5
P_{H_2O} (кбар)	~ 2.5 - 5	< 2

Содержание флюидов (мл/г) в разновозрастных базальтах верхнемеловой серии

№ пп	Образец	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	CO / CO ₂	H ₂ / H ₂ O	K восст.
I	374	12.66	0.295	0.090	-	1.040	0.09	0.31	0.08	0.087
2	377a	13.21	0.246	0.079	-	0.610	-	0.32	0.05	0.051
3	2007	13.00	0.289	0.128	сл.	1.280	-	0.44	0.09	0.105
4	2008	13.10	0.202	0.080	сл.	0.380	0.03	0.40	0.03	0.035
5	2028	13.01	0.179	0.037	-	0.270	0.02	0.21	0.02	0.023
6	2056	11.18	0.234	0.127	-	0.680	0.05	0.54	0.06	0.071
7	2057	9.83	0.213	0.460 ^x	-	0.510	0.03	2.16	0.05	0.097
8	2070	13.00	0.397	0.156	-	1.230	0.04	0.39	0.09	0.103
10	2074	12.00	0.287	0.121	-	0.930	0.03	0.42	0.08	0.086
	Среднее	12.19	0.27	0.10	-	0.75	0.04	0.37	0.06	0.068
II	203	13.88	0.191	0.114	-	1.900	0.07	0.60	0.14	0.143
12	8	13.90	0.251	0.112	-	1.750	0.04	0.45	0.13	0.132
13	20	12.75	0.231	0.110	-	1.820	0.05	0.48	0.14	0.149
	Среднее	13.51	0.22	0.11	-	1.82	0.05	0.50	0.13	0.148

Номера I-10 - оливин-плагноклаз-пироксеновые базальты и долериты верхнего коньяка-нижнего сantonа; номера II-13 - оливиновые долериты верхнего сantonа.

Примечание: $K_{\text{восст.}} = \frac{CO + H_2 + CH_4}{CO_2 + H_2O}$ /по 140/.

^x Данные из расчета средних исключены.

Таблица 56

Петрологические показатели режима O_2 и H_2O в процессе интрателлурической кристаллизации андезитов и андезитов-базальтов верхнемеловой серии

	Верхнеконьяк-нижнесантонский комплекс андезитов	Верхнесантонский комплекс андезито-базальтов
Характер залегания и текстурные особенности	дайкиобразные массивы, мелкие дайки, реже потоки. Массивные текстуры. Мандельштейны в обломках брекчий или по контактам потоков.	Система потоков, реже пластовые залежи. Текстуры массивные, реже флюидальные или мандельштейновые.
Суммарное содержание фенокристаллов	20 - 30%	30 - 40%
Последовательность кристаллизации и количественное соотношение фенокристаллов	Плаггиоклаз (магнетит), роговая обманка Pl 75% : Amf 25%	Ортопироксен (магнетит)-плаггиоклаз-клинопироксен Pl 63%:Hy 21%: Cpx 16%
Состав пород в системах Ab-An-Di и Ab-Or-Q	Ab - 61.3-44.9 Q - 29.3-38.6 Or - 9.4-16.5	Ab - 40.3-43.1 An - 42.8-52.3 Di - 16.9- 4.6
$Fe_2O_3 / Fe_2O_3 + FeO$ в валовой породе	0.41 - 0.50	0.40 - 0.44
$TiO_2 / FeO + Fe_2O_3$ в валовой породе	0.14	0.10
Нормативный состав вкрапленников железо-титановых фаз	Mgt ₉₅ J _l ₃ Hem ₂ J _l ₇₀ Hem ₁₅ Ru ₁₅	Mgt ₅₇ Usp ₂₉ J _l ₁₄ -
Fe^{+3} / Fe^{+2} во вкрапленниках ортопироксена	-	0.10 - 0.11
Fe^{+3} / Fe^{+2} во вкрапленниках клинопироксена	0.16	0.22 - 0.38
Fe^{+3} / Fe^{+2} во вкрапленниках роговой обманки	0.49 - 0.53	-
Температура солидуса	760 - 800°	790 - 820°
-lgfO ₂	13.5	8.2 - 8
P _{H2O} (кбар)	1.5 - 2	2.5 - 5

ному потенциалу O_2 парциальное давление паров воды в исходном расплаве также значительно, что объясняет отмеченные выше такие их особенности, как обогащение валового состава этих пород анортитовым компонентом, снижение температуры солидуса и растянутость интервала кристаллизации вкрапленников оливина, плагиоклаза, клинопироксена (и магнетита). Сравнение с экспериментальными данными [142] позволяет величину P_{H_2O} в исходном для этих пород расплаве примерно оценить в 2,5 – 5 кбар. Кристаллизация этих пород на эффузивном этапе шла уже в условиях некоторого падения P_{O_2} , что фиксируется по возрастанию FeO относительно TiO_2 и Fe_2O_3 (фиг. 54) и объясняется буферирующей ролью вкрапленников титаномagnetита. При этом роль магнетита в основной массе убывает, а H_2O (до 6–7 вес.%) связывается в позднемагматических минералах-анальцитах и палагонитах.

Интрателлурическая кристаллизация оливиновых долеритов верхнесантонского комплекса происходила, судя по петрологическим показателям и по составу флюидных компонентов (табл. 54, 55), в более восстановительных ($-lgfO_2 < 8.5$) и высокотемпературных условиях (P_{H_2O} менее 2 кбар). При этом более высокий уровень восстановленности этих пород определяется заметным усилением роли водорода и, судя по присутствию вкрапленников хромита, возможно также и участием хромистых флюидов. По содержанию воды, как и по прямой корреляции между H_2 и H_2O (фиг. 53) данная группа долеритов не отличается от рассмотренных выше базальтов, но судя по составу основной массы, окисление H_2 и появление воды в исходном расплаве происходит на эффузивном этапе их кристаллизации. В этих породах несколько убывает содержания углекислоты, среди восстановительных флюидов также преобладает H_2 .

Андезито-базальты верхнесантонского комплекса характеризуются показателями, свидетельствующими о высоком парциальном давлении H_2O и O_2 в процессе их интрателлурической кристаллизации (табл. 56, 57). Сравнение с экспериментальными данными позволяет оценить P_{H_2O} в пределах ~ 5 кбар, $-lgfO_2 = 7.2-8.0$. Можно таким образом видеть, что интрателлурическая кристаллизация ассоциации гиперстен (и магнетит) + плагиоклаз + клинопироксен шла при режиме высокой летучести O_2 , которая несколько превосходила таковую при кристаллизации оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтов. На это указывает возрастание степени окисленности валового состава андезито-базальтов и усиление роли магнетитового минерала в норме титаномagnetитовой фазы фенокристаллов.

Таблица 57

Содержание флюидов (мл/г) в группе верхнемеловых андезитов-базальтов и андезитов

№/п пп	Образец	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	CO/CO ₂	H ₂ /H ₂ O	K восп.
I4	I99	14.27	0.364	0.108	-	0.370	0.11	0.296	0.025	0.032
I5	I99a	15.00	0.336	0.154	-	0.480	0.09	0.458	0.032	0.041
I6	202	12.60	0.555	0.066	-	0.190	0.05	0.119	0.015	0.012
I7	202a	11.57	0.984	0.130	-	0.410	0.07	0.132	0.035	0.043
	Среднее	13.36	0.56	0.12	-	0.36	0.08	0.21	0.026	0.034
I8	79	5.95	0.135	0.380	сл.	1.990	0.07	2.81	0.33	0.38
I9	30	6.75	0.140	0.310	-	1.830	0.05	2.21	0.27	0.31
	Среднее	6.35	0.14	0.35		1.91	0.06	2.50	0.30	0.35

Номера I4-I7 - дупироксеновые андезитов-базальты; номера I8-I9 плагиоклаз-роговообманковые андезиты.

Петрологические показатели режима O_2 и H_2O в процессе интрателлурической кристаллизации верхнесантонского комплекса кислых эффузивов верхнемеловой серии

	Плагноклаз-роговообманковые липариты и липарито-дациты	Гиперстен-роговообманковые дациты (перлиты)	Плагноклаз-биотитовые липариты и обсидааны	Биотит-санидиновые липарито-трахиты
Характер залегания и текстурные особенности	Пласты пепловых и кристаллокластических туфов, вулканические купола. Флюидальная текстура	Некрупные дайки. Массивная текстура	Пласты пепловых, пемзовых кристаллокластических туфов, потоки лав, вулканические купола и некки. Текстура флюидальная; шаровые обособления стекла	Вулканические купола. Текстура - массивная
Суммарное содержание фенокристаллов	20 - 35%	15 - 20%	15 - 20%	20 - 35%
Количественное соотношение фенокристаллов	Плагноклаз (магнетит) роговая обманка Pl 71%; Amf 29%	Плагноклаз (магнетит), гиперстен, роговая обманка Pl 71%; Hu 21%; Amf 8%	Плагноклаз (магнетит), биотит Pl 72%; Bi 28%	Плагноклаз (магнетит) биотит санидин Pl 69%; Bi 27%; Sn 4%
Состав в системе $Ab - Or - Q$	Ab - 45.6 - 48.5 Or - 19.3 - 18.1 Q - 25.1 - 33.4	Ab - 49.5 Or - 12.4 Q - 38.1	Ab - 36.2 Or - 31.2 Q - 32.6	Ab - 41.1 Or - 35.2 Q - 23.7
$Fe_2O_3 / Fe_2O_3 + FeO$ в валовой породе	0.54 - 0.58	0.50	0.63	0.76
$TiO_2 / Fe_2O_3 + FeO$ в валовой породе	0.10 - 0.15	0.10	0.14	0.13
Нормативный состав вкрапленников железо-титанистых фаз	$Mgt_{89} J\ell_9 Hem_2; J\ell_{83} Hem_{16} Ru_1$	$Mgt_{77} Usp_9 J\ell_{14}$	$Mgt_{62} J\ell_6 Hem_{32}$	$Mgt_{31} J\ell_8 Hem_{61}$
Fe^{+3} / Fe^{+2} во вкрапленниках роговой обманки	0.39	0.42	-	-
Fe^{+3} / Fe^{+2} во вкрапленниках ортопироксена	-	0.04	-	-
Fe^{+3} / Fe^{+2} во вкрапленниках биотита	-	-	0.70 - 0.73	0.73 - 0.80
Температура солидуса	730-750°	780-830°	740-750°	700-740°
$-lgfO_2$	15.5	<15.5	12-13.5	~ 12
P_{H_2O} (кбар)	~ 2 - 2.5	< 0.3	~ 4.5 - 5	~ 4

Как и в упомянутой группе базальтов, в рассматриваемых андезито-базальтах проявляется сходная тенденция к падению PO_2 на эффузивном этапе кристаллизации (фиг. 54). В составе флюидных компонентов устанавливается возрастание содержаний H_2O и CO_2 , убывание H_2 при некотором увеличении CO и N_2 , т.е. также фиксируется несколько более высокая степень окисленности при сохранении прямой коррелируемости между H_2 и H_2O и соотношения $H_2 > CO$.

Андезиты, входящие в верхнеконьяк-нижнесантонский комплекс, на интрателлурическом этапе кристаллизовались в своеобразных окислительно-восстановительных условиях. По особенностям нормативного состава и количественному содержанию вкрапленников роговой обманки P_{H_2O} оценивается примерно значениями 1,5–2 кбар; составы сосуществующих вкрапленников магнетита и ильменита указывают на величину $-lgfO_2 = 13.5$. В составе флюидных компонентов данной группы пород заметно убывают содержания H_2O и CO_2 , резко возрастают H_2 , CO (при $H_2 > CO$) и величина коэффициента восстановленности. Таким образом, по сравнению с базальтами и андезито-базальтами, режим кристаллизации андезитов оказывается значительно более восстановительным, причем нарушается прямая коррелируемость между H_2 и H_2O (фиг. 53).

Вместе с тем в рассматриваемых породах несколько возрастает отношение $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$, что определенно коррелируется с увеличением щелочности, в частности натриевой. Характерно, также, что в данных породах резко возрастает отношение $TiO_2 / (Fe_2O_3 + FeO)$, увеличивается количественное содержание второй железотитановой окисной фазы – ильменита и снижается степень окисленности клинопироксена. Дальнейшее возрастание щелочности остаточного расплава способствует увеличению роли Fe_2O_3 относительно FeO и TiO_2 в основной массе, что отчетливо видно на диаграмме (фиг. 54). Таким образом, приведенные петрологические показатели и состав флюидов в описываемых породах позволяют считать, что связыванию H_2O уже на интрателлурическом этапе и появлению фенокристаллов амфибола способствует резкое возрастание натриевой щелочности и значительный уровень восстановления флюидной фазы. Это заключение находится в соответствии со схемой, предложенной Ф.А.Летниковым для объяснения возможных путей образования амфиболосодержащих диоритов и габбро-диоритов /140/.

Кислые эффузивы верхнесантонского комплекса характеризуют-

Таблица 59

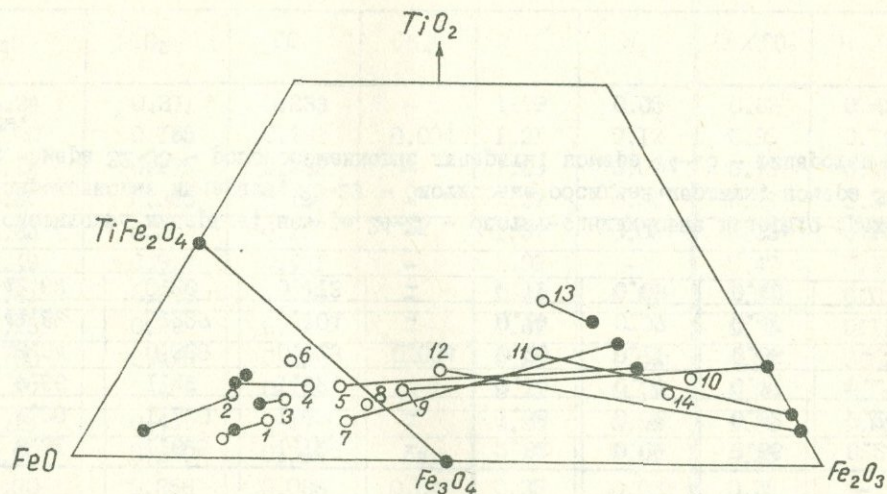
Содержание флюидов (мл/г) в группе кислых эффузивов верхнемеловой серии

№№ пп	Образец	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	CO/CO ₂	H ₂ /H ₂ O	K <i>восст.</i>
20	I02	4.24	0.37I	0.233	—	I.79	0.05	0.63	0.42	0.44
2I	2039	8.00	0.I85	0.I83	0.004	I.2I	0.I2	0.99	0.I5	0.I7
22	I34	7.I8	0.275	0.202	—	I.09	0.04	0.75	0.I5	0.I7
23	2042	3.97	0.380	0.I50	—	I.37	0.04	0.39	0.35	0.35
	Среднее	5.85	0.30	0.I9	—	I.37	0.06	0.63	0.23	0.27
24	63	8.49	0.9I7	0.43I	—	I.09	—	0.47	0.I3	0.I6
25	63a	7.4I	0.923	0.220	—	0.64	0.07	0.24	0.09	0.I0
	Среднее	7.95	0.92	0.33	—	0.87	—	0.36	0.II	0.I3
26	732	I4.00	0.4I5	0.238	—	0.20	0.06	0.57	0.02	0.03
27	24	6.27	0.492	0.I06	—	0.25	0.07	0.22	0.04	0.05
	Среднее	I0.I4	0.45	0.I7	—	0.23	0.06	0.38	0.03	0.04
28	I39	40.50	0.260	0.066	сл.	0.I7	0.02	0.25	—	—
29	IO	48.50	0.358	0.088	0.04	0.38	0.03	0.25	—	—
	Среднее	44.50	0.3I	0.077	—	0.28	0.02	0.25	—	—
30	69	I6.50	0.4I5	0.I34	—	0.I5	0.06	0.32	—	—
3I	50	2I.I5	0.36I	0.I36	—	0.I3	0.07	0.38	—	—
	Среднее	I8.58	0.39	0.I35	—	0.I4	0.06	0.35	—	—

Продолжение табл. 59

№ пп	Образец	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	CO/CO ₂	H ₂ /H ₂ O	K <i>восст.</i>
32	2050	8.31	1.695	1.128	-	2.32	0.09	0.66	0.28	0.34
33	2045	7.00	1.220	1.120	-	1.88	0.06	0.92	0.26	0.36
	Среднее	7.66	1.46	1.124		2.10	0.07	0.77	0.27	0.35
34	728	40.34	0.339	0.123	0.004	0.20	0.11	0.36	-	-
35	13	44.89	0.227	0.104	-	0.19	0.07	0.46	-	-
	Среднее	42.62	0.28	0.113	-	0.19	0.09	0.40	-	-

Номера 20-23 - биотитовые липариты; номера 24-25 - биотит-санидиновые липарито-трахиты; номера 26-27 - биотит-пироксеновые липариты; 28-29 - биотитовые обсидиан-перлиты; номера 30-31 - кварцевые липариты; номера 32-33 - роговообманковые липариты; номера 34-35 - гиперстен-роговообманковые перлиты.



Фиг. 54. Средние валовые составы групп пород и составы базиса верхне-мелчеловой серии на диаграмме $FeO - Fe_2O_3 - TiO_2$ (Номера соответствуют средним типам пород в табл.51)

ся петрологическими признаками, позволяющими судить о существенных различиях флюидного режима в процессе образования тех или иных минералогических разностей их (табл. 58 и 59). Из приведенных в таблицах данных следует, что кристаллизация вкрапленников в роговообманковых разностях шла по сравнению с биотитовыми в более восстановительных и маловодных условиях. В составе флюидов этих разностей резко возрастает содержание H_2 , усиливается роль CO и CO_2 , хотя продолжает сохраняться соотношение $H_2 > CO$. Вывод о более восстановительном режиме интрателлурической кристаллизации роговообманковых липаритов и липарито-дацитов соответствует известному положению о том, что даже в условиях постоянных температур снижение P_{H_2O} (увеличение глубины формирования данной минеральной ассоциации) может привести к вытеснению биотита амфиболом /143/. Составы вкрапленников магнетита в рассматриваемой группе кислых эффузивов верхнемеловой серии позволяют судить о том, что наиболее восстановительным режимом флюидной фазы характеризуются гиперстен-роговообманковые перлиты (дациты). Появление вкрапленников гиперстена в этих породах является важным показателем величины P_{H_2O} , поскольку оно отвечает точке пересечения линии $Ab-Or-Q-H_2O$ эвтектики с кривой дегидратации амфибола в интервале температур выше 800° и P_{H_2O} менее 0.3 кбар /143, стр. 35, фиг.7/. Для плагиоклаз-роговообманковых липаритов составы сосуществующих вкрапленников магнетита и ильменита указывают на значения $-P_{gfO_2} = -15.5$; величина P_{H_2O} оценивается по графикам А.А.Кадика, Е.Б. Лебедева и Н.И.Хитарова /134, 135/ примерно в 2-2,5 кбар. Приведенные цифры позволяют, таким образом, подчеркнуть, что эволюция составов роговообманковых разностей во времени происходит в условиях падения P_{H_2O} (и возрастания температуры). В основной массе этих пород параллельно с увеличением щелочности возрастает Fe_2O_3 (фиг.54).

Биотитсодержащие разности кислых эффузивов верхнемеловой серии в отношении состава флюидных компонентов характеризуются более низкими содержаниями H_2 и CO при $H_2 > CO$. Содержания H_2O в них колеблются в значительных пределах. Как это видно на диаграмме (фиг. 53), в данной группе пород прямая коррелируемость между H_2 и H_2O нарушается; содержания H_2O и CO_2 также не обнаруживают взаимосвязи. О режиме O_2 и H_2O в процессе интрателлурической кристаллизации рассматриваемых биотитсодержащих

кислых эффузивов можно судить по составам биотитовых и магнетитовых вкрапленников, а также по характерным ассоциациям биотит+санидин+магнетит или биотит+клинопироксен. Судя по величине $Fe/Fe+Mg$ в биотитах, равной 54–60%, наиболее высоким потенциалом O_2 характеризуются условия кристаллизации плагиоклаз-биотитовых липаритов (и обсидианов) и биотит-санидиновых липаритов-трахитов ($-lgfO_2 = 12-13.5$). Значение P_{H_2O} для ассоциации биотит+санидин+магнетит, рассчитанное по формуле Вонса и Югстера (гл. V, с. 153), отвечает примерно 4 кбар; для условий кристаллизации плагиоклаз-биотитовых липаритов и обсидианов P_{H_2O} должно быть несколько выше (4.5–5 кбар). Кристаллизация кварц-биотитовых дацитов, в которых биотит имеет $Fe/Fe+Mg=68\%$, шла в более восстановительных условиях ($-lgfO_2 = 15.5$, $P_{H_2O} \approx 1$ кбар). Таким образом, тренд изменения состава вкрапленников биотита от ранних излияний к поздним выжимкам отвечает тренду восстановления (П), описанному Вонсом и Югстером и свидетельствующему об изменении флюидного режима в сторону убывания P_{H_2O} . В главе VI, при рассмотрении химизма биотитсодержащих кислых эффузивов уже указывалось на нерегулярную смену их составов к поздним этапам развития вулканических процессов, когда шло формирование вулканических куполов и экструзивов. Здесь необходимо подчеркнуть, что смена составов во всех случаях происходит с падением P_{H_2O} , в составе флюидов при этом убывают содержания H_2 и усиливается роль CO и CO_2 . Однако смена с трахитовым уклоном и появление в ассоциации вкрапленников санидина происходит с некоторым понижением температуры, при этом степень окисленности валовой породы и вкрапленников магнетита при незначительных различиях по fO_2 закономерно возрастает, что объясняется по Д.С. Коржинскому [145] повышением щелочности расплава. Смена составов с дацитовым уклоном происходит при некотором повышении температуры и сопровождается частичным разложением биотита на более железистый биотит и магнезиальный клинопироксен. Переход к предельным липаритам также происходит с повышением температуры, резким снижением P_{H_2O} и сопровождается полным исчезновением биотита. В основной массе всех разновидностей рассматриваемых биотитсодержащих пород роль Fe_2O_3 относительно TiO_2 и FeO заметно возрастает (фиг. 54), что коррелируется с возрастанием концентраций щелочей.

Таким образом, полученные данные о режиме O_2 и H_2O на этапе

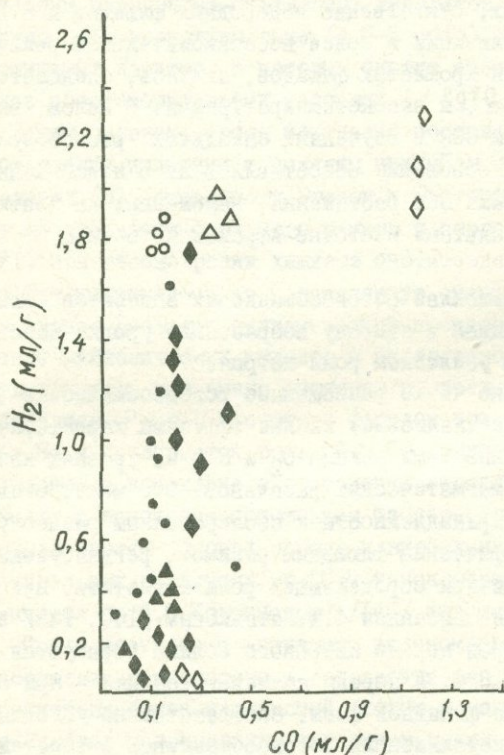
интрателлурической кристаллизации и о составе флюидных компонентов в различных типах вулканических пород верхнемеловой серии Северной Армении позволяют сделать следующие выводы:

1. Кристаллизация вкрапленников в оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтах и долеритах, в двупироксеновых и гиперстеновых андезито-базальтах шла в условиях высокой летучести O_2 и высокого парциального давления воды, вызывающих понижение температуры солидуса. Эти условия отражают высокую степень окисленности флюидной фазы. Оливиновые долериты характеризуются лучшей сохранностью глубинных, существенно водородных флюидов и отвечают условиям кристаллизации в более восстановительном режиме, возможно при участии хромистых флюидов, являясь, следовательно, более глубинными и высокотемпературными. В целом, высокие содержания H_2O и CO_2 в изученных базальтах разновозрастных комплексов дают основание сопоставлять их с недосыщенными кремнеземом базальтами зон растяжения, заложенных на континентальной коре (с базальтами Восточно-Африканского типа по Ф.А.Летникову).

2. Появление плаггиоклаз-роговообманковых андезитов отвечает смене режима флюидов в сторону возрастания уровня восстановленности с заметным усилением роли натрия.

3. Пространственно четко разобщенные роговообманковые (натровые) и биотитовые (калиевые) кислые эффузивы характеризуются различными особенностями режима O_2 и H_2O на уровнях начальной кристаллизации магматических расплавов. Это может свидетельствовать об их принадлежности к изолированным разнотлубинным очагам со специфическим флюидным режимом, регулируемым буферными равновесиями при определяющей роли магнетита. При этом четко подтверждается описанная Ф.А.Летниковым /140, 143/ закономерность, по которой породы натрового облика образуются при более восстановительном, а породы калиевого облика - при более окислительном режиме флюидной фазы. Соответственно условия интрателлурической кристаллизации роговообманковых разностей должны отвечать большим глубинам (и высоким температурам), биотитовых разностей - меньшим глубинам (примерно 4-4,5 км при допущении, что $P_{H_2O}/P_s = 0.1$) и более низким температурам. И роговообманковые, и биотитовые группы пород эволюционируют во времени в сторону уменьшения P_{H_2O} и при различном температурном режиме, при этом степень окисленности валовых пород обнаруживает прямую коррелируемость с K_2O/Na_2O отношением.

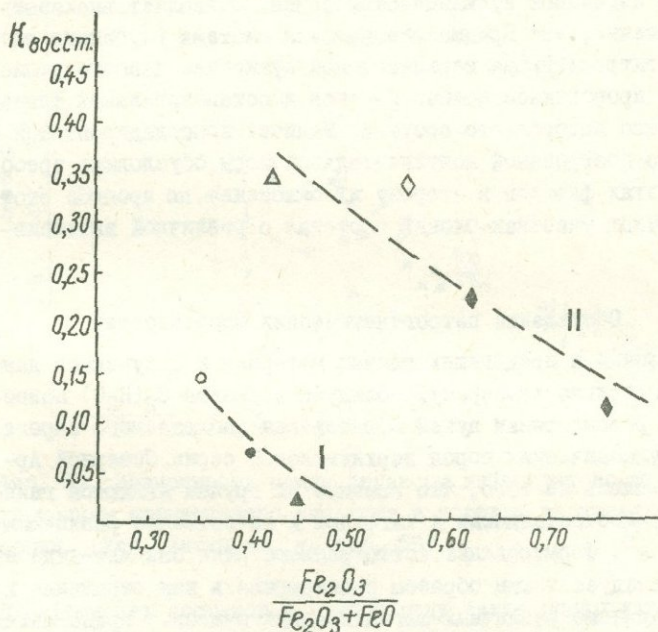
4. Общие особенности состава флюидных компонентов пород верхнемеловой вулканической серии состоят в их четко выраженной водородно-водной специфике и постоянном преобладании H_2 в группе восстановленных газов. Изученная серия, таким образом, может быть отнесена к системам с "водородной линией развития" по Ф.А.Летникову, в которых процесс окисления первично-мантийных, преимущественно углеводородных флюидов идет на различных уровнях по линии образования H_2 и H_2O .



Фиг. 55. Соотношения между H_2 и CO в породах верхнемеловой серии по результатам флюидного анализа. (Усл. знаки см. на фиг. 53).

5. В изученных эффузивах обнаруживается прямая корреляция между H_2 и CO , что иллюстрируется фиг.55. Это подтверждает возможность отнесения этих компонентов к реликтовой части исходного флюида. Одновременно выявляется, что в группе основных пород существует прямая корреля

Это позволяет считать, что обогащение системы парами H_2O происходит на уровне интрателлурической кристаллизации за счет высокотемпературного окисления глубинного водорода. В группе же андезитов и кислых эффузивов корреляция между H_2 и H_2O нарушается, что позволяет предполагать возрастание роли H_2O корового происхождения в петрогенезисе этих пород. Отсутствие скоррелированных связей между CO и CO_2 , отмечаемое для всех разностей эффузивов изученной серии, позволяет предполагать, что образование углекислоты в составе флюидных компонентов протекало в данном случае не за счет CO , а, по-видимому, в результате далеко зашедшего процесса окисления метана.



Фиг. 56. Соотношение между коэффициентом восстановления флюидных компонентов и степенью окисленности валового состава пород верхнемеловой серии (составы пород для средних типов). (Усл. знаки см. на фиг. 53).

6. Выявляется определенная взаимосвязь между уровнем сохранности восстановительных первичных флюидов ($K_{восст.}$) и отношением Fe_2O_3 / Fe_2O_3+FeO в валовом составе пород, являющем-

ся показателем активности O_2 в магматическом расплаве (фиг. 56). Данная диаграмма, построенная для средних составов пород, обнаруживает два прерывистых ряда (I ряд — оливиновые долериты — оливин-плаггиоклаз-пироксеновые базальты — андезиты-базальты; II ряд — плаггиоклаз-роговообманковые андезиты — роговообманковые липариты — биотитовые липариты), в каждом из которых устанавливается обратная зависимость между данными параметрами. Вариационная линия обнаруживает разрыв и резкое смещение за счет возрастания $K_{\text{восст.}}$ в точке, соответствующей плаггиоклаз-роговообманковым андезитам.

7. Водородно-водная специфика флюидных компонентов, свойственная изученной вулканической серии, позволяет высказать предположение, что Предмалокавказская система глубинных разломов, контролирующая верхнемеловой вулканизм данного региона, являлась проводником мощных потоков восстановительных флюидов существенно водородного состава. Наличие консолидированной гетерогенно-построенной континентальной коры обусловило преобразование этих флюидов в сторону их окисления, но процесс этот на различных участках-блоках протекал с различной интенсивностью.

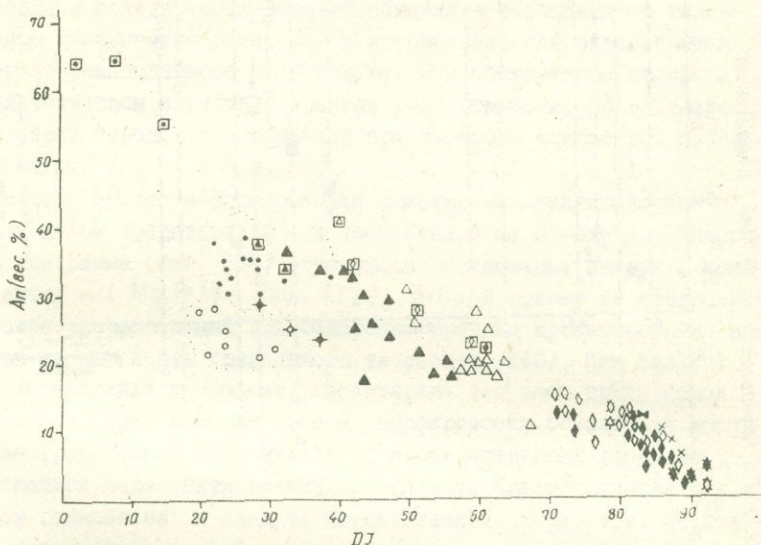
Обсуждение петрогенетических особенностей

Изложенный в предыдущих главах материал и полученные данные относительно температур солидуса и режима $O_2(H_2O)$ позволяют при рассмотрении путей образования наблюдаемого парагенезиса вулканических пород верхнемеловой серии Северной Армении исходить из того, что главные их группы являются генетически самостоятельными и тяготеют к качественно различным котектикам^х. Формирование естественного ряда базальт-андезит-липарит следует таким образом рассматривать как отражение изменения химизма различных магматических очагов. Представляя по набору пород пример "непрерывной ассоциации", изученная серия обнаруживает разрывы состава между оливиновыми долеритами

^х В том широком смысле, который дан этому термину в формулировке А.Ф. Белоусова: "котектики.... — системы типа кристаллы-расплавы, состав и состояние которых обеспечивают совместное плавление или совместную кристаллизацию из расплава двух или больше минеральных фаз" (I4I, с. 187).

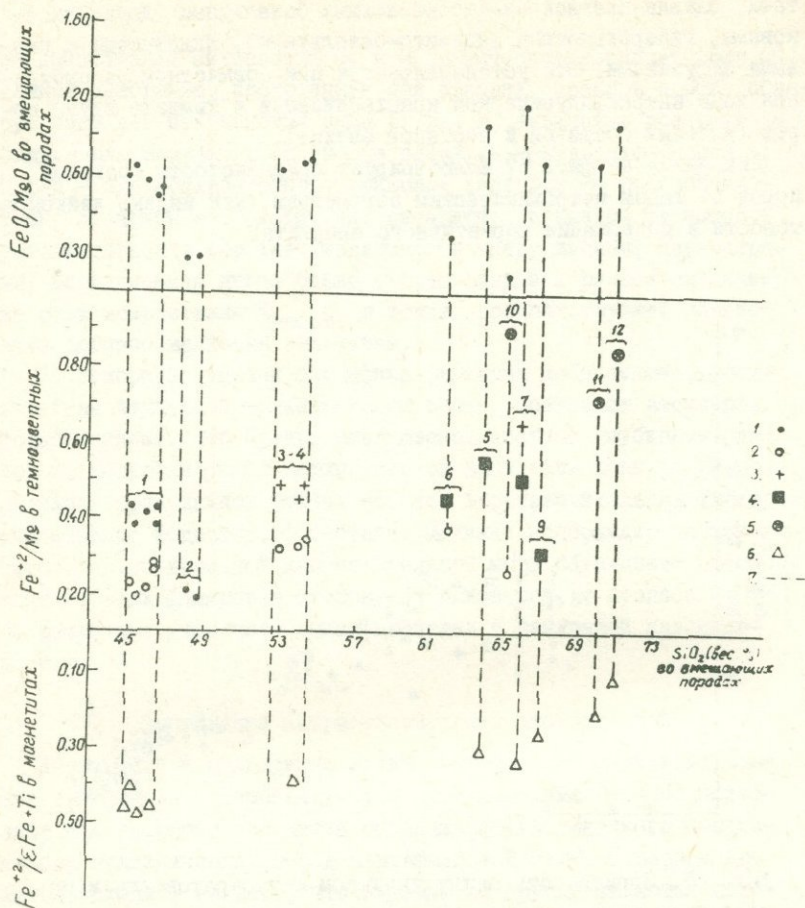
тами, оливин-плаггиоклаз-пироксеновыми базальтами (двупироксеновыми, гиперстеновыми андезито-базальтами), андезитами и кислыми эффузивами. Это устанавливается при совместном рассмотрении хода интрателлурической кристаллизации и химизма групп пород (валовых составов и составов базиса).

Диаграмма на фиг. 57 иллюстрирует прерывистость составов пород по таким петрохимическим параметрам, как индекс лейкократовости и содержание нормативного анортита.



Фиг. 57. Зависимость между индексом лейкократовости и содержанием нормативного анортита в породах верхнемеловой серии. (Усл. знаки см. на фиг. 59).

Дискретность составов в данном ряду четко обнаруживается также на диаграмме зависимости железистости фенокристаллов темноцветных минералов и содержания Fe^{+2} в магнетитах от кремнекислотности и железистости материнских пород (фиг. 58). На ней видно, что смена ассоциаций фенокристаллов темноцветных и вариации их железистости контролируются не только возрастанием SiO_2 , но согласуются также с составом сосуществующей магнетитовой фазы, т.е. в конечном счете с режимом O_2 .

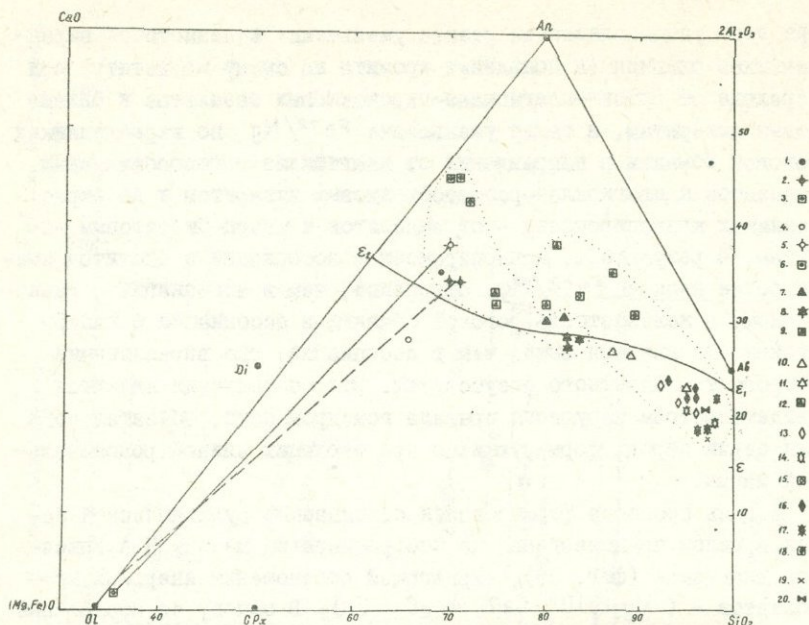


Фиг. 58. Зависимость состава вкрапленников темнокветных минералов и магнетита от кремнекислотности и железистости в ряду пород верхнемеловой серии: 1) оливины; 2) клинопироксены; 3) гиперстены; 4) амфиболы; 5) биотиты; 6) магнетиты; 7) сосуществующие пары. Группы пород: I оливин-плаггиоклаз-пироксеновые базальты и долериты; 2) оливиновые долериты; 4) андезитов-базальты; 5-6) андезиты; 7) перлиты; 8) липариты; 9) дациты; 10) липарито-трахиты; 11) липариты.

При этом устанавливается резкое уменьшение железистости вкрапленников оливина (и появление хромита на смену магнетиту) при переходе от оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов к оливин-овальным долеритам, а также уменьшение Fe^{+2}/Mg во вкрапленниках роговой обманки в направлении от плаггиоклаз-роговообманковых андезитов к плаггиоклаз-роговообманковым липаритам и во вкрапленниках клинопироксена - от андезитов к кварц-биотитовым дацитам. В результате, клинопироксен в ассоциации с биотитом имеет более низкое Fe^{+2}/Mg отношение, чем в ассоциации с гиперстеном, а железистость роговой обманки в ассоциации с гиперстеном оказывается выше, чем в ассоциации, где вкрапленники второго темного цвета отсутствуют. Эти соотношения являются свидетельством нарушения правила гомодромности, обязательного для серии пород, формирующихся при эволюции единой родоначальной магмы.

Модель процесса формирования описываемой вулканической серии в целом представлена на построенной по методу Н.А. Елисева диаграмме (фиг. 59), отражающей соотношения инертных компонентов - $(Mg, Fe)O$, CaO , Al_2O_3 , SiO_2 . В основу ее построения положен разработанный Б.С. Федоровым принцип проектирования составов на плоскость правильного тетраэдра /146/. Как следует из рассмотрения диаграммы, характерная для всех групп пород изученной серии высокая степень порфирированности обусловила проявление фракционной кристаллизации соответствующих расплавов, являющихся надэвтектическими по составу. Кристаллизация эта в целом равновесна и следует котектической схеме, т.е. на стадии интрателлурической кристаллизации выделяются фазы, избыточные против плаггиоклаз-пироксеновой котектики (для базальтов и андезитов-базальтов) или кварц-полевошпатовая котектика (для андезитов и кислых эффузивов) и лишь составы базиса приближаются к котектическому минимуму.

Линии кристаллизации оливин-овальных долеритов (оливин-овальных долеритов с нормативным гиперстеном) и оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов (высокоглиноземистых базальтов с нормативным нефелином) начинаются вблизи оливиновой вершины и указывают на сходные для обеих групп тенденции к обогащению легкоплавким компонентом на эффузивном этапе в результате выделения избыточного оливина и резкого смещения остаточного расплава к линии E_2-E_1 . На этом кристаллизация оливин-овальных долеритов за-



Фиг. 59. Диаграмма-модель процесса формирования верхнемоловый вулканической серии. Линия E_2-E_1 — плагиоклаз-пироксеновая котектика; E — точка гранитной эвтектики.

1) ср. вал. состав оливин-плагиоклаз-пироксеновых базальтов; 2) их базис; 3) фракция фенокристаллов в них; 4) ср. вал. состав оливиновых долеритов; 5) их базис; 6) фракция фенокристаллов; 7) ср.вал.состав гиперстеновых и двупироксеновых андезитов-базальтов; 8) их базис; 9) фракция фенокристаллов в них; 10) ср.вал.состав плагиоклазовых и плагиоклаз-роговообманковых андезитов; 11) их базис; 12) фракция фенокристаллов в них; 13) ср. вал. состав роговообманковых липарито-дацитов и липаритов; 14) их базис; 15) фракция фенокристаллов в них; 16) ср.вал.состав биотитовых липаритов и липарито-трахитов; 17) их базис; 18) фракция фенокристаллов в них; 19) ср.вал. состав кварцевых липаритов; 20) их базис.

вершается, причем выделение надэвтектических вкрапленников оливина и хромита объясняется, исходя из результатов работы А.А. Маракушева с соавторами, исчезновением избыточной флюидной фазы водородно-хромистого состава /147/. Интрателлурический же этап формирования оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов сопровождается окислением водородной составляющей флюидов, обогащением системы вследствие этого парами воды и расширением поля кристаллизации клинопироксена (и магнетита). Итак, можно видеть, что уже на уровне интрателлурической кристаллизации состав этих пород приближается к составу тройной котектики. Фракционирование клинопироксена при этом способствует сохранению недосыщенности SiO_2 и возрастанию щелочности остаточного расплава. Дальнейшее рассмотрение диаграммы показывает, что между составами оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов и андезитов-базальтов выдерживается правило гомодромности, выраженное плавным переходом к составам фракций фенокристаллов плаггиоклаза+гиперстена+клинопироксена, а далее к составам базиса. Переход этот приводит к концентрации соответствующих фигуративных точек вдоль линии плаггиоклаз-пироксеновой котектики. Можно, следовательно, принять, что резкое перераспределение феррических и феррических компонентов в результате кристаллизационной дифференциации оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов приводит к обогащению остаточного расплава кремнеземом. При этом оливин заменяется ортопироксеном, убывает основность плаггиоклаза и возрастает железистость клинопироксена. Этому петрохимическому переходу способствует, по-видимому, некоторое возрастание общего давления, поскольку 1) как фаза ликвидуса оливин с глубиной вытесняется ортопироксеном /86/ и 2) в присутствии H_2O эволюция базальтов в лейкобазальтоидном направлении более эффективна на умеренных глубинах, чем на малых /128/. Переход к андезитам происходит при выраженном разрыве между составами базиса андезитов-базальтов и фракции, отвечающей сумме фенокристаллов роговой обманки и плаггиоклаза. Это можно видеть по резкому возрастанию CaO и Al_2O_3 в составе фенокристаллов и по смещению состава базиса андезитов к области кварц-полевошпатовой котектики. Указанный разрыв отвечает смене режима O_2 и H_2O соответствующего расплава в сторону сравнительно более восстановительных и маловодных условий. Данная диаграмма также иллюстрирует прерывистость, сопровождающую появление фенокристаллов плаггиоклаза + роговой обманки или

плаггиоклаза + биотита (+санидина) в различных группах кислых эффузивов и смещение валовых составов и базиса их ниже линии E_2E_1 , к области кварц-полевошпатовой котектики (точка E). Эти разрывы совпадают также со сменой флюидных режимов — для роговообманковых разностей в сторону более восстановительных; для биотитовых — более окислительных условий. Относительно расположения фигуративных точек кислых эффузивов на данной диаграмме следует также заметить, что столь различные составы этих групп проектируются в пределах сравнительно узкого поля. Следовательно, описанное выше разнообразие петрохимических типов определяется подвижным поведением щелочей и уровнем окисления флюидной фазы.

Итак, на основании полученного фактического материала и в соответствии с современными представлениями об источниках и происхождении магматических расплавов /86, 128, 129, 140/, основные выводы о возможных составах исходных для данной вулканической серии магм можно обобщить следующим образом.

1) Исходные расплавы, давшие начало разновозрастным базальтам произошли из первичного базит-гипербазитового мантийного субстрата, отвечающего по классификации /130/ вероятно анортит-форстеритовой фации под поверхностью Мохо, путем его непосредственного частичного плавления, которое возможно при давлениях 12–20 кбар и температурах 1250–1300°. Условия низких давлений могли благоприятствовать, по Грину и Рингвуду, возникновению различных типов магм. Это соответственно магматические расплавы с нормативным нефелином и расплавы с нормативным гиперстеном, границей между которыми по названным авторам является температурный раздел. Первые из них, испытавшие сравнительно быстрый подъем от уровня генерации очага, а затем задержку в промежуточных камерах на более высоких горизонтах земной коры (< 15 км) эволюционировали в условиях значительного окисления флюидной фазы, в частности ее водородной составляющей, что привело к смене оливин-плаггиоклазовой ассоциации фенокристаллов ассоциацией плаггиоклаз+клинопироксен+магнетит. Расплав с нормативным гиперстеном, выплавлявшийся с участием хромистых флюидов, эволюционировал в дальнейшем в условиях восстановительного режима флюидной фазы. К данным расплавам приложимы представления Д.Х.Грина и А.Э.Рингвуда, А.Ф.Белоусова о том, что они могли существовать вероятнее всего как смеси кристаллов оливина (или оливина+плаггиоклаза+кли-

нопироксена) с расплавом, близким по составу к плагиоклаз-пироксеновой котектике. Последовательность появления производных этих различных расплавов в процессе формирования верхнемерной вулканической серии, в частности появление оливиновых толеитов на поздних этапах, противоположна той, которая должна отвечать фракционной кристаллизации оливинового толеита на глубинах 35-70 км /98/. Следовательно, принимая модель Грина и Рингвуда, возникновение данных расплавов необходимо связывать со степенью частичного плавления субстрата. При этом, расплав высокоглиноземистого базальта с нормативным нефелином отвечает сравнительно низкой степени плавления ($\sim 20\%$), расплав же с нормативным гиперстеном появляется при возрастании температуры и степени плавления ($\sim 30\%$), с переходом глиноземистых фаз в жидкость.

2) Боуэновская тенденция эволюции высокоглиноземистого базальтового расплава с нормативным нефелином в сохраняющихся условиях высоких P_{O_2} и P_{H_2O} могла привести к образованию магматического очага андезито-базальтов, которые являются низкоплавкими в более глубинных частях зоны устойчивости плагиоклаза. Эти расплавы начиная с интрателлурического этапа близко соответствуют плагиоклаз-пироксеновой котектике.

3) Образование очага плагиоклаз-роговообманковых и пироксен-роговообманковых андезитов можно рассматривать согласно механизму, описанному Ф.А.Летниковым /140/, как результат преобразования возникших основных расплавов под воздействием существенно водородных (и натровых) глубинных флюидов. Предполагается, что взаимодействие H_2 с магнетитом приводит к образованию воды, которая преобразует пироксен в амфибол с выделением свободного магнетита. Этот процесс протекает по линии связывания H_2O по мере убывания буферирующего минерала - магнетита. Снижение активности O_2 вызывает таким образом усиленную кристаллизацию ильменита на интрателлурическом этапе.

4) Возникновение очагов кислой магмы в процессе формирования описываемой вулканической серии можно рассматривать как результат плавления (анатексиса) различных исходных субстратов на локальных участках земной коры. В процессе плавления возникали автономные, сравнительно не крупные приповерхностные очаги, характеризующиеся своеобразными температурными условиями, различным уровнем окисленности флюидной фазы и различной тенденцией последующей дифференциации отдельных порций расплавов, в

целом отражающей возрастание степени плавления исходных субстратов. С этими варьирующими условиями связано образование на интрателлурическом этапе котектик типа плагиоклаз-роговая обманка (гиперстен), или плагиоклаз-биотит (санидин), или кварц-плагиоклаз. Магматические очаги роговообманковых эффузивов могли образоваться в результате продвинутого плавления субстрата "фемического" облика, возможно с участием кристаллов роговой обманки ("гранодиоритовый профиль"). Формирование этих выплавов шло в сравнительно высокотемпературных условиях при низкой степени окислительности флюидной фазы. Антидромная последовательность внедрения отдельных порций данного расплава связана с некоторым повышением температуры, уменьшением активности воды и частичной дегидратацией роговой обманки. Очаги биотитсодержащих эффузивов могли образоваться при плавлении субстратов с повышенным содержанием кремнезема, щелочей и калиевых слюд ("гранитный профиль"). Формирование этих выплавов шло при несколько более низких температурах в условиях высокой степени окисленности флюидной фазы. Дифференциация в отдельных камерах и петрохимический переход от липаритов к липарито-трахитам осуществлялись за счет падения P_{H_2O} , температуры и возрастания K_2O . Используя петрогенетические обобщения /128/, кварц-биотитовые дациты, а также предельные кварцевые липариты следует рассматривать как производные изолированных магматических очагов. Первый из них характеризовался высокой температурой в связи с местным возрастанием активности CaO (увеличение роли основного плагиоклаза в субстрате), невысокой активностью воды и процессом частичной дегидратации биотита. Образование второго могло происходить в результате "сухого" плавления обогащенного свободным кремнеземом кислого субстрата с высоким отношением плагиоклаза к калиевому полево-шпату.

Особенности геотектонического положения и пространственное распределение главных типов вулканических пород

Заложение и развитие Прикуринской (Предмалокавказской) системы прогибов, связанное с раздроблением и погружением новых участков Закавказского срединного массива вдоль его южной и юго-западной окраин, совпадает с мощным импульсом (альб-сезон) тектонической и магматической активности в пределах крупных регионов планеты и, в том числе, в пределах Средизем-

номорского альпийского пояса и входящего в его состав Малокавказского региона. На этом сходятся мнения почти всех исследователей данного региона, независимо от того, какой тектонической концепции они придерживаются /148, 149, 150, 151, 152/. Так, по палеотектонической схеме Ш.А.Адамия, Г.С.Закариадзе, М.Б.Лордкипанидзе этот импульс отвечает началу постколлизивной стадии с возобновлением напряжений растяжения, общим погружением фундамента и трансгрессией моря в пределах центральной и южной частей единого Малоазиатского-Закавказского микроконтинента. И.П.Гамкрелидзе связывает растяжение и интенсивное погружение по разрывам центральной части Закавказского срединного массива с начавшимся в альбе зарождением Черноморско-Аджаро-Триалетской рифтовой зоны, при этом Артвино-Болнисская и Бейбурт-Карабахская (Сомхето-Карабахская) зоны рассматриваются им в качестве островной дуги, в тылу которой и развивается названная рифтовая зона. Р.Н.Абдуллаев с соавторами относит образование Прикуринской системы прогибов к "поздней (верхний мел) стадии развития Сомхето-Карабахской геосинклинальной зоны", на которой происходит "интенсивное расчленение зон с возникновением поперечных прогибов и устойчивых консолидированных участков". А.Т.Асланян и М.А.Сатиян подчеркивают, что квазикратонная область горного Закавказья была вновь вовлечена в процессы деструкций в "среднем" мелу, что привело к возникновению офиолитовых тафро-геосинклиналей, знаменующих начальный этап новоальпийского тектонического цикла. В дальнейшем, в кампане - маастрихте, в связи с широкой морской трансгрессией, происходит выравнивание тектонического режима данного региона и проявляются слабые устойчивые прогибания с накоплением мелководных известняков /1, 5, 7/.

Ранее /7/ нами обращалось внимание на то, что Прикуринская система прогибов представляет собой пример сложного сочетания северо-западного приразломного прогиба с поперечными структурами, которые ориентированы в широтном или северо-восточном направлении. Подобные соотношения определяются развитием ее на сопряжении зон разновозрастной консолидации - Закавказского срединного массива (точнее, той его части, которая именуется Азербайджанской глыбой) и Сомхето-Карабахского геосинклинального поднятия. Первая из них представляет зону доальпийской консолидации, претерпевшую высокотемпературный метаморфизм и гранитизацию; вторая является гетерогенным складчато-глыбовым сооружением, в котором частные структуры были объе-

динены в одно поднятие благодаря складчатости и внедрению гранитных интрузий на верхнеюрском-неокомском этапе /I, 153/. Переход от Сомхето-Карабахской зоны к Азербайджанской глыбе обозначен в глубинном разрезе поперечно-ступенчатыми опущенными и приподнятыми блоками кристаллического фундамента и фиксируется геофизическими данными в виде северо-западных разломов, проникающих в верхнюю мантию до глубин около 38 км /14/. Таким образом, Прикуринская система прогибов, имея в основании жесткий, мозаично-раздробленный кристаллический фундамент, развивалась в верхнем мелу на активной окраине Азербайджанской глыбы в качестве наложенной структуры типа краевого прогиба. Эта структура обнаруживала общую тенденцию к компенсированному, сравнительно слабому погружению и на процессы тектонического растяжения она реагировала образованием разломов и конседиментационных брахиморфных складок. С этими тектоническими усилиями и связано формирование верхнемелового вулканического пояса, который в сходных геолого-структурных условиях /151, 153, 154/ протягивается вдоль северо-восточного склона Малого Кавказа с северо-запада (Болнисский прогиб) на юго-восток (Мартунинский прогиб). Этот пояс в продольном направлении разбивается на ряд структур-блоков II порядка, различающихся между собой по облику вулканических и ассоциирующих осадочных накоплений, по относительной роли в разрезах пород базальтового, андезитового и кислого состава. Изученная нами вулканическая серия слагает центральное звено упомянутого пояса, включающее следующие геологические структуры II порядка: северо-восточное крыло Алавердского антиклинория, Иджеванский поперечный прогиб и северо-восточное крыло Шамшадинского антиклинория, отвечающее Таузскому моноклинальному блоку. Как уже было показано в главе I и II, они отличаются распределением аномалий силы тяжести при общем преобладании и приподнятом залегании "базальтового" слоя, различным уровнем залегания кристаллического фундамента, вплоть до появления участков с редуцированным "гранито-метаморфическим" слоем. Эти структуры II порядка разбиваются в свою очередь на более мелкие структуры III порядка, которые характеризуются различными тенденциями и темпами вертикальных движений, в связи с чем отмечаются различия во времени проявления интенсивного вулканизма. Состав и количественные соотношения вулканических пород в пределах частных структур-блоков сведены в табл. 60, которая может слу-

жить основой для рассмотрения особенностей пространственного их распределения. Эти особенности сводятся к следующему:

1) Наиболее ранние (нижний турон-нижний коньяк) вулканические процессы приурочены лишь к структурам-блокам с синклинальными тенденциями развития, причем в Иджеванском прогибе и на Паравакарском блоке это выбросы пирокластического материала андезито-дацитового состава, в Папакарской структуре - извержения андезитов. Эти вулканические процессы могут быть связаны с поступлением глубинных флюидов и возникновением мелких магматических очагов, предшествующих поднятию фронта массового базальтообразования. Важно при этом подчеркнуть, что Иджеванский прогиб является примером такой структуры II порядка, где раннее проявление кислого вулканизма приурочено к участку с редуцированным "гранитно-метаморфическим" слоем.

2) Максимальная вулканическая активность в верхнем коньяке - нижнем сantonе проявляется вдоль западных, юго-западных границ всех структур-блоков в форме извержений шлакового материала и излияний лав высокоглиноземистых нефелиннормативных базальтов. Это должно свидетельствовать о массовом процессе магмообразования на глубинах порядка 70-35 км, соответствующих примерно границе верхней мантии и земной коры. Возникшие расплавы на пути к поверхности испытали (в связи с пониженной проницаемостью консолидированного фундамента) задержку с образованием промежуточных магматических камер на глубинах менее 15 км. Эти глубины в пределах данного региона примерно соответствуют мощности "гранитно-метаморфического" слоя. Таким образом, задержка обусловила длительную интрателлурическую внутрикамерную дифференциацию и обогащение базальтового расплава водно-флюидной фазой, которое в данных условиях тектонического растяжения происходило скорее всего путем окисления глубинных водородных флюидов. Высокое содержание летучих явилось главным фактором, определившим преимущественно взрывной характер вулканических явлений, связанных с отдельными некрупными вулканическими центрами, приуроченными, как уже указывалось, к участкам пересечения продольных разломов с поперечными. Длительная внутрикамерная кристаллизация базальтового расплава обусловила также внедрение на поздних этапах верхнеконьяк-нижнесантонского вулканизма дайкообразных субвулканических тел и пластовых залежей. Особое место в ряду описываемых структур занимает Папакарская структура, в которой на раннем этапе был интенсивно проявлен андезитовый вулканизм. Возможно, именно это обстоятель-

Таблица 60

Соотношение объемов (в %) вулканических пород в частных тектонических структурах – блоках центрального звена верхнемелового вулканического пояса северо-восточного склона Малого Кавказа

Структуры II порядка	Структуры-блоки III порядка	Возрастной интервал	I	2	3	4	5
Северо-восточ- ное крыло Ала- вердского ан- тиклинория	Айрумский брахи- антиклинальный блок	н.коньяк- в.сантон	70%	–	5%	–	25%
	Палакарский брахисинклиналь- ный блок	н.турон- в.сантон	15%	1%	–	70%	14%
	Воскепар-Шаварша- ванский брахианти- клинальный блок	н.коньяк- в.сантон	45%	–	–	22%	33%
Иджеванский прогиб	–	в.турон- н.сантон	75%	4%	20%	–	1%
Таузская моно- клиналь	Паравакарский блок	в.турон- н.сантон	90%	–	5%		5%
	Товуз-Неркинкармир- ахбюрский блок	н.коньяк- в.сантон	60%	–	–	10%	30%

1. Оливин-плагноклаз-пироксеновые базальты и долериты; 2. Оливиновые долериты; 3. Андезито-базальты; 4. Андезиты; 5. Кислые эффузивы.

ство, наряду с большей "жесткостью" данной структуры, привело к "закупорке" тектонических каналов и, следовательно, к более длительному отстаиванию базальтовых расплавов в коре. Предполагается, что взаимодействие этих расплавов с глубинными, восстановительными и существенно натровыми флюидами могло привести к формированию очагов субвулканических андезитов, развитых как в пределах названного блока, так и вдоль западной границы смежного Воскепар-Шаваршаванского блока.

3) В верхнем сантоне проявляются резкие различия между вулканическими комплексами частных тектонических структур. В пределах каждого блока проявляется площадная зональность, выраженная в последовательном смещении верхнесантонских вулканических центров в северном (Айрумский, Папакарский блоки) или северо-восточном (Воскепар-Шаваршаванский, Иджеванский, Таузский блоки) направлении, в сторону центральной части Азербайджанской глыбы. В структурах с синклинальной тенденцией вулканизм сохранил основной (до среднего) состав, проявления кислых эффузивов крайне незначительны. В Иджеванском блоке формирование последовательного ряда оливин-плагиоклаз-пироксеновые базальты — дупироксеновые андезиты-базальты — оливиновые долериты связано с углублением фронта магмообразования. В структурах с антиклинальной тенденцией проявляется интенсивный кислый вулканизм и происходит подъем фронта магмообразования. В этих структурах кислый вулканизм развивался независимо от предшествующего базальтового, на что указывают следующие факты: а) резкие переходы и несогласные соотношения между верхнеконьяк-нижнесантонским и верхнесантонским комплексами; б) одновременные излияния андезиты-базальтов и выбросы кислой пирокластики на смежных участках Иджеванского и Воскепар-Шаваршаванского блоков; в) главный структурный контроль кислого вулканизма осуществлялся единой северо-западной полосой поднятия, трассирующей глубинные разломы Предмалокавказской системы. Необходимо также подчеркнуть, что состав кислых эффузивов обнаруживает определенную связь с мощностью "гранито-метаморфического" слоя, которая в региональном плане возрастает с юго-запада на северо-запад II, 12, 13, 14, 15/. В этом же направлении натровые эффузивы сменяются кали-натровыми и, далее, калиевыми. Этот факт позволяет связывать формирование их очагов с процессами плавления разнородных исходных субстратов на различных уров-

ных земной коры. Подобные условия определяются наличием упомянутой регионально-протяженной зоны глубинного разлома, дренирующего верхнюю мантию и служащего проводником глубинных флюидов. Последние по мере проникновения в более высокие структурные этажи земной коры при смещении в северо-западном направлении приобретают все более калиевый и окисленный состав. Взаимодействие глубинных флюидов с разнородным субстратом обуславливает, таким образом, особенности петрохимического облика палингенных магматических очагов. В вертикальном разрезе эти очаги располагались на глубинах порядка нескольких километров, во всяком случае интрателлурическая кристаллизация биотитовых разностей начиналась на глубинах 4-4,5 км, роговообманковых разностей — на больших глубинах (до 6-8 км).

Суммируя изложенные в данной главе конкретные особенности, определяющие тектонический режим развития Прикуринской системы прогибов и условия проявления вулканических процессов, можно придти к следующим выводам:

1. Развитие на тектонически зрелой коре континентального типа, преобладание процессов слабого компенсированного погружения, связанного с этапом морской трансгрессии в пределах всего Малого Кавказа (и Среднеземноморского пояса), брахиформный тип конседиментационных складок и определяемая глубинными разломами "сосредоточенная проницаемость земной коры" (по терминологии В.В.Белоусова) позволяют рассматривать данный регион как краевой прогиб на активной окраине Азербайджанской плиты и классифицировать тектонический режим его развития на верхнемеловом этапе как режим срединных массивов, который выделяется В.В.Белоусовым /167/ в качестве особого типа в классе геосинклинальных режимов. Сохранение морских мелководных условий приводило к периодическому нивелированию вулканического островного рельефа.

2. Для объяснения особенностей вулканических процессов и одновременных извержений продуктов различного состава в пределах различных структур-блоков принимается "модель с серией глубинных (мантийно-коровых) очагов" /128,148/. На фоне относительно стабильных тектонических условий магматический контроль осуществлялся попеременно поперечными (базальтовый вулканизм) и продольными (кислый вулканизм) разломами.

3. Наличие жесткого консолидированного фундамента обусловило задержку глубинных расплавов (и флюидов) на более высо-

ких структурных этажах, образование приповерхностных промежуточных вулканических очагов, в которых осуществлялись продолжительная интрателлурическая кристаллизация и окисление глубинных флюидов. Высокая степень порфировости почти всех петрографических разностей изученной серии указывает на то, что лавы изливались (или внедрялись в слабоуплотненные слои вулканических брекчий) в негомогенном состоянии при температуре ниже ликвидуса. Этому способствовало длительное сохранение флюидной фазы в расплаве, которое приближает условия начальной кристаллизации данных расплавов к таковым глубинных пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование вулканических пород "непрерывной" ассоциации среднего звена Прикурийского (Предмалокавказского) верхнемелового вулканического пояса, включающее изучение химизма породообразующих минералов, соотношения составов сосуществующих фаз фенокристаллов и общего химизма пород, приводит к выводу, что данная вулканическая серия гетерогенна по происхождению. В пределах изученного региона, обладающего глубинным блоковым строением, формирование естественных рядов базальт — андезит — базальт — липарит, андезит — липарит в различных структурах-блоках является отражением изменения химизма различных магматических очагов. Наиболее существенные особенности химизма пород (и минералов) изученной вулканической серии, состоящие в недосыщенности кремнеземом состава оливиновых базальтов (и вкрапленников клинопироксена в них) и в проявлении трахитового уклона поздних дифференциатов кислых эффузивов, тесно увязываются с геотектоническим режимом региона, отвечающим режиму срединных массивов. В последних верхняя часть мантии находится при меньшем давлении и глубинная зональная система магмообразующих субстратов оказывается относительно фронта магмообразования приподнятой выше, чем в смежных участках взаимодействующей с массивом геосинклинали.

ЛИТ Е Р А Т У Р А

1. АСЛАНЯН А.Т. Региональная геология Армении. Ереван, Айпетрат, 1958.
2. АТАБЕКЯН А.А. Стратиграфия меловых отложений междуречья Агстев и Инджа-су (Северная Армения). Автореф. канд. дис. Ленинград-Ереван, 1954.
3. Геология СССР, т.43, Армянская ССР. Геологическое описание. М., Недра, 1970.
4. ТУМАНЯН Г.А. Позднемезозойская структура междуречья Дебед и Агстев (Сев.Армения). Автореф. канд. дис., Ереван, 1975.
5. САТИАН М.А. Литология и палеогеография меловых отложений междуречья р.Инджа-су, ср.течения р.Агстев и р.Гасан-су (Северная Армения). Автореф. канд. дис., Ереван, 1960.
6. МНАЦАКАНЯН А.Х. Меловые вулканические серии Северной Армении и связанное с ними минералообразование. Автореф. канд. дис., Ереван, 1964.
7. ДЖРБАШЯН Р.Т., ЕЛИСЕЕВА О.П., МНАЦАКАНЯН А.Х., ОСТРОУМОВА А.С., ФАВОРСКАЯ М.А. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. М., Наука, 1968.
8. ДЖРБАШЯН Р.Т., МАЛХАСЯН Э.Г., МНАЦАКАНЯН А.Х. Основные закономерности эволюции мезо-кайнозойского вулканизма Армении. В кн.: Материалы докладов II регионально-петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси, 1978.
9. АБДУЛЛАЕВ Р.Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, 1963.
10. ГАБРИЕЛЯН А.А., ПИРУЗЯН С.А. Сеймотектоническая схема Армении и сопредельных частей Антикавказа. - Изв. АН АрмССР, сер. "Науки о Земле", 1972, т.ХХУ, № 4.
11. АСЛАНЯН А.Т., ВЕГУНИ А.Т., МИЛАЙ Т.А., НИКОЛЬСКИЙ Ю.И., СИРОТКИНА Т.Н. Основные черты тектоники АрмССР в свете новых геолого-геофизических данных. - Изв. АН АрмССР, сер. "Науки о Земле", 1975, т. ХХУШ, № 6.

12. ОГАНИСЯН Ш.С. Изостатические аномалии силы тяжести и новейшие движения земной коры на территории АрмССР. - Изв. АН АрмССР, сер. "Науки о Земле", 1972, т. XXV, № 4.

13. НИКОЛЬСКИЙ Ю.И., СИРОТКИНА Т.Н., МИЛАЙ Т.А. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития территории Армении по данным геофизики. - В кн.: Методы разведочной геофизики. Вып. 12, Л., Недра, 1971.

14. АРУТЮНЯН А.Р. Особенности блокового строения и структурного плана поверхности элибайкальского основания центральной и северо-западной части АрмССР. - Изв. АН АрмССР, сер. "Науки о Земле", 1976, т. XXIX, № 3.

15. ЦИМБЕЛЬЗОН И.О. Глубинное строение и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований. - Сов.геол., 1965, № 4.

16. ОГАНИСЯН Ш.С. Геологическая характеристика регионально-го гравитационного поля Армении. - В сб.: Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР. Бриван, АН АрмССР, 1975.

17. МНАЦАКАНЯН А.Х. О цеолитизации верхнемеловых вулканических пород севера Армянской ССР. - Изв. АН АрмССР, сер. "Науки о Земле", 1965, т. XVII, № 5.

18. ГОДЛЕВСКИЙ М.Н., БАТАЛИЕВ А.Д. Фемические минералы дифференцированных траповых интрузий. - Минералогический сборник, № 12. Изд. Львовского университета, 1958.

19. WILLIE P.J. Discrepancies between optic axial angles of olivines measured over different bisectrices. - Amer. Mineralogist, 1959, v.44, N 1-2.

20. YODER H.S., SANAMA TH.G. Olivine X-ray determinate curve. - Amer. Mineralogist, 1957, v.42, p.475.

21. JAHANBAGLOO J.C. X-ray diffraction study of olivine solid solution series. - Amer. Mineralogist, 1969, v.54, N 1-2.

22. JAMBOR J.L. Olivine composition determination with small-diameter X-ray powder cameras. - Miner. Magazine, 1964, v. 33, N 264.

23. BONNE G.M., FERNANDEZ L.A. Phenocrystic olivines from easter Azeres. - Miner. Magazine, 1971, v. 38, N 294.

24. SANAMA TH. G., HUTTONEN KAI. Calcium-bearing magnesium-iron olivines. - Amer. Mineralogist, 1958, v. 43, N 9-10.

25. ИЛЬВИЦКИЙ М.И., КОЛБАНЦЕВ Р.В. Парагенетические типы и статистический анализ химизма оливинов. - ДАН СССР, 1968, т. 179, № 6.

26. СОБОЛЕВ В.С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. - Минералогический сборник, № 4. Изд. Львовского университета, 1950.
27. ДОБРЯЦОВ Н.А., КОЧКИН Ю.Н., КРИВЕНКО А.П., КУТОЛИН В.А. Породообразующие пироксены. М., Наука, 1971.
28. ДИР У.А., ХАУИ Р.А., ЗУСМАН Дж. Породообразующие минералы, т. I-5, М., 1965, 1966.
29. LEAKE B.E. Optical properties and composition in the orthopyroxene series. - Miner. Magazine, 1968, v. 36, N 281.
30. ZWAAN P.C. The determination of pyroxenes by X-ray powder diagrams. - Leidse. Geol. Meded., 1955, v. 19.
31. Howie R.A. The geochemistry of the charnockite series of Madras, India. - Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1955, 62, p. 725.
32. HESS H.H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. - Amer. Mineralogist, 1949, v. 34, N 9-10.
33. WITKIND J.J. Clinopyroxenes from acidic, intermediate and basic rocks, Little Belt Mountains, Montana. - Amer. Mineralogist, 1969, v. 54, N 7-8.
34. ГИНЗБУРГ И.В. Обзор систематики пироксенов. - В сб.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., Наука, 1970.
35. СОБОЛЕВ В.С. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949.
36. KUSHIRO J. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. - Amer. Journ. of Science, 1960, v. 258, N 8.
37. LE BAS M.J. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. - Amer. Journ. of Science, 1962, v. 260, N 4.
38. CARMICHAEL J.S.E., NICHOLLS J., SMITH A.L. Silica activity in igneous rocks. - Amer. Mineralogist, 1970, v. 55, N 1-2.
39. ВИЛЕНСКИЙ А.М., ЗЕДГЕНИЗОВ А.Н. О влиянии щелочности и кремнекислотности на состав магматических клинопироксенов. - ДАН СССР, 1969, т. 186, № 2.
40. ГИНЗБУРГ И.В., СИДОРЕНКО Г.А. Некоторые особенности кристаллохимии пироксенов, выявленные при их диагностике по дробаграммам. - Минералы СССР. Тр. Минер. Музея. Вып. 15. 1964.
41. BROWN G.M. The effect of ion substitution on the unit-cell dimensions of the common clinopyroxenes. - Amer. Mineralogist, 1960, v. 45, p. 15.

42. VISWANATHAN K. Unit-cell dimensions and ionic substitutions in common clinopyroxenes. - Amer. Mineralogist, 1966, v. 51, N 3-4.
43. KUNO H., HESS H.H. Unit-cell dimensions of clinoenstatite and pigeonite in relation to other common clinopyroxenes. - Amer. Journ. of Science, 1953, v.251, p. 741.
44. BROWN G.M. Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard magma. - Miner. Magazine, 1957, v. 31, p. 511.
45. LEFEBVRE P.C. Заметка о значении параметра "b" в ячейке клинопироксенов. - Bull. Soc. Franc. Miner. et Cristallograf., 1969, v. 92, N 1.
46. ЛОДОЧНИКОВ В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат, 1955.
47. WILKINSON J.F.G. Some aspects of the calciferous amphiboles, oxyhornblende, kaersutite and barkevikite. - Amer. Mineralogist, 1961, v. 46, N 3-4.
48. КОРИКОВСКИЙ С.П. Влияние щелочности на состав кальциевых амфиболов в магматических породах. - ДАН СССР, 1966, т.171, № 5.
49. HARRY W.T. Aluminium replacing silicon in some silicate lattices. - Miner. Magazine, 1950, v.29, p. 142.
50. COLVILLE P.A., ERNST W.G., GILBERT. Relationship between cell parameters and chemical compositions of monoclinic amphiboles. - Amer. Mineralogist, 1966, v.51, N 11-12.
51. JAKES P., WHITE A.J.R. Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island areas and continental margins. - Amer. Mineralogist, 1972, v. 57, N 5-6.
52. WONES D.R., EGSTER H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application. - Amer. Mineralogist, 1965, v.50, N 9.
53. МАРАКУШЕВ А.А., ТАРАХИН И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1965, № 3.
54. GOWER J.A. X-ray measurement of the iron-magnesium ratio in biotites. - Amer. Journal of Science, 1957, v. 255, N 2.
55. BLACKERBY B.A. Convolute zoning of plagioclase phenocrysts in miocene volcanics from the western Santa Monica Mountains, California. - Amer. Mineralogist, 1968, v.53, N 5-6.

56. МАРБУНИН А.С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. - Тр. ИГЕМ, вып. 78, М., 1962.

57. SMITH J.V., GAY M.A. The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars. II. - Miner. Magazine, 1958, v. 31, N 240.

58. TSUBOI S. Оптические методы определения низко- и высокотемпературных плагиоклазов. I, II, III. - Proc. Japan, Acad., 1968, v. 44, N 3.

59. КАМЕНЦЕВ И.Б. и др. Рентгеновское определение состава и упорядоченности плагиоклазов. - В сб.: Кристаллохимия и структура минералов. Л.: Наука, 1974.

60. RIBBE P.H. One-parameter characterization of the average Al/Si distribution in plagioclase feldspars. - Journ. of Geophys. Research, 1972, v. 77, N 29.

61. SLEMMONS D.B. Observation on order-disorder relation of natural plagioclases. - Norsk.Geol.Tidsskr., 1962, Bd. 42, N 2.

62. BAMBAUER H.V., CORLETT M., EBERHARD E., VISWANATHAN K. Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods. III. - Schweiz. Miner. Petrog. Mitt., 1967, Bd. 47, N 1.

63. HOFFER J.M. Compositional variations of plagioclases from a basaltic lava flow. - Amer. Mineralogist, 1966, v. 51, N 5-6.

64. HOFFER J.M. Order-disorder relationships of plagioclases in a porphyritic basalt flow. - Amer. Mineralogist, 1968, v. 53, N 5-6.

65. CARMICHAEL J.S.E. The feldspar phenocrysts of some Tertiary acid glasses. - Min. Magazine, 1960, v. 32, N. 251.

66. КУЗНЕЦОВА Л.Г., СТАНКЕВИЧ Е.К., ЦЕНТЕР И.Я. Метод ИК - спектроскопии в исследовании структурного состояния плагиоклазов. - В сб.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л., Наука, 1974.

67. СОСЕДКО Т.А. Рентгеновский экспрессный метод определения степени упорядоченности калиевых полевых шпатов. - В сб.: Кристаллохимия и структура минералов. М., Наука, 1974.

68. BASTA E.Z. Some mineralogical relationships in the system $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Fe}_3\text{O}_4$ and the composition of titanomagnetite. - Econ. Geology, 1959, v. 54, N 4.

69. ЦЕНТЕР И.Я., КАПРАЛОВА К.П., КУЗНЕЦОВА Н.В. Об изменении состава и свойств магнетита в эффузивную стадию кристаллизации андезитового расплава. - В сб.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л., Наука, 1974.

70. VINCENT E.A., WRIGHT J.B., CHEVALLIER B.A., MATHIEU S. Heating experiments on some natural titaniferous magnetites. - Min. Magazine, 1956, v. 31, N 239.

71. ЦВЕТКОВ А.И., МЯСНИКОВ В.С., ЩЕПОЧКИНА Н.И., МАТВЕРЕВА Н.А. О природе пластинчатых образований в титаномagnetитах. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2.

72. HÄGG G. Die Kristallstruktur des magnetischen Ferrioxys. - Zs. Phys. Chem. (Leipzig), 1935, Bd.29, Hf. 1.

73. НАГАТА Т. Магнетизм горных пород, М., Мир, 1965.

74. AKIMOTO S., KATSURA P., JOSHIDA M. Magnetic properties of TiO_2 - Fe_2O_4 - Fe_3O_4 system and their change with oxidation. - J. Geomag. and Geoelectricity, 1957, v.9, N 4.

75. BASTA E.Z. Natural and synthetic titanomagnetites (The system Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4 - $Fe Ti O_3$). - Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 1961, Band. 94, 2 Hefte.

76. VINCENT E.A. Ulvöspinel in the Skaergaard Intrusion, Greenland. - Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 1960, Band 94, 2 Hefte.

77. Печерский Л.М., Шаронова З.В. О происхождении магнетита в магматических породах основного состава. - Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1970, № 8.

78. ИОДЕР Г.С., ТИЛЛИ К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965.

79. КАМЕНЦЕВ И.Б., ПРИЯТКИН А.А. Изменение параметров элементарной ячейки кварца в зависимости от условий его образования в различных магматических породах Большого Хингана. - В кн.: Рентгенография минерального сырья, сб. 3. М., Гостеолтехиздат, 1961.

80. УСТИЕВ Ф.К. Андийский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма северо-востока СССР. М., Гостеолтехиздат, 1961.

81. BOWEN N.L., TUTTLE O.F. Synthetic granites and their melting behavior under high H_2O pressure. - Amer. Mineralogist, 1952, v. 37, N 3-4.

82. ФОН ПЛАТЕН Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис магматитов. - В сб.: Природа метаморфизма. М., Мир, 1967.

83. ЗАВАРИЦКИЙ А.Н., СОВОЛЕВ В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
84. НАСЕДКИН В.В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 98, М., 1963.
85. BOYD F.R. The system $MgSiO_3$ - $CaMgSi_2O_6$. - J. Petrology, 1964, v. 5, N 6.
86. ГРИН Д.Х., РИНГВУД А.Э. Происхождение базальтовых магм. В сб.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
87. WILKINSON J.F.G. The olivines of a differentiated Tescenite Sill Near Cunnedah, New South Wales.-Geol.Mag.1956,v.93.
88. SMITH D., LINDSLEY D.H. Stable and metastable augite crystallization in a single basalt flow. - Amer. Mineralogist, 1971, v. 56, N 1-2.
89. ОСТРОУМОВА А.С., ЦЕНТЕР И.Я., СЫСОВЕВ А.Г. Состав и оптические свойства породообразующих минералов как показатель глубинности кристаллизации базальт-андезитовых расплавов. ЗВМО, вторая серия, 1976, ч. 105, вып. 2.
90. SCHÖRER G. Die Pyroxene tertiärer Vulkanite des Vogelsberges. - Chem. Erde, 1970, Bd. 29, Heft 2.
91. RAMBERG H., DE-VORE G.W. The distribution of Fe^{+2} and Mg^{+2} in coexisting olivines and pyroxenes. - J. of Geology, 1951, v. 59, N 3.
92. BARTH T.F.W. The feldspar geologic thermometers. - Neues Jahrbuch Mineral. Abhandl., 1951, Bd. 82.
93. BUDDINGTON A.F., LINDSLEY D.H. Iron-titanium oxide minerals and syntetic equivalents. - J. Petrology, 1964, v. 5, N 2.
94. KRETZ R. Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages.- J. Geol., 1963, v. 71, N 6.
95. GHOSE S. The nature of Mg^{+2} - Fe^{+2} distribution in some ferromagnesian silicate minerals. - Amer. Mineralogist, 1962, v. 47, N 3-4.
96. ПОЛКАНОВ А.А., ЕЛИСЕЕВ Н.А., ЕЛИСЕЕВ Э.Н., КАВАРДИН Г.И. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. М.-Л.: Наука, 1967.
97. I Международный геохимический конгресс. Том I. Магматические процессы, М.. Мир. 1972.

98. САКСЕНА С. Термодинамика твердых растворов порообразующих минералов. М.: Мир, 1975.

99. SAXENA S.K. Krystal-chemical Aspects of distribution of elements among certain Coexisting Rock-forming silicates. - Neues Jahrbuch Miner. Abhand., Band. 108, Heft 3, (Stuttgart), 1968.

100. SAXENA S.K. Mg^{+2} - Fe^{+2} order-disorder in orthopyroxene and the Mg^{+2} - Fe^{+2} distribution between coexisting minerals. - Lithos, 1971, N 4, p. 345.

101. ПЕРЧУК Л.Л. Равновесия порообразующих минералов. М.: Наука, 1970.

102. ПЕРЧУК Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973.

103. ПЕРЧУК Л.Л., РЯБЧИКОВ И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976.

104. ХЭТЧ Ф., УЭЛЛС А., УЭЛЛС М. Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975.

105. КУШИРО И., ШЕРЕР И.Ф. Новые данные по системе диопсид-форстерит-кремнезем. - В сб.: Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1969.

106. ГРИН Т.Х., РИНГВУД А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. - В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.

107. ГРИН Д.Х., РИНГВУД А.Э. Происхождение базальтовых магм. - В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970.

108. КУШИРО И., ЙОДЕР Г.С. Реакция между форстеритом и анортитом при высоких давлениях. - В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971.

109. ВОЛЫНЕЦ О.Н., ЩЕКА С.А., ДУБИК Ю.М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил. - В сб.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978.

110. КАДИК А.А., ЛУКАНИН О.А., МУРАВЬЕВА Н.С. Система форстерит-анортит-вода при 3000 атм. (Хитаров Н.И. Хроника семинара экспериментаторов). - Геохимия, 1970, № 9.

III. DUKE J.M. Distribution of the Period four transition elements among olivine, calcic clinopyroxene and mafic silicate liquid: experimental results. - J. of Petrology, 1976, v. 17, part 4.

II2. СОБОЛЕВ В.С. Петрология траппов Сибирской платформы.-
Тр. Арктич. ин-та, 1936, т. 43.

II3. ПОЛЯКОВ А.И., ИЛЫН Н.П., МУРАВЬЕВА Н.С. Условия кристаллизации пород риолит-базальтовой ассоциации Исландии (по данным состава минералов-вкрапленников и коэффициентов распределения). - Геохимия, 1976, № 7.

II4. КРИВЕНКО А.П., ОРЛОВ Д.М. Пироксены габбро-сиенитовой формации Алтае-Саянской области. - В сб.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972.

II5. ФЮКТИСТОВ Г.Д. Чунский диабазовый силл. - ДАН СССР, 1960, т. 130, № 2.

II6. ФЮКТИСТОВ Г.Д., УЩАПОВСКАЯ З.Ф., ВАСИЛЬЕВ Т.А., ЛАХНО Т.А., ЕЛИЗАРЬЕВА Т.И. Минералогия траппов юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975.

II7. MURREY R.J. The clinopyroxenes of the Garbh Eillean sill, Shiant Isles. - Geol. Magazine, 1954, v.91, N 1.

II8. ЙОДЕР Г.С., ТИЛЛИ К.Э., ШЕРЕР И.Ф. Пироксены и минералы, ассоциирующие с ними в земной коре и мантии. Пироксеновый четырехугольник. - В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1969.

II9. LARSEN E.S., IRVING F.A., GONYER J. Petrologic results of a study of a minerals from the Tertiary volcanic rocks. - Amer. Mineralogist, 1937, v. 22, N 8.

II0. ТАРАГИН И.А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М.: Наука, 1971.

II1. CARMICHAEL J.S.E. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. - Contrib. to Mineral. and Petrol., 1967, v. 14, N 1.

II2. БАРТ Т.Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород.- В кн.: Чтения им. В.И.Вернадского. IV, М.: АН СССР, 1962.

II3. ФЕРИТАТЕР Г.Б., БОРОДИНА Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975.

II4. РЯБЧИКОВ И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975.

II5. МНАЦКАНЯН А.Х., ХУРИШДЯН Э.Х. Железо-титановые окисные минералы-вкрапленники в вулканических породах верхнемеловой серии Северной части Армянской ССР. - Изв. АН АрмССР, сер. Науки о Земле, 1976, № 1.

126. ПОЛТАВЕЦ; Ю.А. Обсуждение титаномagnetитового геотермометра Баддингтона-Линдсли на основе сравнительного анализа равновесий шпинелидов магнетитовой серии. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 6.

127. THORNTON C.P. Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index. - Amer. Journ. of Science, 1960, v. 258, p. 664.

128. БЕЛОУСОВ А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976.

129. КУТОЛИН В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1978.

130. БАКУМЕНКО И.Т., ДОБРЕЦОВ Н.Л. и др. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975.

131. БАСИНА В.А. Ультраосновные вулканические породы. - Геол. и геофиз. 1975, № 8.

132. ВИНКЛЕР Г. Генезис с метаморфических пород. М.: Мир, 1969.

133. ВИНКЛЕР Г., ФОН ПЛАТЕН Х. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск: Наука, 1968.

134. КАДИК А.А., ЛЕБЕДЕВ Е.Б., ХИТАРОВ Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971.

135. ХИТАРОВ Н.И., НАГАПЕТЯН Л.Б., ЛЕБЕДЕВ Е.Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование). - Геохимия, 1969, № 3.

136. ROEDER P.L., EMSLIE R.P. Olivine-liquid equilibrium. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1970, v. 29, N 4.

137. ВАГАНОВ В.И., КУЗНЕЦОВ И.Е. Определение температур кристаллизации оливина ультраосновных и основных пород. - В сб.: Современные методики петрологических исследований. М.: Наука, 1976.

138. ХИТАРОВ Н.И., НАГАПЕТЯН Л.Б., ЛЕБЕДЕВ Е.Б. Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 3000 кг/см². - Геохимия, 1969, № 1.

139. БАЗАРОВА Т.Ю., БАКУМЕНКО И.Т., КОСТЯК В.П., ПАНИНА Л.И., СОБОЛЕВ В.С. Температурные условия кристаллизации главных типов изверженных горных пород (по данным гомогенизации включений расплавов в минералах). - В сб.: Геохимия, минералогия, петрология. (Докл. сов. геологов, XXV серия МГК) М.: Наука, 1976.

140. ЛЕТНИКОВ Ф.А., КАРПОВ И.К., КИСЕЛЕВ А.И., ШКАНДРИЙ Б.О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977.

141. ФРОЛОВА Т.И., БУРИКОВА И.А., КОСТИНА Р.И., РОГОВ В.И. Эволюция флюидного режима в процессе развития геосинклинального вулканизма Южного Урала. - В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976.

142. FUDALY R.F., MUAN A., OSBORN E.F. Oxygen fugacities of basaltic magmas. - Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, 1962, 68.

143. ЛЕТНИКОВ Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск; Наука, 1975.

144. GIBBON D.L., WYLLIE P.J. Experimental studies of igneous rock series: The Farrington complex, North Carolina and the Star Mountain Rhyolite, Texas. - J. of Geology, 1969, v.77, N 2.

145. КОРЖИНСКИЙ Д.С. Зависимость степени окисления железа в магме от щелочности. - ДАН СССР, 1978, т. 238, № 4.

146. ЕЛИСЕЕВ Э.Н. Физико-химическое моделирование. Л.: Наука, 1975.

147. МАРАКУШЕВ В.А., БЕЗМЕН Н.И., БОКША С.С., ЧЕСНОВОВ В.И. К проблеме генезиса мономинеральных магм. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии, вып. УП, М.: Наука, 1978.

148. ФАВОРСКАЯ М.А., ТОМСОН И.Н., ИВАНОВ Р.Г., БАСКИНА В.А., ВОЛЧАНСКАЯ И.К., ДЕЖИН Ю.П., КРАВЦОВ В.С., ФРИХ-ХАР Д.И. Связь магматизма и эндогенной минералогии с блоковой тектоники. М.: Недра, 1969.

149. АДАМИЯ Ш.А., ЗАКАРИАДЗЕ Г.С., ЛОРДКИПАНИДЗЕ М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. - Геотектоника, 1977, № 4.

150. ГАМКРЕЛИДЗЕ И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси; Мецниереба, 1977.

151. АБДУЛЛАЕВ Р.Н., МУСТАФАЕВ Г.В., ГАСАНОВ Р.К., МУСТАФАЕВ М.А. Кислые геосинклинальные вулканы северо-восточной части Малого Кавказа. - В сб.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.

152. АСЛАНЯН А.Т., САТИАН М.А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. - Изв. АН АрмССР, сер. Наука и Земле, 1977, т. XXX, № 4-5.

153. ШИХАЛИБЕЙЛИ Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Т.2, Баку, АН Аз.ССР, 1966.

154. ГОГИШВИЛИ В.Г., ГОГИШВИЛИ Т.Ш., ЗУЛИАШВИЛИ Т.Г., СУХИ-
ШВИЛИ А.И., ЧОХОНЕЛИДЗЕ М.И., МУЧЕРИДЗЕ Н.К. Петрология кис-
лых пород верхнемеловой вулканогенной толщи Южной Грузии и
некоторые вопросы блоковой тектоники. - В сб.: Проблемы гео-
логии и металлогении Кавказа, Тбилиси: Мецниереба, 1976.

155. БЕЛОУСОВ В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	5
I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР	8
II. О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР	17
III. КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД	20
IV. СОСТАВ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР	28
Оливин	28
Гиперстен	34
Клинопироксен	40
Роговая обманка	54
Биотит	62
Полевые шпаты	73
а) Плаггиоклаз	73
б) Санидин	82
Магнетит	87
Ильменит	98
Хромшпинель	101
Кварц	101
Особенности состава базиса (основных масс) верхнемеловых вулканических пород	102
Особенности кристаллизации полевых шпатов в породах верхнемеловой вулканической серии	114
Особенности кристаллизации пироксенов в породах верхнемеловой вулканической серии	118
V. СООТНОШЕНИЯ СОСТАВОВ СОСУЩЕСТВУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ-ВКРАПЛЕННИКОВ В ПОРОДАХ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ	123
Оливин-плаггиоклаз	125
Оливин-клинопироксен	128
Оливин-хромшпинель	132
Плаггиоклаз-клинопироксен	133
Плаггиоклаз-гиперстен	136
Гиперстен-клинопироксен	138
Клинопироксен-роговая обманка	141

Плагиоклаз-роговая обманка	144
Биотит-клинопироксен	146
Гиперстен-роговая обманка	148
Плагиоклаз-санидин	149
Плагиоклаз-биотит	150
Санидин-биотит	150
Санидин-биотит-магнетит	151
Магнетит-ильменит	154
Распределение титана между вкрапленниками амфибола-магнетита и биотит-магнетита (маггемита) в породах лавитовой группы	157
УІ. ХИМИЗМ ПОРОД ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ И ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ АССОЦИАЦИЙ ФЕНОКРИСТАЛЛОВ	160
УП. ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ	190
Температурный режим интрателлурической кристаллизации	190
Режим кислорода и водного флюида	194
Обсуждение петрогенетических особенностей	212
Особенности геотектонического положения и пространственное распределение главных типов вулканических пород	220
Заключение	228
Литература	229

Мнацаканян Алла Хачатуровна

ПЕТРОЛОГИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ
СЕРИИ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

ИБ № 404

Редактор издательства Р. Г. Навасардян

Художник А. А. Зарян

Худож. редактор Г. Н. Горцакалян

Технич. редактор Р. Х. Геворкян

Корректор М. Б. Геворкян

ВФ 04863. Изд. 5407. Заказ 796. Тираж 500

Сдано в производство 17. 07. 1981 г.,

подписано к печати 8. 05. 1981 г. Печ. 15,25 л. + 13 вкл,

Усл. печ. л. 20,25, изд. 15,66 л. Бумага № 1,

60x90 1/16. Цена 2 р. 60 к.

Издательство АН Армянской ССР.

375019 Ереван, Барекамутян, 24-г.

Типография Издательства АН Армянской ССР,

г. Эмиадзин